

Ф. ДЖ. ПЕТТИДЖОН

# ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Перевод с английского  
С. Е. Алферова,  
Ф. А. Силонова,  
Ю. В. Пашкова

Под редакцией доктора  
геол.-мин. наук  
И. М. Симановича  
и чл.-кор. АН СССР  
П. П. Тимофеева

Ухта-2, Коми АССР.  
УХТИНСКОЕ ГОРНО-ПРОМЫСЛОВОЕ КОМПЛЕКСНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ



МОСКВА · НЕДРА ·  
1981

северных участках в песке доминирует кварц, южнее отмечается преобладание карбонатного материала [204].

Примерами древних пород этого типа являются калькаренитовые пески миссисиппского возраста Лойалхана в Пенсильвании [1] и Гринбрир в Западной Виргинии [254]. Породы свиты Лойалхана на 40—45% состоят из кварца, 25% — обломочных карбонатов и 30% — карбонатного цемента. Химический состав этих пород приводится в табл. 7-11. Формация Кау-Крик (мел), развитая вблизи Фредериксберга, штат Техас (см. рис. 7-26), также сложена калькаренитовым песком, вероятно, представляющим собой пляжевые отложения.

Пески россыпей. Пески россыпей образуют небольшую, но минералогически очень интересную группу песков. Несмотря на малый их объем, они часто имеют большую промышленную ценность из-за наличия в них титана, циркония и тория. Россыпи представляют собой локальные скопления, образовавшиеся в результате деятельности рек и пляжевых процессов. Они имеют небольшое площадное распространение и характеризуются незначительной мощностью, редко более 1—2 м.

Многочисленны примеры современных пляжевых россыпей. Например, россыпные пески Орегона [124] содержат местами скопления хромита; россыпи во Флориде разрабатываются с целью получения ильменита, циркония и рутила [203]. Известны и разрабатываются также древние «ископаемые» россыпи, например, содержащие рутил пески Коханси (плиоцен) в Нью-Джерси [202] и верхнемеловые титаноматитовые пески Монтаны [283].

Весьма необычным типом песчанника являются докембрийские песчанники бассейна Ранд в ЮАР, которые содержат тонкие прослои обломочного пирита [246] (рис 7-27).

**Итаколумит.** Итаколумит представляет собой характерный кварцевый сланец, названный по горе Итаколумп в Бразилии. Холмс [146] приписывает название Гумбольдту. Итаколумит состоит из сцепленных кварцевых зерен и некоторого количества слюды, он обладает определенной гибкостью, поэтому его часто называют «гибким песчанником» [44, 109]. Возможно, это метаморфическая порода, а не песчанник. Итаколумит встречается также в Северной Каролине [96].

## Диagenез песчанников

Вскоре после накопления в песках начинается процесс старения, который существенно изменяет их свойства. Это уже не рыхлый зернистый материал, он превращается в плотную литифицированную породу. Старение — сложный процесс, еще полностью не изученный. Частично это чисто механические явления: раскалывание зерен, изгибание и деформация обломков слюды, раздавливание менее прочных пелитовых зерен, но в основном это химический процесс, он включает растворение, перестройки, разложение и интергранулярные реакции. Перераспределение материала, например растворение кварца в одном месте и выпадение в другом, ведет к цементации и уменьшению порового пространства. Менее устойчивые зерна каркаса разрушаются и теряют свои свойства, превращаясь в микрокристаллический матрикс, который может взаимодействовать с другими более устойчивыми зернами. В результате комплексного воздействия растворения под давлением, дегазации (опалоподобных и стекловатых веществ) и разложения неустойчивых обломочных компонентов происходит изменение строения

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. Пер. с англ. — М., Недра, 1981 751. — Пер. изд.: США, 1975

Книга является справочным руководством по осадочным породам. Каждая из 17 глав книги посвящена какому-либо важному вопросу учения об осадочных породах или определению типу этих пород. В ней рассмотрены особенности осадочных пород, структуры и условия их залегания, влияние тектоники на осадкообразование, изменение условий осадко-накопления во времени. Дано подробное описание обломочных пород, сланцев, аргиллитов, вулканогенных осадочных пород, железистых образований, фосфоритов, бокситов и т. д. Для всех пород рассматриваются условия современного образования, структура, состав, классификация и фациальное положение.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих осадочные породы, а также может быть использована студентами геологических факультетов вузов.

Табл. 89, ил. 359, список лит. — 2877 назв

И 20805—221 43—81 1904020000  
043(01)—81

© 1975 by Francis J. Pettijohn  
Перевод на русский язык, «Недра» 1981

## Оглавление

Предисловие	7	Текстура галечников и конгломератов	208
Глава 1. Введение	9	Основные различия между галечниками и песками	209
Определения	9	Классификация галечников и конгломератов	210
История седиментологии	10	Ортоконгломераты	212
Экономическое значение осадочных пород	18	Параконгломераты (конгломератовые аргиллиты)	218
Список литературы	19	Диагностические конгломераты	233
Глава 2. Природа и происхождение осадочных пород	24	Внутриформационные конгломераты	234
Введение	24	Брекчии	237
Строение (fabric) *	27	Псевдоконгломераты и псевдобрекчии	240
Состав	28	Список литературы	240
Классификация	29	Глава 7. Пески и песчаники	248
Общий объем и масса осадочных пород	32	Введение	248
Относительная распространенность пород	34	Современные пески	249
Список литературы	35	Свойства песчанников	253
Глава 3. Структура осадочных пород	37	Классификация песчанников	268
Размер частиц обломочных пород	38	Петрография песчанников	272
Форма и окатанность	71	Диагностические песчанники	303
Структура поверхности	81	Петрогенез песчанников	313
Структура и геометрия каркаса осадочных пород	86	Список литературы	317
Кристаллические и другие структуры эндогенного происхождения *	105	Глава 8. Глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты	329
Биогенные структуры	116	Введение	329
Список литературы	118	Определения и терминология	330
Глава 4. Внутреннее строение и текстуры осадочных пород	130	Структуры и текстуры	331
Введение и классификация	130	Минеральный состав сланцев и аргиллитов	336
Сложность	132	Химический состав	343
Внутреннее строение и текстура слоев	135	Цвет	347
Знаки на поверхностях напластования и текстуры	152	Диагностические глинистых сланцев	348
Деформированная и нарушенная сложность	160	Классификация и петрология глинистых сланцев	350
Строматолиты и другие биогенные текстуры	165	Геологическое распространение глины и сланцев	364
Диагностические текстуры	172	Алевролиты и лессы	365
Список литературы	172	Список литературы	369
Глава 5. Геометрия тел осадочных пород	181	Глава 9. Вулканокластические осадки	376
Введение	181	Введение и определения	376
Песчаные тела	183	Структуры и текстуры вулканокластических отложений	377
Песчаные дайки, каналы и автоинтрузии	190	Состав	381
Геометрия карбонатных тел	191	Петрография вулканокластических осадков	384
Соляные купола, штоки и антиклинали	194	Изменение туфов	387
Заполненные пустоты и воронки	194	Происхождение и свойства вулканокластических отложений	389
Другие осадочные тела	195	Список литературы	394
Список литературы	195	Глава 10. Известняки и доломиты	396
Глава 6. Галечники, конгломераты и брекчии	198	Введение	396
Введение	198	Современные карбонатные осадки	398
Современные галечники	199	Минеральный и химический состав	405
Строение и состав галечников	202	Структуры и текстуры известняков	414
		Классификация известняков	431



Петрография известняков (и доломитов)	436
Диagenез карбонатных пород	458
Фации известняков	467
Список литературы	478
<b>Глава 11. Некластические отложения (без известняков)</b>	491
Введение	491
Кремни и другие кремнистые осадки	492
Железистые осадки	509
Фосфориты и другие фосфатные осадки	535
Соляные отложения и другие эвапориты (исключая карбонаты)	544
Углеродсодержащие осадки	555
Список литературы	567
<b>Глава 12. Конкреции, желваки и другие диагенетические сегрегации</b>	578
Введение	578
Определения и классификация	578
Происхождение	580
Карбонатные конкреции и желваки	581
Кремнистые желваки и конкреции	591
Фосфоритовые конкреции и желваки	595
Желваки и конкреции, состоящие из окислов железа	596
Пиритовые и марказитовые желваки и кристаллические агрегаты	597
Баритовые желваки и розетки	598
Кристаллы и пучки кристаллов гипса	598
Псевдоконкреции	598
Список литературы	600
<b>Глава 13. Питаящиеся проявления</b>	605
Введение	605
Определения и понятия	606
Минералы и материнские породы	607
Стабильность минералов в почвенном слое	611
Стабильность минералов в процессе транспортировки	618
Стабильность минералов внутри пластов	621
Зоны тяжелых минералов	623
Стабильность минералов: теоретические и прочие соображения	626
Восстановление истории питающих проявлений	628
Список литературы	631

## Глава 14. Палеотечения и география

Введение	
Ориентированные текстуры и структуры	
Скалярные свойства и палеотечения	
Изменения состава обломков и палеотечений	647
Мощность пласта, изопекисты и палеотечения	660
Палеотечения и геологическое время	661
Палеотечения и апаллы бассейна	663
Фациальные карты и палеогеография	665
Список литературы	669
<b>Глава 15. Анализ обстановки осадконакопления</b>	663
Введение	663
Понятие «обстановки осадконакопления»	664
Параметры, характеризующие обстановку осадконакопления	665
Классификация обстановок осадконакопления	679
Фациальные модели и реконструкция обстановки осадконакопления	689
Список литературы	707
<b>Глава 16. Осадконакопление и тектоника</b>	714
Введение	714
Кратоны	716
Геосинклиналь	719
Орогенные осадки	724
Геосинклинальный цикл	730
Геосинклиналь и тектоника плит	732
Список литературы	732
<b>Глава 17. Осадки и история Земли</b>	735
Введение	735
Эволюция поты	737
Эволюция глинистых сланцев	737
Эволюция песчанников	739
Эволюция карбонатов	741
Сравнительная распространяемость главных типов пород и геологическое время	742
Скорость осадконакопления	742
Продолжительность суток и лунные приливы	744
Вопрос о древней атмосфере	744
Обобщение и критика	746
Список литературы	747
Предметный указатель	748

*Моей жене Дороти, без настойчивости  
и понимания которой эта книга никогда  
не была бы написана*

## **Предисловие**

Второе издание книги «Осадочные породы» вышло более восемнадцати лет тому назад\*. За прошедшее время значительно расширились наши представления об известняках и современных карбонатных осадках, возрос интерес к изучению осадочных текстур и палеотечений, достигнуты значительные успехи в области расшифровки физико-химических аспектов осадконакопления, осознавая необходимость изучения смены условий осадконакопления в вертикальном разрезе. По мере изучения современных осадков произошел переход от построения плоских и двухмерных моделей к объемным.

Опубликовано несколько монографий, посвященных песчаным породам, известнякам, осадочным текстурам и процессам осадконакопления, что заставляет автора пересмотреть представления о взаимосвязи тектоники и осадконакопления в глобальном масштабе. Все перечисленные обстоятельства и многие другие не позволили просто переиздать книгу «Осадочные породы», а заставили меня написать ее заново.

Однако принципиальный подход, выработавшийся в первых двух изданиях и положенный в основу третьего, оставлен неизменным. Как и в предыдущих изданиях, я ставил перед собой цель — преподнести читателю некоторые представления об осадочных породах, а не об осадконакоплении и, следовательно, в настоящем издании, как и в предшествующих, сделан упор больше на породу, чем на процесс.

Основная цель книги заключается в том, чтобы показать исследователю, имеющему дело с обнажением, образцом породы или штифтом, каким образом можно прочесть историю породы и как наблюдаемые явления можно интерпретировать. Что можно сказать о происхождении породы и какое заключение можно сделать об условиях осадконакопления? В геологической науке в целом конечной инстанцией является обнажение, на котором следует проверять все концепции или теории. Применение теоретических и лабораторных исследований позволяет предположить возможный механизм происхождения пород, но мнение полевые работы дают окончательный ответ на этот вопрос.

Как и в предыдущих изданиях книги, значительная часть объема третьего издания посвящена описанию и систематике различных классов осадочных пород и пониманию их структур и текстур. Помимо такого описания приводится краткое обоснование их происхождения, насколько это оказалось возможным сделать по результатам соответствующих полевых и лабораторных исследований. Мы не пытались отразить физико-химические аспекты этих процессов. Они изложены в таких специальных работах как «Основы химической седиментологии» Бернаера и «Физические процессы осадконакопления» Аллена.

\* Вышло из печати в Нью-Йорке в 1957 г. — Прим. ред.

В целом внимание исследователей с микроскопического осадочных пород в шлифах (хотя и этот вопрос остается в вы пенн важным) переместилось на более тщательное изучение о ний и на использование осадочных текстур, а также вертикальной следовательности напластования для анализа осадочных пород.

Помимо обновления некоторых глав, посвященных описанию осадочных пород, в книгу включено несколько теоретических глав, в результате чего многие из наших слабо аргументированных положений и ранее неясных конечных задач стали более четко сформулированными. Именно эти принципы и положения составляют заключительную треть настоящего издания. Надеюсь, что здесь я дал исследователю понимание сущности проблемы и начальные представления о вкладе седиментологии в анализ условий осадконакопления и палеотечений, в проблемы происхождения и в общие вопросы эволюции и развития глобальных процессов. Я считаю нужным сделать упор на установление среды и (или) обстановки, в которой происходило накопление осадка. Каким образом исследователь восстанавливает обстановку осадконакопления? В существующих учебниках по стратиграфии и седиментологии на этот вопрос редко можно найти исчерпывающий ответ. Излагать чисто теоретические основы в некоторой степени затруднительно; лучше пояснить их на ряде конкретных примеров, которые и приводятся здесь.

В этих главах мы затрагиваем вопросы, до некоторой степени традиционно рассматриваемые в курсах стратиграфии. Однако мы не касались ключевых проблем стратиграфии, таких как установление возраста и их корреляция.

При подготовке третьего издания, когда автор попытается объединить изучение осадочных пород с рассмотрением более крупных проблем, для него вскоре стало очевидным, что для правильного пользования обширной литературой необходимо выработать особый подход. Ссылаться на все существующие работы невозможно. В связи с этим ссылки на литературу сделаны выборочно. В основном это все крупные монографии по таким специальным вопросам как текстуры осадочных пород, карбонатные и другие породы, палеотечения и т. п. Я также старался дать как минимум одну ссылку на последние публикации по данному вопросу и кроме того привести «красочный пример» — образец изучения каждой из нескольких групп осадочных пород или классов. Для удобства читателя список использованной литературы приводится в конце каждой главы.

Как и всегда, при подготовке настоящего издания, неоценимую помощь оказали мне многие лица. В частности, хочу выразить свою признательность и благодарность моим коллегам С. М. Стенли и О. П. Бриккеру за критические замечания по отдельным главам, С. Х. Веберу за помощь в работе с фотоматериалами, Эрнсту Клеусу за его советы и помощь в изготовлении микрофотографий и, наконец, я благодарен Катлин Шенон за перепечатку рукописи. Я также благодарен всем, кто разрешил привести в книге одну-две фотографии и, позволив использовать ранее опубликованный материал. Необходимое упоминание этих лиц приводится в соответствующих разделах текста.

Балтимор, штат Мэриленд  
28 февраля 1974 г.

### Определения

Осадочные отложения представляют собой геологические тела, сложенные консолидированным материалом, накопление которого происходило на поверхности земли или на незначительной глубине при низких значениях температуры и давления, характерных для этой обстановки седиментации. Осадки обычно, но не всегда, отлагаются из водных растворов, в которых они находятся или в растворенном состоянии, или в виде суспензии. Под это определение попадает большая часть материалов, рассматриваемых в качестве осадков (или осадочных пород), хотя некоторые из них, например обломочный материал, выброшенный вулканами в атмосферу и отложенный в затвердевшем состоянии, может образовываться при повышенных температурах, а также образования как глубоководные осадки формируются при давлениях значительно выше нормальных.

Осадочная петрология\* — это ветвь петрологии, изучающая осадки и их древние аналоги — осадочные породы. Если петрография занимается описанием пород, то осадочная петрография соответственно описывает осадочные породы. В Соединенных Штатах термин седиментация обычно применяется при изучении осадочных отложений. Однако в строгом смысле слова под термином седиментация понимается процесс накопления осадка, и он в первую очередь применяется (в таких областях как физика и инженерное дело) для обозначения процесса осаждения твердых частиц из жидкости. Поскольку существует представление, что осадочная петрология занимается микроскопическим анализом, Уодел в 1932 г. [52] предложил рассматривать термин седиментология в качестве названия науки об осадочных отложениях. Седиментология, по мнению многих исследователей, — более широкое понятие, чем осадочная петрология. Последний термин часто применяется исключительно в лабораторных исследованиях осадочных пород — главным образом при изучении шлифов, в то время как термин «седиментология» употребляется и в лабораторных, и в полевых исследованиях [50, с. 3—8]. Термин получил признание у европейских исследователей и был официально признан при создании Международной ассоциации по седиментологии.

Не существует резкой границы между седиментологией и стратиграфией. Стратиграфия (в самом широком понимании) — это наука, изучающая слои отложений, и предполагается, что она охватывает все аспекты, включая изучение структур, текстур и вещественного состава. Однако на практике стратиграфы в основном ограничиваются изучением стратиграфической последовательности и строения геологического разреза. Следовательно, ключевые проблемы стратиграфии являются временными и связаны с анализом локальной последовательности (порядок напластования) слоев, с сопоставлением местных разрезов и составлением разрезов в соответствии с международной шкалой. Хотя решение всех перечисленных вопросов является целью стра-

\* В Советском Союзе — это литология. — Прим. ред.

тиграфических исследований, измерение мощности и излози, в общем виде рассматривается как часть задачи страт. Большинство наших представлений о многих особенностях отложений (слоистости, косой слоистости и других чертах) типа разработаны стратиграфами.



Рис. 1-1 Соотношения между седиментологией, стратиграфией и осадочной петрологией



Рис. 1-2 Соотношение седиментологии с другими геологическими науками

Изучение осадочных пород не может вестись в отрыве от других геологических наук. Многие из них, такие как минералогия, геохимия и морская геология, вносят свой вклад в изучение осадочных отложений. В свою очередь изучение последних помогает решению задач, стоящих перед экономической геологией и стратиграфией (рис. 1-1 и 1-2).

## История седиментологии

Хотя седиментология как наука зародилась сравнительно недавно, познания человечества об осадках уходят в далекое прошлое. Первобытный человек знал кое-что о природе и местах распространения кремня, из которого он изготовлял ножи и наконечники для копий и стрел, а также о глине, разбирался в оврагах, употреблявшихся в качестве месторождений. Без сомнения, многие из терминов, такие, например, как ваули, галька и кремнь, применяемые и поныне, принадлежат первобытному человеку. Эти термины, унаследованные с давних времён, используются до сих пор; другие же, такие как, например, роулинг, камень-плитняк и пудинговый камень, вышли из употребления.

Первые документально установленные гипотезы принадлежат древним грекам. Некоторые из этих сведений удивительно точно отражают наблюдения природных процессов осадконакопления [25, с. 1721]. Несмотря на столь ранний интерес к их познанию, основы науки зародились позже.

Первые по-настоящему значительные работы по изучению осадочных пород были в основном стратиграфическими. Полевые исследования были направлены на изучение форм осадочных тел — определений мощности и латеральной протяжённости. Примечательнейшей в истории изучения осадочных отложений стала геологическая карта Англии, составленная в 1815 г. Вильямом («Страт») Смитом; инком-самочкой и землемором. Карта Смита явилась реал

многолетней работы. Общая протяженность маршрутов, которые он осуществил за это время верхом на лошади, превысила 17,6 тыс. км. Смит успешно завершил одну из первых попыток картографического изображения распространения и упорядоченного расположения осадочных пород. Его особой заслугой является открытие значимости органических остатков для целей корреляции.

Седиментология, таким образом, берет начало от стратиграфии, с которой действительно тесно связана. Первые стратиграфы внесли большой вклад в изучение осадочных пород, и многие их наблюдения получили освещение в научных отчетах и статьях. «Основы стратиграфии» А. У. Грабау [19] содержат исчерпывающее резюме накопленных знаний. «Учение об образовании осадков» У. Х. Твенхофела, впервые опубликованное в 1928 г. [47], во многом является «прямым наследником» монографии Грабау.

Можно сказать, что отделение учения об осадках как дисциплины от стратиграфии произошло в президентской речи Генри Клифтона Сорби, которую он произнес перед геологическим обществом Лондона в 1879 г. Хотя интерес Сорби к осадкам ярко продемонстрировала его первая статья, опубликованная в 1850 г., его доклад «О текстуре и происхождении известняков» [1879] и статья «О текстуре и происхождении некарбонатных слопстых пород», опубликованная в следующем году, означали поворотный пункт в изучении осадочных пород. Он первым стал изучать осадочные породы в шлифах (метод, сыгравший исключительно важную роль в изучении пород в целом). Но интерес Сорби к осадочным породам был больше, чем интерес к ним как к элементу стратиграфического разреза. Его интересовали породы сами по себе. Он считал их объектом, заслуживающим изучения и понимания. Сорби по праву считают пионером науки и обычно упоминают как признанного «отца петрологии». Во многих отношениях он опередил свое время. Например, его статья 1859 г., посвященная косої слоистости, рассматривает применение первичных осадочных текстур для палеогеографических построений и отражает подход, который только сейчас получил всеобщее признание. Последняя статья 82-летнего Сорби «О применении количественных методов в изучении текстур и происхождения пород», опубликованная в 1908 г., незадолго до его смерти, предвосхитила разработки, появившиеся спустя несколько десятилетий. Роль Сорби в развитии петрологии освещена в работе Фолка [15].

Микроскопический анализ пород в шлифах был с готовностью воспринят исследователями изверженных пород, среди которых выделялись два немецких петрографа — Розенбуш и Циркель. В целом это направление у исследователей осадочных пород поддержки не получило, и возможно потому, что они были подготовлены в области стратиграфии, а не петрографии. Приятным исключением из этой группы исследователей стал Люсьен Кайе, чьи монографические публикации по петрографии осадочных пород Франции до сегодняшнего дня остаются непревзойденными. Первая статья Кайе была опубликована в 1899 г., а последняя в 1931 г. В числе публикаций Кайе — известные, прекрасно иллюстрированные монографии об осадочных железных рудах, фосфатах, а также кремнистых и карбонатных породах Франции. Микроскопический анализ осадочных пород в шлифах, длительное время преданный забвению, сегодня получил широкое применение потому, что седиментология независимо от стратиграфии росла как геологическая наука, активно развивалась новым поколением исследователей, взявшим на вооружение петрографические методы. Заслуживающая

упоминания работы включают серию статей Хаддингга, по осадочным породам Швеции, первые работы Маркуса Голдмена и сительно недавние публикации Крынина и его учеников в Соединенных Штатах, исследования Фолка по известнякам, работы Халлимо Тейлора по британским железным рудам, аналогичная работа Дева на в Швейцарии, исследование микрофаун Кювье, работы Рухина, Страхова и других советских седиментологов, работы Коррса и его института в Геттингене.

Однако до недавнего времени петрологи-осадочники, за исключением Кафе, обращали внимание в основном на изучение минералов осадков, особенно минерального состава песков и, в частности, на исследование так называемых «тяжелых минералов» (см. Босвел [9], исторический обзор этой ветви осадочной петрологии). В изучении тяжелых минералов (плотность более 2,85) особенно преуспели исследователи на европейском континенте и в Великобритании. В этой области первыми исследователями были Артини в Италии, Туле во Франции, Ретгерс в Германии, Томас и другие в Британии. Наблюдения Иллинга [21] показали, что каждый разрез осадков в конкретном бассейне характеризуется специфическим сочетанием обломочных минералов. Это привело к разработке так называемой методики «корреляции по тяжелым минералам». Использование тяжелых минералов в стратиграфии и применение подобной методики для сопоставления разрезов по скважинам при поисках нефти в значительной степени повысило интерес к предмету исследования. Этот период развития науки увенчался трудом Милнера «Основы петрографии осадочных пород», опубликованным впервые в 1922 г., который представляет собой в основном учебник по изучению обломочных минералов в песках.

В настоящее время Эдельман и другие представители голландской школы активно работают в этом направлении. Однако в целом интерес к предмету уменьшился отчасти из-за сомнений по поводу стратиграфической значимости тяжелых минералов, высказанных Спендовски, Вейлом и другими, и главным образом из-за усиления роли микрофауны, а в последнее время благодаря внедрению каротажа для корреляции разрезов по скважинам. К сожалению, использование тяжелых минералов в качестве «основы» для стратиграфического расчленения отложений при отсутствии фауны привело к снижению роли этих минералов в других направлениях и сделало термин петрография осадочных пород синонимом метода корреляции по тяжелым минералам.

В 1919 г. в «Геологическом журнале» была опубликована диссертация С. К. Уэнтурга «Полевое и лабораторное изучение абразии валунов» на соискание степени магистра. Уэнтурт — в то время аспирант университета Айовы — предложил новый подход к изучению осадочных образований. По существу, он сформулировал понятие окатанности в том смысле, что это свойство обломочного материала может быть легко измерено. Замена субъективных суждений объективными измерениями привела к накоплению громадного объема количественных данных и позволила поставить экспериментальные исследования в лабораториях таких процессов, как абразия валунов. Таким образом, работы Уэнтурга открыли эпоху измерений и постановки контролируемых экспериментов. Правда, попытки экспериментирования предпринимались и раньше, в числе первых таких исследований можно назвать Дебре. Были сделаны попытки количественного анализа пород (например, гранулометрический анализ обломочных осадков), но в ос-

июнном большинстве работ по изучению осадков носило качественный и отчасти субъективный характер.

За первой статьей Уэнтурта последовали и другие, которые демонстрировали успех такого подхода и привели к значительному расширению количественных исследований, так что в течение двух десятилетий количественные методы изучения применялись ко многим другим свойствам осадочных пород. Вслед за накоплением количественных данных появилась необходимость суммировать и охарактеризовать эти данные. Импровизированные методы, применяемые вначале, были впоследствии заменены на общепринятые статистические приемы. Несмотря на то, что Уэнтурт сам попытался применить статистические методы для обработки гранулометрических данных, Паркер Траск считается первым исследователем, предложившим статистические методы, которые были восприняты с одобрением.

Измерения размеров зерен обломочных осадочных материалов («механический анализ») практиковались в различных науках, особенно в почвоведении. Однако работа Аддена, профессора колледжа Августина в Рок-Айленде, штат Иллинойс, США, посвященная золотым отложениям [48], и его же более объемная работа [49] относятся к числу первых исследований, в которых данные механического анализа были использованы для выяснения истории накопления осадочных отложений (Исторический очерк по изучению гранулометрии осадочных пород изложен в работе Крамбеяна [22]). Крамбейн и другие исследователи улучшили аналитические методы и применили статистические методы в более усложненном виде к изучению размеров обломочных частиц и других показателей.

Расцвет геохимии как специальной части геологической науки привел к разработке новых методов и накоплению информации, представляющей значительный интерес для седиментологов. Ранние исследования геохимиков были в основном посвящены количественному анализу распространения химических элементов в природе, включая их распределение в осадочных отложениях. Такие данные постепенно привели к пониманию «геохимических циклов» или законов, которым подчиняется это распределение, а также к пониманию процессов, которые приводят к подобному распределению. Сравнительно недавно ядерная химия разработала «часы» и «термометр», позволившие заметить новые направления исследований. Использование радиоактивных элементов, особенно  $^{14}\text{C}$  и  $^{40}\text{K}$ , позволило проводить прямые измерения возраста некоторых осадков. Углеродный ( $^{14}\text{C}$ ) метод, предложенный Либби, оказался применим к современным или близким к современным отложениям; калий-аргоновый метод ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ) определения возраста применялся с некоторым успехом к глаукониту и в меньшей степени к аутигенным калиевым полевым шпатам, глинистым минералам и силвину в древних отложениях. Существует возможность устанавливать палеотемпературы по данным анализа изотопного состава. Метод Юри, анализирующий зависимость от температуры соотношение изотопов кислорода  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ , был применен для определения палеотемператур среды обитания раковин древних морских отложений. Хотя «часы» и «термометр» грешат неточностями во многих отношениях, оба метода внесли существенный вклад в изучение летописи осадочных отложений.

Ван-Гофф первым применил основные положения правила фаз для изучения процесса кристаллизации рассолов и образования залежей соли. Лабораторное изучение кристаллизующихся смесей было, однако, направлено в основном на анализ высокотемпературных сили-



катных систем, представляющих интерес для исследователей  
ных и метаморфических пород. Только недавно были сделаны  
ные успехи в изучении систем, интересующих седиментологов.  
достижения рассмотрены и обобщены в работе Югстера [14].  
подход применим к неморским отложениям солей и к их минералам,  
державшимся в отложениях формации Грин-Ривер (эоцен) штатов  
эмиг и Колорадо [29]. Цзень [54] применил фазовое правило Гиббса  
к соотношению глинистых минералов и карбонатов в осадочных  
породах, аналогичный подход был использован Петерсоном при изу-  
чении карбонатных пород восточной части штата Теннесси [31].

Некоторые теоретические и экспериментальные исследования ста-  
бильности минералов при различных значениях окислительно-восста-  
новительного потенциала (Eh) и при различных значениях показателя  
рН были выполнены Гаррелсом и др. [16]. Достижения геохимии оса-  
дочных пород позволяют в значительной степени улучшить наше по-  
нимание осадочных отложений. Возрастание интереса к изучению оса-  
дочных пород видно из монографий Дегенса «Геохимия осадков» \* [11]  
и Бернера «Основы химической седиментологии» [6].

Необходимость изучения современных осадков для понимания ус-  
ловий накопления древних аналогов неоспоримо следует из теории  
униформизма, сформулированной Джеймсом Хаттоном. За исключе-  
нием Вальтера, Туле и некоторых других исследователей, седиментоло-  
ги до недавнего времени были склонны пренебрегать этим положени-  
ем. Наши знания о современных осадках, особенно морских, явились  
в основном результатом океанографических исследований; первыми,  
наиболее известными были рейсы «Челленджера». Опубликование в  
1891 г. отчетов исследований «Челленджера» привело к становлению  
океанографии как самостоятельной науки. В этих отчетах содержатся  
многочисленные данные по распределению и происхождению осадков  
на морском дне, особенно в глубоководной части океанов. Последую-  
щие экспедиции на «Газели», «Метеоре», «Влейке» и других океано-  
графических судах сильно обогатили наши представления о морских  
осадках.

Стетсон из Вудс Хола и Шеппард из Скриппсовского института  
внесли значительный вклад в изучение современных отложений и спо-  
собствовали возрождению интереса к исследованию морских отложе-  
ний. В последние годы также проводится интенсивное изучение дель-  
товых и прибрежных отложений, в частности, Фиском в Соединенных  
Штатах, Ван-Страатеном и другими представителями голландской  
школы и группой исследователей в Шенкенберге. Убедительным сви-  
детельством возросшего интереса стал выход в свет работы «Современ-  
ные морские осадки» под редакцией Паркера Траска [46]. Работы  
Американского нефтяного института по изучению осадков в Мексикан-  
ском заливе, исследования Ван-Страатена (приливно-отливных зон по-  
бережья Голландии), Ван-Аиделя (дельта Рейна и Ориноко), Круита  
и Ван-Аиделя (дельта Роны) и Гинсбурга (карбонатных отложений  
Флориды и Багамских островов) являются примерами заинтересован-  
ности геологов в изучении современных осадков.

За некоторыми исключениями, довольно часто исследования со-  
временных отложений проводились без указания геологической ситу-  
ации, так что не могут дать информации, необходимой для понимания  
разрывов обнажений геологом. Это объясняется в первую очередь тем,

\* Русский перевод опубликован в 1967 г. в изд. «Мир». — Прии ред.

что образцы отбирались из современной переходной фазы между осадком и флюидом и в них изучались только структурные и минералогические особенности. Более результативными оказались исследования голоценовых осадков, в которых проводилось бурение, позволившее установить геометрию отложений, вертикальную последовательность слоев и первичные осадочные текстуры.

Построение трехмерных моделей при изучении современных отложений привело к более тщательному изучению геометрии и вертикального профиля как современных осадков, так и их древних аналогов. При изучении геометрии осадочных тел внимание обращалось на их форму и размер. Этот вопрос обсуждался на симпозиуме в 1960 г. [30]. Такой же интерес был проявлен к изучению морфологии ископаемых и современных рифов (см. специальный номер Бюллетея Американской ассоциации геологов-нефтянников, посвященный изучению рифов, т. 34, № 2, 1950).

Исторически стратиграфия сложилась как описательная наука, в которой вопросам происхождения пород в стратиграфических разрезах уделялось незначительное внимание. Закон фаций Вальтера гласит, что в стратиграфическом разрезе не существует временных перерывов, те осадки, которые соприкасаются друг с другом, должны следовать один за другим по вертикали. В результате изучения современных отложений эта концепция была использована для построения осадочных или фациальных моделей, связанных с такими процессами, например, как трансгрессия или регрессия. Понимание процесса позволяет не только описать разрез отложений по вертикали, но также и объяснить механизм его образования. Концепция фациальной модели является, вероятно, наиболее существенным достижением в анализе условий формирования осадков в последние годы. Первые обобщения о возможности использования вертикального разреза для восстановления условий осадконакопления были сделаны Вишером [51], а хорошая и простая трактовка была дана Седли [38]. Прекрасные примеры, иллюстрирующие подход к вопросам стратиграфии, можно найти в статьях де Раафа, Ридинга и Уокера [12], посвященных каменноугольным слоям северного побережья Девона, и в примечательных исследованиях Аллена [1], рассматривающих нижний древний красный песчаник пограничных участков Уэльса и аналогичные разрезы в других районах [4].

Изучение разрезов по вертикали подразумевает не только литологию пород фации, ископаемые остатки, но также и описание осадочных текстур. С возрождением интереса к изучению осадочных текстур появилось много статей по вопросам их классификации, значимости для реконструкции палеоусловий, анализа палеотечений и, конечно, их происхождения (аспект, который охватывает изучение как механизмы флюидов, так и рыхлых отложений). Как отметил Мак-Ки [26]. «... давно известен, но часто игнорируется принцип, что только осадочные текстуры, а не состав или структура однозначно указывают на условия осадконакопления». Поэтому значительное число исследований современных отложений направлено на распознавание деталей текстуры или комбинации текстур, по которым устанавливаются особенности обстановок осадконакопления. Вероятно, такую же ценность для реконструкций представляет последовательность текстур, наблюдаемая в вертикальном разрезе.

Изучение осадочных текстур интересно не только с точки зрения анализа обстановок осадконакопления, но также приводит и к установ-

лению системы течений, преобладавших в момент накопления. Систему палеотечений можно восстанавливать с помощью их и картирования первичных текстур течений, что предвидел С. Лее ста лет тому назад. Несмотря на то, что такие текстуры те же как косая слоистость, знаки ряби и тому подобные, известны два систематические замеры азимутов течений «на деловой основе», высказывался Сорби, представляют собой сравнительно недавнее достижение. Частично и неполно выполнены исследования Рудеманом, который измерил ориентировку обломков раковин в глинах Ютика, штат Нью-Йорк в 1897 г., Хайд закартировал знаки ряби в отложениях свиты Береа в штате Огайо в 1911 г., Руби и Басс закартировали в 1925 г. ориентировку косой слоистости в русловых песчанниках Формации Дакота в штате Канзас. Комплексное изучение палеотечений начинается с работы Ганса Кюса и его учеников, проведенной в 1938 г. [10]. С 1950 г. такие исследования широко вошли в практику. Изучению осадочных текстур посвящены публикации нескольких монографий (см. гл. 4).

Интерес к первичным осадочным текстурам естественно привел к более внимательному изучению способов их образования. Поскольку большинство текстур образовалось под действием течений, повышенное внимание уделялось изучению гидродинамики процесса. Это нашло отражение в трудах симпозиума «Первичные осадочные текстуры и их гидродинамическая интерпретация» в 1964 г. [27], в работах Аллена [2, 3, 5] и др.

Возобновившийся интерес к геометрии осадочных тел и внимание, уделяемое вертикальному разрезу и осадочным текстурам, привели к большим переменам в изучении осадочных пород. В результате стало меньше проводиться работ, направленных на изучение осадочных структур и минералогического состава (в основном лабораторных). Такой сплав осадочной петрологии и стратиграфии может быть правильнее назвать седиментологией [13]. Это направление также привело к возврату и возрождению полевых исследований. С надеждой на будущее автор заканчивает на этом рассмотрение вопроса.

По мере того как расширяется круг интересов исследователя, он переходит от анализа среды накопления осадков в каком-либо вертикальном разрезе к рассмотрению бассейна в целом. При анализе бассейнов устанавливается отношение между тектоникой и осадконакоплением. Изучение последнего предусматривает реконструкция систем палеотечений, картирование фаций и палеогеографические реконструкции. Все большее подтверждение получает представление, что система распределения обломочного материала порождает взаимосвязанные скалярные и направленные свойства пород, которые можно использовать для восстановления очертаний бассейна, первоначальных условий осадконакопления и палеогеографии. Такое представление способствует объединению большинства ранних методов исследований и концепций осадочной петрологии с новейшими данными полевых исследований и приводит к построению модели бассейна. Подобная модель помогает лучше понять заполнение осадочных бассейнов и позволяет исследователю прогнозировать распространение и характер отложений в неизученных районах.

Анализ палеотечений в бассейне сопоставим по значимости с количественной оценкой и фациальным картированием — направлениями, развиваемыми главным образом после окончания второй мировой войны. Схематические изображения фаций строились и ранее, однако

составление информативных фацциальных карт стало возможным после накопления большого объема как литологической, так и геофизической информации по строению земной коры. При поисках нефти и газа на интенсивно разбуренных участках была собрана необходимая информация, и изучение соотношения между залеганием нефти и фациями дало толчок к дальнейшим исследованиям. Быстро растущий интерес к изучению фаций нашел выражение в симпозиуме по фациям, организованном Американским геологическим обществом в 1948 г. Сводный атлас фацциальных карт фанерозойских отложений Северной Америки, составленный Слоссом, Дапплсом и Крамбейном, вышел из печати в 1960 г.

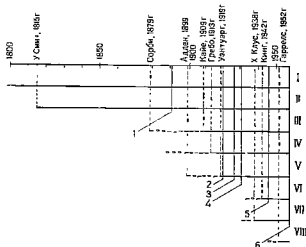


Рис. 1-3. Графическая «гистограмма» развития различных аспектов седиментологии  
 I — терминология, II — стратиграфическая последовательность, III — микропетрология, IV — осадконакопление, V — количественный анализ осадконакопления, VI — фацциальный анализ, VII — анализ палеотечений, VIII — осадочная геохимия.  
 Источники: 1 — отчеты экспедиции «Гломер Челленджер»; 2 — Комитет по седиментологии; 3 — основание общества палеонтологов и минералогов, работающих в промышленности; 4 — журнал «Осадочная петрология», том I; 5 — I Международный седиментологический конгресс; 6 — VI Международный седиментологический конгресс

Изучение осадочных бассейнов, анализ их заполнения и истории геологического развития подводят исследователя к проблеме эволюции континентов. Связь между тектоникой и осадконакоплением, между осадками кратона и геосинклиналями, между осадконакоплением и тектоникой плит — вот перечень некоторых проблем, разрабатываемых в настоящее время. Интерес к изучению взаимосвязи осадконакопления и тектоники проявился в ранних работах Бертрана [7] и Терсье [45], а в наше время он связан со статьями Крынина [23, 24] и Петтиджона [32].

С этими проблемами связаны вопросы баланса и переноса масс материков, разрабатываемые Роновым, Мигдисовым и Барской [35], Гаррелсом и Маккензи [17]. В этих работах придается большое значение историко-геологическому аспекту и рассматривается история развития земного шара с начальных этапов. Такие проблемы относятся к числу общегеологических и соподчиненных им, однако седиментологический аспект является одним из самых главных, поскольку несет в себе запись событий прошлых эпох (рис. 1-3).

Таким образом видно, что в своем развитии седиментология шла четыре этапа: 1) изучение осадочных отложений как состав части стратиграфического разреза; 2) сбор данных по осадочным дамам и их предварительная интерпретация (работы Сорби, Мюррея и Ренарда, Грабау и Твенхофела); 3) развитие петрографии осадочных пород в качестве самостоятельной дисциплины, благодаря усилиям Кайе, Хаддингга, Миллера, Крывина и других, со специальным упором на петрографическое изучение пород в тонких шлифах и лабораторные анализы структурных и минералогических характеристик неспециментированных осадков и, наконец, 4) трехмерный анализ осадочных отложений как современных, так и древних, восстановление условий накопления, основанное на изучении геометрии тела, вертикального разреза и осадочных текстур. Для последнего достижения, знаменующего союз полевых и лабораторных исследований, более всего подходит термин седиментология. Одновременно с развитием подхода к анализу осадочных отложений происходило исследование осадочных процессов как физических, так и химических. Интерес к изучению осадочных процессов проявлялся и в теоретических, и в экспериментальных разработках. Для познания применялись законы термодинамики, кинетики растворов и механики флюидов.

### Экономическое значение осадочных пород

«По имеющимся статистическим данным примерно 85—90% ежегодного производства минеральных ресурсов приходится на осадочные породы и рудные месторождения» [18, с. 664]. При таком положении практически невозможно перечислить и рассмотреть все минеральные продукты осадочного происхождения, используемые человечеством. Краткий обзор экономического значения ископаемых приводится в других работах [8, с. 4—11; 33, с. 12—13]. Многочисленные специальные исследования посвящены глинам, углю, нефти и другим полезным ископаемым осадочного происхождения.

Осадочное происхождение имеет минеральное топливо — природный газ, нефть, уголь и горючие сланцы. Первые две разновидности заполняют поры в осадочных породах, тогда как две последние представляют собой собственно осадочные породы. Осадочные отложения являются сырьем для керамического производства и изготовления портланд-цемента. К остальным нематаллическим полезным ископаемым осадочного происхождения относятся песок и гравий, известь, строительный камень, формовочный песок, фуллерова земля и диатомит. Минеральные удобрения также имеют осадочное происхождение — фосфориты, калийные соли и некоторые нитраты. Даже руды многих металлов извлекаются из осадочных отложений. Сюда относятся большинство руд железа и алюминия и некоторые руды марганца, меди, урана и магния. Из россыпей добываются олово, вольфрам, золото, платина, различные драгоценные камни и некоторые редкие элементы, такие как цирконий и торий. Поиск и разработка россыпей являются специальной задачей, решение которой требует изучения аллювиальных отложений [34, 40].

Помимо упомянутых выше областей использования осадочных пород, необходимо отметить, что некоторые породы (особенно песчаники) представляют собой резервуары для хранения ценных флюидов. Значительные объемы флюидов, содержащихся в поровых системах,

чанников, составляют запасы пресной воды, рассолов, из которых добывают соль, бром и различные соли, нефть и природный газ. Некоторые разновидности известняков также нефтеносны. Из других источников, подобных горючим сланцам, углеводороды извлекаются с помощью перегонки и дистилляции. Песчаные пласты служат проводниками для артезианских вод. Изучение формы и положения этих резервуаров, их пористости и проницаемости необходимо для извлечения флюидов. Поскольку флюиды можно также нагнетать в песчанники, то песчаные слои используются для подземного хранения природного газа или для закачки и последующего использования пресной воды, а также для заводнения пласта при добыче нефти.

Экономическая значимость осадочных пород не исчерпывается их ценностью в качестве сырья или применением для различных целей. Образование осадков, их перемещение и отложение представляют интерес для специалистов в области инженерной геологии и геоморфологии, особенно для тех, кто изучает эрозию берегов, занимается устройством гаваней, освоением пойм и вопросами эрозии почв.

Иначе говоря, для того чтобы заниматься экономической геологией, прежде всего необходимо быть седиментологом.

Развитие седиментологии как самостоятельной геологической дисциплины сопровождалось созданием профессиональных обществ и специальных журналов. Подъем нефтяной промышленности и занятость в ней геологов повысили интерес к изучению осадочных отложений. В 1920 г. был организован Комитет по осадконакоплению под председательством В. Х. Твенхофела в рамках Национального совета научных исследований США. Комитет взялся за составление и публикацию монографии «Ученые об образовании осадков», впервые опубликованную в 1928 г., а затем переработанную и перепечатанную в 1932 г. Под эгидой Комитета была подготовлена и издана книга «Современные морские осадки», так же как и работа «Практическая седиментология» [1960]. В 1927 г. было организовано общество палеонтологов и минералогов, работающих в промышленности, представляющее собой отделение Американской ассоциации геологов-нефтяников. Оно стало основной организацией стратиграфов (микропалеонтологов) и седиментологов в Соединенных Штатах. «Журнал по осадочной петрологии», публикуемый с 1930 г., является одним из печатных органов этого общества. В 1946 г. была организована Международная ассоциация седиментологов, VIII Международный конгресс которой состоялся в 1971 г. в Гейдельберге. Официальный печатный орган ассоциации — журнал «Седиментология» (на сегодня вышел из печати его двенадцатый том). Кроме того, в 1967 г. появился еще один журнал «Осадочная геология», посвященный изучению осадков.

Десять или двадцать лет тому назад в распоряжении исследователя было только несколько крупных работ по осадочным породам и процессам осадконакопления, сегодня он сталкивается с изобилием книг по этим вопросам. Аннотированный список литературы прилагается к этой главе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen J. R. L., 1962, Petrology, origin and deposition of the highest Old Red Sandstone of Shropshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 667—697.
2. Allen J. R. L., 1969, Some recent advances in the physics of sedimentation: Proc. Geol. Assoc. London, v. 80, pp. 1—42.

3. Allen J. R. L., 1970a, Physical processes of sedimentation: London, Univn, 248 p.
4. Allen J. R. L., 1970b, Studies in fluvial sedimentation: a comparison of upwards cyclothem, with special reference to coarse-member composition and lithology: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 298—323.
5. Allen J. R. L., 1971, Bed forms due to mass transfer in turbulent flows: a doscope of phenomena. Jour. Fluid Mechanics, v. 79, pp. 49—63.
6. Berner R. A., 1971, Principles of chemical sedimentology: New York, McGraw-Hill, 240 pp.
7. Bertrand M., 1897, Structure des Alpes françaises et recurrence de certain facies sédimentaires. Proc. 16th Int. Géol. Congr., 1894, pp. 161—177.
8. Boswell P. G. H., 1919, Sands: considered geologically and industrially, under war conditions. Inaugural Lecture, 1917, Univ. Liverpool, Univ. Press of Liverpool.
9. Boswell P. G. H., 1933, On the mineralogy of the sedimentary rocks: London, Murby, 393 pp.
10. Cloos, H., 1938, Primäre Richtungen in Sedimenten der rheinischen Geosyncline: Geol. Rundschau, v. 29, pp. 357—367.
11. Degens E. T., 1965, Geochemistry of sediments: Englewood Cliffs, N. J., Prentice Hall, 342 pp.
12. de Raaf, J. F. M., Reading, H. G., and Walker, R. G., 1965, Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England: Sedimentology, v. 4, pp. 1—52.
13. Doeglas D. J., 1951, From sedimentary petrology to sedimentology: Proc. 3rd Int. Congr. Sedimentology, pp. 15—22.
14. Eugster H. P., 1971, The beginnings of experimental petrology: Science, v. 173, pp. 181—189.
15. Folk R. L., 1965, Henry Clifton Sorby (1826—1908), the founder of petrography: Jour. Geol. Educ., v. 13, pp. 43—47.
16. Garrels R. M., and Christ, C. L., 1965, Solutions, minerals, and equilibria: New York, Harper & Row, 450 pp.
17. Garrels R. M., and Mackenzie F. T., 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
18. Goldschmidt V. M., 1937, The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks: Jour. Chem. Soc. for 1937, pp. 655—673.
19. Grabau A. W., 1913, Principles of stratigraphy: v. 1, pp. 1—581, v. 2, pp. 582—1185, New York, Dover (reprinted 1960).
20. Hyde J. E., 1911, The ripples of the Bedford and Berea formations of central Ohio with notes on the paleogeography of that epoch: Jour. Geol., v. 19, pp. 257—269.
21. Illing V. C., 1916, The oilfields of Trinidad. Proc. Geol. Assoc., c. 27, p. 115.
22. Krambein W. C., 1932, A history of the principles and methods of mechanical analysis: Jour. Sed. Petrology, v. 2, pp. 89—124.
23. Kryniene P. D., 1942, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: Proc. 1st Pan-American Congr. Min. Eng. Geol., v. 2, part I, pp. 537—581.
24. Kryniene P. D., 1951, A critique of geotectonic elements: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 32, pp. 743—748.
25. Kryniene P. D., 1960, On the antiquity of «sedimentation» and hydrology: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 1721—1728.
26. McKee E. D., 1971, Book review: Geotimes, v. 16, p. 38.
27. Middleton, G. V., ed., 1965, Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12, 265 pp.
28. Milner H. B., 1922, An introduction to sedimentary petrography, 1st ed.: London, Murby, 125 pp.
29. Milton, C., and Eugster, H. P., 1959, Mineral assemblages of the Green River Formation, in Researches in geochemistry (Abelson, P. H., ed): New York, Wiley, pp. 118—150.
30. Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds., 1961, Geometry of sandstone bodies: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 240 pp.
31. Peterson M. N. A., 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: Jour. Geol., v. 70, pp. 1—31.
32. Pettijohn, F. J., 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.
33. Pettijohn F. J., Potter P. E., and Slosser, R., 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
34. Raeburn C., and Milner H. B., 1927, Alluvial prospecting: London, Murby.
35. Rinnov A. B., Migdisov A. A., and Barskaya, N. V., 1963, Tectonic regularities in the development of sedimentary rocks and paleogeographic of sedimentation of the Russian platform (an approach to a quantitative study), mentology, v. 13, pp. 179—212.

36. Rubey W. W., and Bass N. W., 1925, The geology of Russell County, Kansas, pt. 1: Bull. Kansas Geol. Survey 10, 104 pp.
37. Ruedemann R., 1897, Evidence of current action in the Ordovician of New York: Amer. Geol., v. 19, pp. 387-391.
38. Selley R. C., 1970, Ancient sedimentary environments: Ithaca, N. Y., Cornell Univ. Press, 237 pp.
39. Stoss L. L., Dapples E. C., and Krumbeln, W. C., 1980, Lithofacies maps: New York, Wiley, 108 pp.
40. Смирнов В. Н. Геология россыпей (Отд. науки о земле, Ученый совет по рудообразованию, АН СССР). М., 1965. 400 с.
41. Sorby H. C., 1859, On the structures produced by the current present during the deposition of stratified rocks: The Geologist, v. 2, pp. 137-147.
42. Sorby H. C., 1879, On the structure and origin of limestones (presidential address, 1879): Proc. Geol. Soc. London, v. 35, pp. 56-95.
43. Sorby H. C., 1880, On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks (presidential address, 1879): Proc. Geol. Soc. London, v. 36, pp. 46-92.
44. Sorby H. C., 1908, On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 64, pp. 171-232.
45. Tercier J., 1939, Dépôts marins récents et séries géologiques: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 32, pp. 47-100.
46. Trask P. D., 1939, Recent marine sediments, a symposium: Tulsa, Okla., Soc. Econ. Paleont. Min., 726 pp. (reprinted 1955).
47. Twenhofel W. H. (1928), 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.: Baltimore, Williams and Wilkins, 926 pp.
48. Udden J. A., 1899, Mechanical composition of wind deposits: Augustana Library Publ. No. 1, 69 pp.
49. Udden J. A., 1914, Mechanical composition of clastic sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 25, pp. 655-744.
50. Vatan A., 1964, Pétrographie sédimentaire: Paris, Editions Technip, 279 pp.
51. Visser G. S., 1965, Use of vertical profile in environmental reconstruction: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, pp. 41-61.
52. Wadell H., 1932, Sedimentation and sedimentology: Science, n. s., v. 75, p. 20.
53. Wentworth C. K., 1919, A laboratory and field study of cobble abrasion. Jour. Geol., v. 27, pp. 507-521.
54. Zen E-an, 1959, Clay-carbonate relations in sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 29-43.

#### Учебники и основная литература

55. Bathurst, R. G. C., 1971, Carbonate sediments and their diagenesis: Amsterdam, Elsevier, 620 pp.
56. Blaff H., Middleton G., and Murray R., 1972, Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 634 pp.
57. Chilingar G. V., Bissett H. J., and Fairbridge, R. W., 1967, Carbonate rocks. v. 1, 471 pp.; v. 2, 413 pp.: Amsterdam, Elsevier.
58. Garrels R. M., and Mockenzle F. T., 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
59. Pettijohn, F. J., Potter P. E., and Stever Raymond, 1972, Sand and sandstone. New York, Springer, 618 pp.
60. Ruckin L. B. (Schüller, A., transl.), 1958, Grundzüge der Lithologie: Berlin, Akademie-Verlag, 806 pp.

#### Лабораторные и полевые руководства

61. Bouma A. H., 1969, Methods for the study of sedimentary structures: New York, Wiley-Interscience, 458 pp.
62. Brajnikov B., et al., 1943, Techniques d'étude des sédiments, pt. 11: Paris, Hermann, 110 pp.
63. Carter R. E., ed., 1971, Procedures in sedimentary petrology: New York, Wiley-Interscience, 458 pp.
64. Cayeux L., 1931, Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires: Paris, Imp. Nat., 524 pp.
65. Duplataix S., 1948, Détermination microscopique de minéraux des sables: Paris-Liège, Librairie Polytech. Ch. Beranger, 80 pp.
66. Folk R. L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Texas, Hemphill's Book Store, 170 pp.
67. Griffiths J. C., 1967, Scientific method in analysis of sediments: New York, McGraw-Hill, 508 pp.



68. Jones M. P., and Fleming M. G., 1965, Identification of mineral sterdam, Elsevier, 102 pp.
69. Koster E., 1961, Granulometrische und morphometrische Mineralalkörner, Steinen, und sonstigen Stößen: Stuttgart, F. Enke, 336 pp.
70. Krumbein W. C., and Pettijohn F. J., 1938, Manual of sedimentary New York, Plenum, 549 pp.
71. Milner H. B., 1962, Sedimentary petrography, v. 1, Methods in sedimentary rography 643 pp.; v. 2, Principles and applications, 715 pp.: New York, Macmillan.
72. Müller G., 1967, Methods in sedimentary petrology: Stuttgart, Schweizer Verlagsbuchhandlung, 263 pp.
73. Pias, Leederi von der, 1965, The identification of detrital feldspars: Elsevier, 303 pp.
74. Russell R. D., 1942, Tables for the determination of detrital minerals, in of the Committee Sedimentation, 1940—1941: Div. Geol. Geogr., Nat. Res. Coun., pp. (reprints available from Dept. Earth and Planetary Sci., The Johns Hopkins Univ., Baltimore, Md. 21218, SO60).
75. Strakhov N. M., 1957, Méthode d'étude des roches sédimentaires: Service Int. Geol. Ann., v. 1, 2, no. 35, 1007 pp.
76. Tickell F. G., 1947, The examination of fragmental rocks: Palo Alto, Calif., Stanford Univ. Press, 127 pp.
77. Tickell F. G., 1965, The techniques of sedimentary mineralogy: Amsterdam, Elsevier, 220 pp.
78. Twenhofel, W. H., and Tyler S. A., 1941, Methods of study of sediments: New York, McGraw Hill, 183 pp.

#### Осадочная петрография

79. Carozzi A., 1960, Microscopic sedimentary petrography: New York, Wiley, 485 pp.
80. Caveux L. (Carozzi A. V., transl.), 1970, Carbonate rocks: Riverside, N. J., Halner, 472 pp.
81. Ceyx L., 1929, Les roches sédimentaires de France, v. 1, Roches siliceuses: Paris, Masson, 696 pp.
82. Fuchtbauer H., and Müller G., 1970, Sedimente und Sedimentgesteine, pt. II: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 696 pp.
83. Hatch F. H., and Rastall R. H. (rev. Greensmith J. T.), 1965, Petrology of the sedimentary rocks, 4th ed.: London, Murby, 408 pp.
84. Horowitz A. S., and Polier P. E., 1971, Introductory petrography of fossils New York, Springer, 320 pp.
85. Schürmann, H. M. E. (ed.), International sedimentary petrographical series (14 volumes in 1971): Lelden, Brill.
86. Valan A., 1964, Pétrographie sédimentaire: Paris, Editions Technip, 279 pp.

#### Осадконакопление и стратиграфия

87. Dunbar C. O., and Rodgers John, 1957, Principles of stratigraphy: New York, Wiley, 356 pp.
88. Grabau A. W., 1913, Principles of stratigraphy: New York, Seiler, 1166 pp. (reprinted 1960, Dover, New York)
89. Krumbein W. C., and Sloss L. L., 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 660 pp.
90. Twenhofel W. H., 1950, Principles of sedimentation, 2nd ed.: New York, McGraw-Hill, 673 pp.
91. Twenhofel W. H., et al., 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.: Baltimore, Williams and Wilkins, 926 pp.

#### Физические и химические процессы

92. Allen, I. R. L., 1970, Physical processes of sedimentation: New York, American Elsevier, 248 pp.
93. Berner R. A., 1971, Principles of chemical sedimentology: New York, McGraw-Hill, 240 pp.
94. Degens E. T., 1965, Geochemistry of sediments: Englewood Cliffs, N. J., P Hall, 342 pp.

#### Древние и современные условия осадконакопления

95. Kukal Z., 1970, Geology of Recent sediments: Prague, Czech. Acad. Sci.
96. Morgan J. P., ed., 1970, Deltaic sedimentation, modern and ancient; Paleont. Min. Spec. Publ. 15, 312 pp.

97. *Reineck H. E. and Singh, I. B.*, 1973, Depositional sedimentary environments: New York, Springer, 139 pp.
98. *Rigby J. K., and Hamblin W. K., eds.*, 1970, Recognition of ancient sedimentary environments: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, 340 pp.
99. *Sailey R. C.*, 1971, Ancient sedimentary environments: Ithaca, N. Y., Cornell Univ. Press, 251 pp.
100. *Trask P. D. ed.*, 1939, Recent marine sediments: Tulsa, Okla. Amer. Assoc. Petro. Geol., 76 pp.

#### ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ

101. *Compagno C. E. B. and Crook K. I. B.*, 1968, Manual of sedimentary rocks: Australian, Dept. Nat. Devel., Bull. Bur. Min. Res. Geol. Geophys. 102, 327 pp.
102. *Gubler L., Bagnouin D., Faber J., Kubler H., and Agysen R.*, 1966, Essai de nomenclature et de caracterization des principales structures sedimentaires: Paris: Editions Techniq., 291 pp.
103. *Koehnig I. B.* (ред.) Атлас типов и терминов осадочных структур: М. БУЛЕИ, 1962, 578 с.
104. *Pettijohn F. J., and Potter P. E.*, 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures: New York, Springer, 370 pp.
105. *Potter P. E., and Pettijohn F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.
106. *Ricci Lucchi F.*, 1970, Sedimentogrammi: Bologna, Zanichelli, 288 pp. (Italian with Italian-English glossary)
107. *Strook R. R.*, 1948, Sequence in layered rocks: New York, McGraw Hill, 307 pp.

#### Публикационные и справочные издания

108. *Developments in Sedimentology* (11 vols. to 1971): Amsterdam, Elsevier.
109. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla. Soc. Econ. Paleont. Min., since 1930.
110. *Maritime Sediments*: Halifax, N. S., and Fredericton, N. B., Canada.
111. *Sedimentary Geology*: Amsterdam, Elsevier, since 1960.
112. *Sedimentology* (official journal for Assoc. Sedimentologists): Amsterdam, Elsevier, since 1962; Oxford, Blackwell, since 1971.

## ГЛАВА 2. ПРИРОДА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

### Введение

Как отмечалось в первой главе, осадочные отложения представляют собой тела, сложенные твердыми материалами, накопление которых происходило на поверхности земли или на небольшой глубине при низких значениях температур и давлений, характерных для таких обстановок осадконакопления. Отложения образуются главным образом при механическом разрушении ранее существовавших пород, продукты выветривания которых перераспределялись волнами или течениями и выпадали в осадок из растворов химическим или биохимическим путем. В основном таким способом образуются осадочные породы (в противоположность изверженным породам, которые имеют магматическое или вулканическое происхождение и их образование не связано с процессами выветривания). Такой взгляд на осадочные породы оправдан с геологических позиций, поскольку он позволяет связать породы, образующиеся при двух различных процессах — выветривании, с одной стороны, и вулканизме — с другой. Некоторые осадки, однако, не образуются за счет существовавших ранее. Такие отложения играют подчиненную роль (занимают небольшой объем и не очень широко распространены). К ним относятся уголь, представляющий собой в основном продукт органического разложения вещества растительного происхождения, и вулканические осадки — слоистые пепловые отложения и другие продукты вулканических процессов. Еще более редки и не имеют практического значения отложения, содержащие метеоритный материал космического происхождения.

Грабау [6] предпочитал рассматривать породы под иным углом зрения и группировать их в соответствии с физическими или химическими процессами образования. Он подразделял породы на два класса, а именно на экзогенные и эндогенные (рис. 2.1).

К экзогенным относятся обломочные, или кластические породы. Компоненты, слагающие породы, размещены в ее основной массе в виде твердых частей, образовавшихся при дроблении ранее существовавших материалов. Другими словами, они образуются в результате механического отложения и являются продуктом физического осадконакопления. Подавляющее большинство осадков (по объему) принадлежит к этой категории. К этой группе также относятся прокладатические изверженные породы, которые очень похожи на обломочные породы по наиболее характерным структурно-текстурным признакам и, следовательно, по динамическим особенностям накопления.

Прямой противоположностью являются эндогенные\* представляющие собой аморфные или кристаллические продукты.

\* В нашей литературе термин «эндогенные» применяется только к породам, чьи эндогенный генезис (т. е. метаморфическим и изверженным). — Прим. Р.

падающие из раствора. Сюда относятся многие разновидности осадочных пород\*, включая отложения солей — каменная соль, ангидриты и т. д., а также большинство изверженных пород. Последние, подобно химическим осадкам, представляют собой продукты осаждения из раствора. В основе процесса формирования указанных разновидностей пород лежит химическое правило фаз. Нет принципиального различия и в механизме кристаллизации рассолов и магмы.

Если рассматривать осадочные породы с точки зрения процесса накопления, то классификация Грабау более оправдана, чем традиционное разделение пород на осадочные и изверженные. Процесс образования каменной соли ближе к образованию диабазы, чем к отложению глины или известняка, с которыми соли встречаются совместно. С другой стороны, песчанники тесно связаны с туфами. Накопление каждого типа осадков происходит в соответствии с законами аэро- или гидродинамики. Обе указанные основные категории пород характеризуются присущими им структурами и текстурами. Экзогенные породы обладают скелетно-поровым строением и бывают косослоистыми. Эндогенные породы имеют взаимосвязанное кристаллическое зернистое строение.

На осадочные породы можно смотреть и с другой стороны, а именно — с точки зрения переноса, в этом случае эти породы вновь распадаются на две основные группы: внутрибассейновые отложения, которые сформировались в бассейне непосредственно на месте своего накопления; внебассейновые породы, которые образовались за его пределами и были принесены в бассейн волнами или течениями. В первую категорию включаются химические и биохимические отложения, осаждаемые из вод бассейна; ко второй категории относятся как терригенные, так и пирокластические отложения.

На первый взгляд, происхождение и накопление осадочных пород может показаться простым. Пески и илы образуются достаточно быстро и выносятся реками в моря. Происхождение осадочных пород (не то, что у большинства изверженных и всех метаморфических) доступно для наблюдения и изучения. К сожалению, это не так просто. Далеко не все породообразующие процессы удается наблюдать. В частности, диagenетические изменения, к которым относятся межслойное растворение, цементация, образование конкреций и т. п., не поддаются непо-

	Экзогенные породы (эпигенетические)		
Осадочные породы	Эпикластические (эпикласты)	Пирокластические (пирокласты)	Изверженные породы
	Эндогенные породы (аутигенетические)		
	Биогенные и хемогенные (биолиты и эвапориты)	Пирогенные (пиролиты)	

Рис. 2-1. Два противоположных способа классификации пород: общепринятый и метод Грабау. По [6].

Каждая категория может обрешиваться в процессе перекристаллизации или замещения при низких температурах и давлениях (диagenетические и эпигенетические породы) или при высоких значениях температуры и давления (метаморфические породы).

\* В тексте — sediment (точный перевод — осадок, отложение). Автор нередко применяет этот термин к литифицированным породам. В этом случае он переводится как «осадочная порода». — Прим. ред.



## Строение (fabric)\*

В метаморфических и изверженных породах слагающие минералы характеризуются протяженными взаимопроникающими контактами; осадочные породы, наоборот, характеризуются четким каркасом, составные элементы которого соприкасаются друг с другом сторонами или обнаруживают точечные контакты. В связи с подобным строением осадочные породы, в отличие от других, обладают высокой пористостью и проницаемостью. Следовательно, они способны как удерживать, так и пропускать различные флюиды. Осадочные породы являются главнымместилищем природного газа, нефти, артезианских вод и различных рассолов. Начальная пористость их бывает высокой — от 35 до 45% от общего объема, но отложения в порах, выпадающие из минерализованных вод, как правило, значительно уменьшают эту величину.

Особая микрогеометрия осадочных пород объясняется их происхождением. Каждый элемент каркаса — песчаное зерно, галька или обломок раковины — образуется вне породы, он механически укладывается и занимает свое место в строении породы. Хотя для некоторых изверженных пород (особенно стратиформных пирокластических образований) характерна геометрия осадочных тел, большая их часть представляет собой кристаллические агрегаты. Строение, описанное выше характерно для галечников и песка, а также для их литифицированных разновидностей (конгломератов и песчаников); оно также типично для многих известняков. Такие известняки практически представляют собой карбонатные пески и алевроиты: их строение во многом аналогично обычным песчанкам и алевроитам.

Поскольку отдельные зерна не могут по всей поверхности соприкасаться друг с другом, в осадочных породах давление распределяется неравномерно. Масса перекрывающих пород приходится на относительно небольшую площадь соприкосновения отдельных зерен, тогда как флюиды, заключенные в порах, находятся под давлением, равным давлению столба до земной поверхности (мы допускаем, что поры свободно связаны с поверхностью). При неравномерных значениях давления происходит растворение твердых частиц на контактах и осаждение растворенных материалов в поровых пространствах; если этот процесс дойдет до конца, то будет полностью уничтожено поровое пространство, и давление в системе уравнивается.

Растворы, заполняющие поры, являются средой, в которой происходят реакции между ними и элементами каркаса породы. Если флюиды, находящиеся в порах, тоже приходят в движение, то в породе появляются и выносятся из нее минеральные компоненты в растворенной форме, что сказывается на составе осадочной породы.

Исследователь осадочных отложений обязан не только изучать состав твердых компонентов, но также должен принимать во внимание подвижную и химически активную фазу, составляющую значительную часть породы. Чем ближе обломочная порода к своему первоначальному состоянию, тем больше в ней относительный объем нетвердой фазы; чем более высокие ступени диагенеза или метаморфизма такая по-

\* Термин «fabric» имеет несколько иной смысл по сравнению с терминами «structure» (текстура) и «texture» (структура). Обычно он подразумевает определенную ориентировку в пространстве компонентов, слагающих осадочную породу. Ф. Дж. Петт-Джон нередко использует «fabric» как термин, соответствующий по смыслу «строению». В зависимости от контекста «fabric» переводится как «строение», «текстура» или «структура». — Прим. ред

рода достигает, тем ощутимее роль твердого каркаса и тем дочная порода становится похожей на метаморфическую изверженную.

Однако некоторые осадочные породы не обладают обычными дочными каркасами и поровыми системами. К ним относятся ющиеся из воды каменная соль и гипс, такие накопления *in situ* уголь и осадки, имевшие нормальное строение, но впоследствии ненные перекристаллизацией и замещениями (доломиты) или пр щенные в кристаллическую мозаику в результате роста зерен (ричное разрастание), подобные кристаллическим известнякам «осадочным мраморам».

### Состав

От изверженных пород осадочные образования отличаются значительными колебаниями состава, тем не менее многие разновидности характеризуются необыкновенно ограниченным составом. Крупней скопления многих химических элементов, известных в земной коре, на ходятся в осадочных отложениях. Такие скопления образуются в результате неоднократных размывов и переработки выветрелых остатков древних пород: примером могут служить стекольные пески, содержание кварца в которых превышает 99%. Другие отложения образуются в результате направленного действия избирательных химических или биохимических процессов, и при благоприятном их течении в оптимальных условиях образуются такие конечные продукты, как известняки с высоким содержанием кальцита (более 99%  $\text{CaCO}_3$ ), каменная соль и гипс. Аналогичные по характеру изверженные породы нам неизвестны.

Минералы, образованные вне места осадконакопления и механически принесенные в осадок во время его отложения, относятся к так называемым аллогенным минералам, те же, которые образуются *in situ*, называются аутигенными. Следовательно, недостаточно просто определить минеральные компоненты осадка, как недостаточно сделать их количественный анализ. Необходимо разбить минералы на смысловые категории, определить, какие из них являются аллогенными (или обломочными) и какие аутигенными (или постседиментационными). Некоторые исследователи могут пойти дальше и установить, какие аутигенные минералы синхронны процессу аккумуляции, а какие образовались позже; сделать вывод, какие минералы образовались при осаждении в пустотах, а какие — в результате замещения; различать минералы, образовавшиеся при выветривании, от тех, которые образовались в осадочных породах или подземных условиях. Все эти заключения о времени образования и связанном процессе (диагенез, метаморфизм или выветривание) требуют тщательного исследования структурных взаимоотношений зерен, слагающих породу. Для решения этой задачи необходимо применять микроскопический анализ в шлифах.

В противоположность минералам изверженных и метаморфических пород, минералы обломочных осадочных пород не образуют равновесных соединений. Они не образуются в равновесии друг с другом или с раствором, из которого осаждаются. Но хотя минералы не находятся в равновесном состоянии, химических преобразований, направленных на достижение равновесия, не происходит из-за химической инерти твердых частиц или в связи с преобладанием низких температур. Повышение температуры и нарушении условий, огрубляющих

ние реакции, минеральный состав может значительно измениться. Это явление происходит на глубоких уровнях земной коры в процессе метаморфизма. Правда, отдельные реакции протекают и при низких температурах и давлении. Такие диагенетические реакции происходят в основном между составными элементами каркаса породы и заключенными в ее порах растворами. В осадках, выпадающих из растворов или образующихся биохимическим путем, многие из которых метастабильны, диагенетические преобразования происходят чаще и, следовательно, наблюдаются более глубокие изменения.

В некоторых некластических осадках (вероятно в большинстве) минеральные компоненты находятся в равновесном состоянии. Цзень [29] считал, что в результате диагенетических реакций на дне моря в осадках Перуанского желоба возникает подобное равновесие. Аналогичные равновесные соотношения были установлены в некоторых карбонатных породах плато Камберленд, штат Теннесси, США [16]. Примеры отложений, образующихся при испарении рассолов, менее показательны.

### Классификация

Классификация осадочных пород представляет собой задачу, на решение которой затрачено немало усилий, однако окончательное решение, удовлетворяющее всем требованиям, до сих пор не найдено. Следовательно, нам необходимо рассмотреть цели, стоящие перед классификацией пород, и изучить более тщательно принципы, положенные в их построение. Большинству исследователей не удалось четко наметить эти цели и принципы, хотя вопрос о философских концепциях, лежащих в основе классификации осадочных пород, рассматривался неоднократно [6, 25, 10, 17, 13, 19, 15].

Как отмечал Роджерс, с проблемой классификации органически связаны вопросы терминологии или номенклатуры. Научные наименования определяют группу или класс объектов и, следовательно, подразумевают классификации. А классификация в свою очередь помогает сгруппировать изучаемые объекты в классы или категории, которым могут быть присвоены наименования. Таким образом, первая цель классификации заключается в том, чтобы подобрать группы и соответствующие наименования, которые могут заменить словесное описание классифицируемых объектов. Для достижения успеха номенклатура и классификация должны базироваться на взаимном согласии тех, кто в такой систематизации нуждается.

Однако, как отметил Грабау, точность классификации приводит к точности исследовательской мысли, а следовательно, классификация представляет большую ценность для дисциплинированного мышления. Классификация в стенографической форме отражает наши знания о предмете. Таким образом, создание классификации является попыткой упорядочить наши знания. Короче говоря, вторая цель классификации заключается в изображении идей или концепций в обобщенном виде.

Для определения класса необходимо выбрать ограничивающие параметры. Выбор параметров определяется конвенцией или их применимостью, или просто соглашением заинтересованных сторон. Но поскольку выяснение генезиса является конечной целью любого изучения пород, выбранные параметры должны нести генетический смысл или быть определяющими. В биологии основой всех фундаментальных таксономических исследований служит подбор определяющих характе-



ристик для целей классификации, а второстепенные скаются (например, не все, что летает следует объединять в группу). Трудности классификации осадочных пород большей частью возникают из-за несогласия исследователей по принципиальным различиям между обломочными (экзогенными) и химическими (эндогенными) породами. Важные свойства одной группы пород являются второстепенными для другой. Таким образом, если ко всем карбон породам, имеющим полигенетическое происхождение, применять и те же понятия, то это скорее замаскирует, нежели прояснит их природу формирования.

Породы в конце концов — это совокупность параметров, из которых всего лишь два или три выбираются для классификации. Невозможно построить классификацию, основанную на всех известных или доступных для изучения свойствах. Жизнеспособная классификация берет за основу два или три параметра и отбрасывает все остальные. Такая альтернатива требует, чтобы определяющие параметры отличались не только генетическими позициями, но и чтобы они были наиболее важными. Несомненно, все свойства пород что-либо означают, но одни значат больше, а другие — меньше. Магнитная восприимчивость песчанников явно менее важный параметр в генетическом отношении, чем их гранулометрический состав. В целом выбранные свойства также должны легко устанавливаться или измеряться, а время, затраченное на это, не должно быть длительным. Важную роль играют химические анализы, но для разработки классификации осадочных пород они вряд ли применимы.

Какие же свойства пород считаются наиболее важными? Нами выбраны такие, которые представляются полезными в свете существующих концепций и знаний. Новые идеи и новые открытия могут сделать наш выбор непригодным, и тогда возникнет необходимость пересмотреть существующие классификации и номенклатуры. Такая неустойчивость номенклатуры довольно тревожный факт, но это плата за прогресс науки и лишнее доказательство того, что классификация представляет собой идеи и концепции в кодированной форме, подверженные постоянному пересмотру.

Большинство классификаций осадочных пород имеют традиционный характер и, подобно Топси, они «только возникают». Существует несколько попыток стандартизировать номенклатуру — пересмотреть термины, установить количественные пределы, искоренить плохие и устаревшие термины (см. доклады Комитета по осадконакоплению, куда относятся работы Уэнтзуорта и Уильямса [27] по пирокластическим осадкам, Уэнтзуорта [25] по грубообломочным породам; Аллена [1] по среднезернистым обломочным породам; Твенхофела [24] по тонкозернистым обломочным породам и Тарра [23] по кремнистым осадкам). Однако было сделано всего несколько попыток рассмотреть проблему в целом и найти единое комплексное решение, аналогичное принятому при классификации изверженных пород.

Объем книги не позволяет дать детальный обзор всех полных и неполных классификаций, предложенных для осадочных пород. В какой-то степени это было сделано Ломбардом [13]. Поскольку классификации нескольких подгрупп или семейств осадков детально приводятся в соответствующих разделах книги, приводить их здесь смысла нет. В заключение можно сказать, что любая попытка привести единую классификацию ко всем осадочным породам приведет к ошибкам из-за полигенетической природы осадочных материалов.

схема будет основываться на важных генетических свойствах, то получится, что свойства, важные для одной группы осадков, могут оказаться второстепенными для другой группы иного происхождения. Например, принцип зрелости является фундаментальным, но его можно применить только к тем породам, которые представляют собой продукты выветривания метастабильных материнских пород. Если применить этот принцип к пирокластическим материалам, то он не будет иметь никакого значения. Подобным образом понятия об области сноса, необходимые для понимания структуры и состава обломочных отложений, будут малозначимыми или бессмысленными в применении к химическим осадкам. Следовательно, построить всеобъемлющую классификацию трудно.

Однако представляется возможным построить частичные (неполные) классификации, подходящие для определения классов осадков, которые тесно связаны с фундаментальными представлениями об их происхождении. Например, много сил затрачено на решение проблем классификации песчаников и известняков (эти классификации рассматриваются в главах, посвященных указанным осадкам). С другой стороны, классификация глинистых пород в настоящее время не удовлетворяет предъявляемым к ней требованиям.

В этой книге осадочные породы сгруппированы в соответствии с преобладающим их применением (рис. 2-3), что сделано исключительно для удобства. Самостоятельные главы посвящены, например, грубообломочным породам (конгломератам и осадочным брекчиям), песчанникам, глинистым сланцам и алевролитам. Вулканические породы рассматриваются отдельно, хотя по своим структурам они сходны с другими обломочными отложениями. Но поскольку их составляющие имеют вулканическое происхождение, концепции зрелости и переноса, применяемые к продуктам выветривания, для этой группы осадков значения не имеют. Включение описания всех известняков (и доломитов) в одну главу, несмотря на их полигенетическую природу, вновь оправдано в связи с применением этих пород. Более того, несмотря на то что многие разновидности известняков обнаруживают обломочные структуры и текстуры, по своему происхождению это внутрибассейновые образования. Таким образом, концепция зрелости состава лишена смысла в применении к карбонатным породам.

Характеристики остальных групп осадков не обломочного происхождения объединены в одну главу, так как невелик относительный объем, занимаемый ими в земной коре. Некоторые из них (кремни, железосодержащие осадки и фосфатные отложения) связаны общими проблемами происхождения. Значительная трудность заключается в том, чтобы решить, являются ли эти породы непосредственными про-

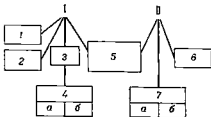


Рис. 2-3. Упрощенная классификация осадочных пород (за исключением эпигенетических отложений).

I — эзогенные породы, «клястические». 1 — эластические осадки (гиллы и тиллиты); 2 — пирокластические осадки (туфы и т. д.); 3 — зловый (песчанники); 4 — эпикластические осадки, «периглитный зловый»; 5 — грубые туфоподобные — конгломераты и песчанники; 6 — глины (продукты гидроклиз — глины); 7 — глинистые осадки (карбонатные, углистые глины, туффитовые глины и т. д.) II — эндогенные породы, «химические и биогенные». 8 — органические остатки (угли и т. д.); 9 — химические осадки (карбонаты, фосфаты, железосодержащие породы, кремни, бивалиты, гипс, ангидрит и т. д.)

дуктами осаждения или представляют собой результат дн (или эпигенетических) замещений. Нам представляется, что происхождение влияет кислотность или щелочность раствора и длительно-восстановительный потенциал. С другой стороны, эвап углистые осадки, хотя и относятся к далеко отстоящим друг от классам, также включены в эту главу.

Предлагаем читателю познакомиться с этими несколькими гл ми для дальнейшего обсуждения проблем классификации.

### Общий объем и масса осадочных пород

Подсчитано, что осадочные (и метаосадочные) породы по объему составляют лишь 5% изученной литосферы (18-километровая наружняя оболочка земного шара), в то время как изверженные (и мета-изверженные) породы составляют 95% [3, с. 34]. С другой стороны, площадь, на которой развиты осадочные породы, равняется 75% территории суши, а изверженные породы занимают только на 25% площадь (рис. 2-4). Следовательно, вполне очевидно, что осадочные породы составляют только тонкий поверхностный слой. Хотя мощность осадочных толщ колеблется от 0 до 13 км, составляя в среднем, по данным Лейта и Мида [12, с. 73], 2,2 км на континентах (цифра, которая незначительно отличается от, недавней оценки Блатта [2] в 1,8 км). Осадки повсеместно распространены на дне океанов. Мощность этого осадочного покрова точно не известна. По одним оценкам ее величина не превышает 0,2 км\*

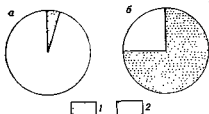


Рис. 2-4. Относительное содержание изверженных и осадочных пород в земной коре:

а — по объему, б — по площади. По Кларку [3, с. 34]. 1 — осадочные породы, 2 — изверженные породы.

3,0 км [11, с. 189], однако по современным представлениям средняя мощность составляет 1,0 км [4, с. 199]. Как могут получиться такие различные оценки?

Суммарный объем и масса осадочных пород на Земле подсчитываются различными способами. Если предполагать, что весь натрий, растворенный в океане, образовался при выщелачивании первичных изверженных пород, можно показать, что это количество натрия в морской воде образуется при полном разложении земной оболочки мощностью 0,5 км [3, с. 31]. Поскольку часть натрия остается в осадках и в рассолах глубоководных бассейнов и таким образом не весь натрий попадает в океан, эта цифра нуждается в корректировке. После внесения соответствующей поправки мощность выветрелой оболочки изверженных пород определяется всего лишь в 0,8 км. Объем материала при выветривании и переходе в осадок растет за счет процессов окисления, карбонатизация и гидратации. Если считать (Кларку), что увеличение объема осадков происходит примерно на 1 то суммарный объем отложений, образовавшихся при разрушении терригенных изверженных пород, составит приблизительно  $4,4 \times 10^6$ . Такого объема порока достаточно для того, чтобы образовать в

\* По данным глубоководного бурения, мощность осадочного покрова в случае достигает более 2,0 км. — Прим. ред.

мерную оболочку всего земного шара мощностью 735 м. Если весь этот материал сконцентрировать на континентах (площадь которых оценивается примерно в 1/3 площади земного шара), то мощность осадочного покрова увеличится до 2200 м. Гольдшмидт [5, с. 866] аналогичным образом подсчитал объем выветрелых изверженных пород и объем осадков, образованных впоследствии, на основании содержания натрия в морской воде, его оценка составила  $3,0 \times 10^8$  км<sup>3</sup>. Кюнен [11] применил к данным Кларка различные поправки и получил цифру  $8 \times 10^8$  км<sup>3</sup>, к которой он добавил подсчитанную величину  $5 \times 10^8$  км<sup>3</sup> разрушенного, но не разложенного материала (туфы, граувакки и т. д.), и получил в итоге  $13,0 \times 10^8$  км<sup>3</sup> (табл. 2-1).

Таблица 2-1

Подсчитанный объем осадочных пород

Автор	Объем, км <sup>3</sup>
Кларк [3, с. 32]	$3,7 \times 10^8$
Гольдшмидт [5]	$3,0 \times 10^8$
Кюнен [11, с. 188]	$13,0 \times 10^8$
Викман [28]	$4,1 \pm 0,6 \times 10^8$
Полдерварт [18, с. 126—130]	$6,3 \times 10^8$
Хорн и Адамс [8, с. 282]	$10,8 \times 10^8$
Ронов [20, с. 291]	$9,0 \times 10^8$
Блат [2, с. 259]	$4,8 \times 10^8$

Другие исследователи подходили к решению проблемы с иных точек зрения и пытались суммировать реально существующие данные. При таком подходе подсчитываются площадь, покрытая отложениями, и их мощность. Полдерварт [18, с. 124], например, свои подсчеты основывал на оценках мощности осадков на континентах — шитах, в молодых складчатых поясах, оксанических бассейнах и на континентальных шельфах. Полдерварт использовал расчеты, которые выполнил Кей [9, с. 92] для первых двух областей, и подсчеты, основанные на геофизических данных и анализе скоростей осадконакопления для двух последних территорий. Хорн и Адамс [8] подошли к решению проблемы примерно так же, как и Полдерварт, однако использовали несколько отличные данные и получили в результате цифру  $10,8 \times 10^8$  км<sup>3</sup> вместо  $6,3 \times 10^8$  км<sup>3</sup> по оценке Полдерварта.

Используя до некоторой степени похожий подход, Блат [2] получил суммарную величину  $4,8 \times 10^8$  км<sup>3</sup>. Это соответствует толщине оболочки всего земного шара в 810 м, что не существенно отличается от цифры, полученной Кларком (735).

Принимая соответствующие допущения о плотности минералов, пористости или величине объемной плотности породы, можно перевести указанные цифры объема в массу. Например, Полдерварт оценивает массу осадков цифрой  $1702 \times 10^{15}$  метрических тонн, а Гаррелс и Маккензи [4, с. 247] приводят величину  $3200 \times 10^{15}$  тонн.

Возникает вопрос, а является ли объем или масса постоянной величиной или она постепенно увеличивается во времени по мере образования новых осадков? Или, другими словами, наблюдается ли стабильное состояние, при котором объем образующихся осадков уравнивается потерей объема породы в процессе гранитизации? Этот вопрос изучали Гаррелс и Маккензи [4, с. 259], и мы рассматриваем его в гл. 17.

## Относительная распространенность пород

Из большого числа разновидностей известных пород только три являются наиболее распространенными. Три главных типа — песчанники, глинистые сланцы и известняки — составляют 95% и более всех пород. Однако эти три типа распространены неодинаково. Различные исследователи делали попытки оценить их относительную распространенность.

Таблица

Распространенность осадочных пород (в %)

Порода	Автор						
	Лей и Мэд <sup>1</sup> [12]	Шухерт <sup>2</sup> [22]	Кюнзе <sup>3</sup> [11]	Крайнер <sup>4</sup> [10]	Харн и Адамс <sup>5</sup> [6]		Роман <sup>6</sup> [21]
					Континентальные пески	Морские песчаные пески	
Сланец	46	44	57	42	53	59	49
Песчаник	32	37	14	40	28	35	24
Известняк	22	19	29	18	15*	5	21

\* Включая эвапориты.

<sup>1</sup> По данным измерений разрезов Сенерной Америки, суммарной мощностью 136 тыс. м.

<sup>2</sup> По данным измерений разрезов мезозойского отложения Сенерной Америки, максимальной мощностью 78 тыс. м.

<sup>3</sup> По данным измерений разрезов Индополиции.

<sup>4</sup> Исходные данные для расчета не приводятся.

<sup>5</sup> Данные заимствованы из песчаных источников Мелантам расчетов не объясняется.

<sup>6</sup> Вулканические осадки образуют дополнительное загромождение геосинклиналей на 25%.

Таблица 2-3

Распространенность осадочных пород (по расчетам)

Порода	Автор			
	Мид <sup>1</sup> [14]	Кларк <sup>2</sup> [3]	Холмс <sup>3</sup> [7]	Винч <sup>4</sup> [28]
Глина	82	80	70	83
Песчаник	12	15	16	8
Известняк	1	15	14	9

\* Соотношение соотношений усредненных значений содержания глинистых сланцев, песчанников и известняков дает максимально приближенное к среднему значение состава изверженной породы.

<sup>1</sup> Расчет базируется на результатах химических анализов.

<sup>2</sup> Кларк отнес весь свободный кварц усредненной кристаллической породы к песчанникам, а подлинный кварц — к известнякам.

<sup>3</sup> Расчеты соответствуют соотношениям материалов, поступающих крупнейшими реками на северный берег.

<sup>4</sup> Методика 1:1, что и у Мид. Процентные соотношения заимствованы по данным Викмала.

Оценку относительной распространенности можно сделать несколькими способами: либо путем фактических измерений множества стратиграфических разрезов (табл. 2-2), либо методами подсчета, базирующиеся на некоторых геохимических соображениях (табл. 2-3). Во втором подходе делают попытки определить пропорции (соотношения), в которых должны находиться усредненные анализы глинистых сланцев, песчанников и известняков для того, чтобы дать усредненный анализ, удовлетворяющий усредненной изверженной породе (из которой, вероятно, они все произошли). Еще в 1907 г. Мид [14] произвел такие расчеты и оценил соотношения как 80:11:9 соответственно для

глинистых сланцев, песчаников и известняков. Современная оценка [4, с. 243], основанная на уточненных данных, составляет 81:11:8, т. е. полученные цифры от оценок Мида существенно не отличаются.

Данные, полученные в результате измерений и подсчетов, до некоторой степени не совпадают. В целом соотношения, полученные из результатов стратиграфических замеров, обнаруживают более высокое соотношение песчаников и известняков и меньшее количество глинистых сланцев, чем получается в расчетах. Это несоответствие можно отчасти отнести за счет потери тонкозернистого материала, происходящей в глубоководной части моря, поэтому глинистые сланцы в стратиграфической летописи на континентах представлены неполностью.

Изменяются ли во времени соотношения между наиболее распространенными осадочными породами? Этот вопрос рассматривается в работах Ронова [20, 21], Гаррелса и Маккензи [4, с. 258—259] (см. гл. 17).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen, V. T., 1936, Terminology of medium-grained sediments: Rept. Comm. Sed. 1935—1936, Nat. Res. Coun., pp. 18—17 (mimeographed).
2. Blatt H., 1970, Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentologic model. *Bull. Geol. — Soc. Amer.*, v. 81, pp. 265—262.
3. Clarke F. W., 1924, The data of geochemistry: *Bull. U. S. Geol. Surv.*, no. 770, 841 pp.
4. Garrels, R. M., and Mackenzie, F. T., 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
5. Goldschmidt V. M., 1933, Grundrissen der quantitativ-Geochemie: *Fortschr. Min. Krist., Petrogr.*, v. 17, pp. 112—156.
6. Grabau A. W., 1904, On the classification of sedimentary rocks: *Amer. Geol.*, v. 33, pp. 228—247.
7. Holmes A., 1913, The age of the earth: London and New York, Harper & Row, 195 pp.
8. Horn, M. K., and Adams, J. A. S., 1966, Computer-derived geochemical balances and element abundances: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 30, pp. 279—290.
9. Kay M., 1951, North American geosynclines: *Geol. Soc. Amer. Mem.* 48, 143 pp.
10. Kryntse, P. D., 1948, The megascopic study and field classification of the sedimentary rocks: *Jour. Geol.*, v. 56, pp. 130—165.
11. Kuennen, Ph. H., 1941, Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth: *Amer. Jour. Sci.*, v. 239, pp. 161—190.
12. Leith, C. K., and Mead, W. J., 1915, Metamorphic geology: New York, Hog, Rinehart and Winston, 337 pp.
13. Lombard, A., 1949, Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires: *Bull. Soc. Belge Géol.*, v. 56, pp. 214—271.
14. Mead, W. J., 1907, Redistribution of elements in the formation of sedimentary rocks: *Jour. Geol.*, v. 15, pp. 238—256.
15. Middleton, G. W., 1973, Basic concepts used in classifying sedimentary rocks: Symposium on classification of soils and sedimentary rocks, Univ. of Guelph, Guelph, Ontario, Canada.
16. Peterson M. N. A., 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: *Jour. Geol.*, v. 70, pp. 1—31.
17. Pettijohn F. J., 1948, A preface to the classification of the sedimentary rocks: *Jour. Geol.*, v. 56, pp. 112—118.
18. Polderwaard A., 1955, Chemistry of the earth's crust, in *Crust of the earth — a symposium* (Polderwaard, A. ed.): *Geol. Soc. Amer. Spcc. Paper* 62, pp. 119—144.
19. Rodgers J., 1950, The nomenclature and classification of sedimentary rocks: *Amer. Jour. Sci.*, v. 248, pp. 297—311.
20. Ронов А. Б., Основные тенденции химической эволюции земной коры, океана и атмосферы — *Геохимия*, Т. 8, 1964, с. 715—743.
21. Ронов, А. Б., 1968, Probable changes in the composition of sea water during the course of geologic time: *Sedimentology*, v. 10, pp. 25—43.
22. Schuchert, C., 1931, Geochronology or the age of the earth on the basis of sediments and life, in *The age of the earth: Bull. Nat. Res. Conn.*, v. 80, pp. 10—64.

23. *Laur W. L.* 1938. Terminology of the chemical siliceous rocks. Rept. Comm. Sed. 407-1938 Nat. Res. Coun. pp. 8-27 (photographed).
24. *Laur W. H.* 1937. Terminology of the ungraded mechanical sediments. Rept. Comm. Sed. 1946-1937, Nat. Res. Coun., pp. 81-104 (photographed).
25. *Brach H. H.* 1938. Proper names: nomenclature and classification. Jour. Geol., v. 46 pp. 549-568.
26. *Kentworth C. A.* 1935. The terminology of coarse sediments. Bull. Nat. Res. Coun. 98, pp. 225-246.
27. *Kentworth C. A. and Williams H.* 1932. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Bull. Nat. Res. Coun. 89, pp. 19-53.
28. *W. Jones F. L.* 1954. The totals amount of sediment and the composition of the sedimentary rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 5, pp. 97-110.
29. *Zir, Louis* 1939. Clay in burial carbonate relations in sedimentary rocks. Amer. Jour. Sci., 237, pp. 26-43.

### ГЛАВА 3. СТРУКТУРА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Структуру осадочной породы определяют размер, форма и расположение составляющих ее минералов. Структура характеризует микрогеометрию породы. Термины грубозернистая, угловатая или чешуйчатая свидетельствуют о структурных особенностях осадочной породы. Однако геологу в работе могут понадобиться более точные описания и могут возникнуть такие вопросы: насколько грубозернистая, в какой мере угловатая или под каким углом и в каком направлении наблюдается чешуйчатая структура? Следовательно, существует необходимость четко определить структуру как свойство породы, предложить метод измерения, произвести статистические выкладки для породы в целом и, самое главное, понять важность рассматриваемого свойства для геологических построений. Некоторые особенности структуры нельзя свести к простым показателям, они сложные и зависят от многих основных свойств, которыми обладают обломочные зерна. Например, пористость зависит от упаковки, формы зерен и их сортировки.

В противоположность структуре, понятие текстура характеризует более крупные черты породы, хорошо заметные при полевых наблюдениях. Структура породы связана с взаимоотношением зерен, а текстура учитывает такие параметры как слоистость, знаки ряби и т. д. Структуру породы лучше всего изучать в шлифе или на мелких образцах; наоборот, текстура обычно изучается в обнажении и реже в образцах горных пород.

Подавляющее большинство осадочных пород отличается от изверженных и кристаллических пород наличием каркаса зерен, устойчивого в гравитационном поле Земли. В противоположность зернам изверженных и метаморфических пород, тесно соприкасающихся друг с другом, зерна осадочных пород контактируют между собой частично, образуя открытую трехмерную решетку. Ранее сформированные зерна многих осадков участвуют в строении породы в виде твердых частиц, попадающих в породу из движущихся жидкостей под влиянием силы тяжести. Они не образуются *in situ*. Можно сказать, что породы, образовавшиеся таким путем, обладают гидродинамической структурой.

В новообразованных осадках создается значительное межгранулярное пространство, т. е. высокая пористость. Пористость песков может достигать 35—40% от суммарного объема породы, а в свежих алевроитовых и глинистых осадках пористость бывает еще выше, достигая 80%. Таким образом, осадочные породы резко отличаются от изверженных и метаморфических, которые либо слабопористые, либо пористость отсутствует вообще\*. С течением времени, однако, поры, заполненные растворами, становятся центрами отложения новых минералов, цементирующих обломочные зерна. Соответственно происходит постепенное уменьшение пористости, и в конечном итоге она может исчезнуть совсем. Структуры, образующиеся в результате подобного

\* Эффузивные породы нередко обладают высокой пористостью и проницаемостью — Прим ред.



химического осаждения из растворов и за счет изменения <sup>эл</sup> каркаса, в целом называются диагенетическими. В часть такие структуры кристаллические. Иногда они бывают не ко развиты, что первоначальная осадочная структура оказыва замаскированной или даже уничтоженной, хотя во многих случаях сохраняются реликты первоначального строения.

Следовательно, почти во всех осадочных породах можно наблюдать две структуры — гидродинамическую и диагенетическую. Это положение справедливо не только для песчанников, но и для многих, если не для большинства, известняков, которые сильнее различаются по составу элементов каркаса, чем по строению, наблюдаемому под микроскопом. Кварцевый песчаник может цементироваться кварцем, в результате чего образуется оптически однородная масса, представляющая собой кристаллическую мозаику (кварцит). Подобным же образом криноидный песчаник может быть сцементирован кальцитом в оптически единое целое с элементами каркаса, и порода превратится в «осадочный мрамор». Многие диагенетические структуры являются или микрокристаллическими в связи с тем, что такой характер имели первичные компоненты, или поскольку распались более крупные элементы каркаса. В результате частичного разложения некоторых песков (процесс формирования граувакк) образуется тонкозернистый матрикс\* породы. Разложение обломков вулканического стекла или включений приводит к аналогичным результатам. В известняках оолиты и обломки организмов захватывает процесс микритизации. Однако при обычной температуре карбонатные породы наиболее восприимчивы к процессам перекристаллизации, в результате которых образуется более крупнокристаллическая структура. К сожалению, структура многих пород, в частности глинистых сланцев, настолько тонкозернистая, что поддается изучению под микроскопом с большим трудом. В этих случаях обычно невозможно отличать первичные осадочные структуры от структур диагенетических. Строение таких пород по сравнению с текстурами песчанников и известняков изучено еще слабее.

Некоторые структуры не относятся ни к гидродинамическим, ни к диагенетическим. Они могут быть биогенными, если образуются в результате жизнедеятельности организмов, или колломорфными, если возникают при коагуляции гелей.

В этой главе прежде всего рассматриваются структуры осаждения, главным образом гидродинамические, характерные для песков и алевроитов, независимо от того кремнистые ли они или карбонатные, а затем анализируются кристаллические структуры диагенетического или сходного происхождения.

## Размер частиц обломочных пород

Размер частиц обломочной породы имеет большое значение. Размер обломков, составляющих породы, является отчасти основанием для подразделения их на конгломераты, песчанники и глинистые сланцы. Размер зерен и выдержанность их по размеру (сортировка) служат индикаторами способности и эффективности транспортировки. Для

\* Термин «матрикс» (matrix) хорошо известен студентам геологии. Он не является синонимом «цементации», так как подразумевает тонкозернистый материал, окружающий более крупные зерна и обломки. Зерна, из которых состоит матрикс, могут быть в свою очередь сцементированы — Прим. ред.

нормальных терригенных водноосажденных материалов размер обломков в некоторой степени служит показателем близости области сноса. Более грубозернистые осадки, как правило, не переносятся на большие расстояния. Некоторые агенты и способы транспортировки значительно различаются по способности переносить и сортировать материал. Совершенно ясно, что для седиментолога размер и сортировка зерен являются первоочередными параметрами для изучения.

Полное понимание геологической значимости размера зерен придет только в том случае, если исследователю ясно содержание этого понятия, известны показатели распределения обломочных зерен по размеру, процессы стоящие за ними, и взаимосвязь между размером, расстоянием и направлением переноса.

### Понятие размерности зерна

Если бы обломки, слагающие осадочную породу, имели шарообразную форму, то не существовало бы особых трудностей описать или измерить их. Вполне достаточно было бы определить диаметр таких обломков. Однако, например, обломки, слагающие галечник, обычно имеют исключительно неправильную форму и поддаются классификации, тем не менее, характеризуя галечники, говорят, что они сложены из гальки определенной «диаметра». Что же такое «диаметр» твердой частицы неправильной формы?

Как правило, диаметр частицы можно измерить непосредственно, хотя здесь существуют определенные трудности, поскольку обломок имеет неправильную форму. Некоторые исследователи приводят значения длины, ширины и толщины обломка, не давая четкого определения этих понятий. У трехосного эллипсоида определить длинную, промежуточную и короткую оси легко, но даже беглый просмотр коллекции галек покажет, насколько трудно найти эти измерения у твердой частицы неправильной формы. Должны ли «диаметры» или отрезки на координатной оси пересекаться под прямыми углами?

Должны ли они проходить через общую точку? В каком сочетании они должны образовать «средний» диаметр? Или, может быть, одного промежуточного диаметра достаточно для измерения размера зерна? Крамбейн [166] рассмотрел все указанные вопросы и дал объективные рабочие определения этих понятий (рис. 3-1). Некоторые другие определения даст в своей работе Хамберт [124, с. 11].

На практике понятие диаметр широко изменчиво в зависимости от способа измерения. Существующие методы его измерения основаны на допущении, что обломочные частицы сферичны или приближаются по форме к шару, и таким образом все измерения можно представить в виде диаметров этих шаров. Если эти условия не удовлетворяются, приводимые размеры или неточны или неправильны. Очень часто непосредственно диаметр не измеряется. Вместо него измеряет-

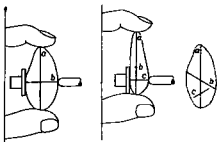


Рис. 3-1. Основные понятия и приемы измерения диаметра гальки.

Слева измеряется размер по оси  $b$ , а в центре — по оси  $c$ , справа галька изображена в перспективе. По Крамбейну [166].

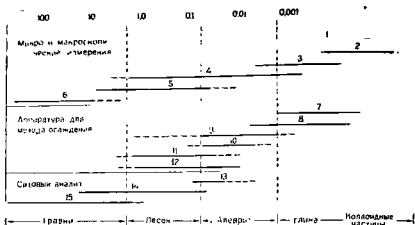


Рис. 3.2. Границы размеров зерен и методы механического анализа. По данным Мюллера, с изменениями [221].

1 — электронный микроскоп; 2 — ультрамикроскоп; 3 — микроскопия в ультрафиолетовом свете; 4 — дифракционный микроскоп; 5 — дупа со специальной шкалой; 6 — прямые измерения; 7 — центрифугирование в непрерывном потоке; 8 — осаждение центрифугированием; 9 — седиментационный цилиндр Иббса, пикетис, гидрометр, определитель оптической плотности и т. д.; 10 — отсушивание воздухом; 11 — цилиндр Эмери; 12 — отсушивание; 13 — микрожесткие сита; 14 — проволочные сита; 15 — металлическая пластина с отверстиями

Таблица 3-1

Представления о размере и диаметрах зерен

Начертанное свойство	Метод измерения	Диаметр или эквивалентная величина
«Размеры» конкретной гальки или валуна	Макроскопический, кронциркулем или шаблоном	«Длина», «ширина», «толщина», арифметическое, геометрическое или их логарифмическое среднее значение
Размеры проектируемого или увеличенного изображения зерен	Соответствующая шкала, окуляр с микрометром	Номинальный диаметр проекции (диаметр окружности той же площади, что и проектируемое изображение)*
Размеры поперечных сечений мелких зерен	Как и выше, по увеличенному изображению в шлифе	Диаметр в тонком шлифе (диаметр окружности, имеющей ту же самую площадь, что и поперечное сечение)**
Минимальная или наименьшая площадь сечения	Сита	«Ситовый диаметр» (ширина минимального квадратного отверстия, через которое пройдет частица)
Масса	Весы	Диаметр сферы той же массы и плотности, что и частица
Объем	Волуметр	Номинальный диаметр (диаметр сферы того же объема)
Площадь поверхности	Газоадсорбционный установкой для оценки величин в м <sup>2</sup> /г	—
Скорость осаждения	Седиментационные цилиндры, седиментационные весы и т. д.	«Эквивалентный радиус», диаметр осаждения (диаметр сферы, имеющей одинаковую с частицей скорость осаждения и плотность)

\* Число определяется коротким размером проектируемого изображения

\*\* Число определяется изображением случайного отрезка поперечного сечения.

ся другой параметр, который с помощью определенных преобразований переводится в диаметр. Например, можно измерить объем гальки, а затем рассчитать диаметр сферы, имеющей такой же объем. Это будет номинальный диаметр Уодела [327], и величина его не зависит от формы или плотности гальки. С другой стороны, измерения скорости осаждения, обычно используемой для определения размерности зерен, применяются только в том случае, если плотность и форма частиц постоянны. Измеряя скорость осаждения, можно определять радиус или диаметр обломка, допуская его сферическую форму и плотность, равную 2,65 (кварц). В книге не рассматриваются и не оцениваются все существующие методы (рис. 3-2). Этот вопрос исчерпывающе освещен в различных пособиях по лабораторным методам [171; 58; 131; 154, с. 43—147; 221, с. 52—96; 89; 3; 43, с. 47—128]. В обобщенном виде определения понятия размера приведены в табл. 3-1. Однако исследователь не должен забывать о понятии размерности, особенно при интерпретации аналитических результатов гранулометрического анализа, который в силу объективных ограничений дает только приближенные данные.

### Названия пород различной размерности

В геологической практике приняты различные термины общего пользования. Некоторые исследователи заменили эти общепринятые термины другими, менее известными. В табл. 3-2 приводятся различные термины, применяемые к размерности, и даются производные, образованные от них.

Таблица 3-2

Описательные термины размерности зерен

Структура	Термин		Латинский термин	
	Обычный	Греческий	Обломочные породы	Неклеточные структуры
Крупная	Гравий (гравийный)	Псефит (псефитовый)	Рудит (рудитовый)	Сферит
Средняя	Песок (песчаный)	Псаммит (псаммитовый)	Аренит (аренитовый)	Гранулит
Тонкая	Глина (глинистый)	Пелит (пелитовый)	Лютит (лютитовый)	Пудверит

Термины псефит, псаммит и пелит заимствованы из греческого языка, а Грабау [100] предложил применять более или менее равнозначные термины с латинским корнем (рудит, аренит и лютит) взамен таких обычных терминов, как гравий, песок и глина. В последних понятиях заложено определение состава или других признаков, поэтому, строго говоря, они не определяют размер частиц в породе. Если термин глина применять исключительно в минералогическом смысле, то не существует термина для определения тонкозернистого материала по размеру. Даже если употреблять термины в двойном смысле, т. е. обозначая как тип породы, так и размерность ее зерен, то весьма сомнительно, будут ли удовлетворены геологи, называя чистый известковый ил — глиной, а консолидированную разность — аргиллитом. Для таких образований более приемлем термин лютит, а тонкозернистый известняк можно называть кальцилю-

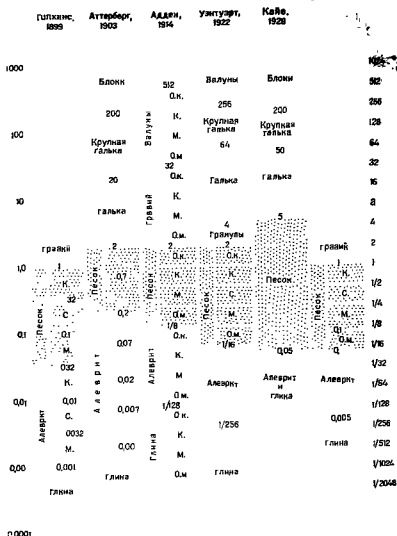


Рис. 3-1. Три типа представительной шкалы размерности.

Шкалы Гейкинса и Аттерберга являются геометрическими, десятичными и циклическими. Шкала Аддеи, после поддержания Уэллсом и принята Комитетом Лейна, является геометрической, но не десятичной. Шкала Пирнейского бюро (Министерство сельского хозяйства США) в Кейсе неудовлетворительная. Схема иллюстрирует различные значения гранулометрических термов и подчеркивает необходимость их стандартизации. Обратите внимание на колоссальную разницу между фракцией (участки сеч., отмеченные точками), О. к. — очень крупный, К. — крупный, С. — средний, М. — мелкий, О. м. — очень мелкий.

тит, его слитный эквивалент — аргиллюит, аналогичным о зом чистый карбонатный песок в литифицированном виде, в следует называть известняком, а не песчанником. Тиррел [313, с. ограниченно применял латинские термины к осадочным по

греческие — к их метаморфическим производным, он, например, употреблял понятие пелитовый кристаллический сланец.

Вне зависимости от выбора одни и те же термины у разных исследователей означают различные предметы. Смысл, заложенный в термине песок, как понятие размерности имеет широкие пределы (рис. 3-3). Следовательно, терминологию необходимо стандартизировать. К сожалению, существует несколько стандартных схем. Строители, почвоведы и геологи пользуются каждый своей схемой. Даже среди седиментологов нет единого мнения; например, в Европе пользуются терминами, отличающимися от принятых в Северной Америке.

Стандарт, принятый большинством североамериканских седиментологов, берет начало в работах Аддена [320, 319]. Адден предложил геометрическую шкалу для ранжирования классов по размеру и вложил новое понимание в такие общепринятые термины, как гравий, песок, алевроит и глина. В 1922 г. Уэнтворт в соответствии с результатами опроса мнений научных работников модифицировал понятия, предложенные Адденом. В 1947 г. Комитет геологов и гидрологов («Комитет Лейна») рекомендовал принять к внедрению шкалу Уэнтворта — Аддена и термины размерности, опустив только один из них — класс гранул [189]. В настоящее время эта шкала общепринята среди исследователей в Северной Америке, а после дополнения ее понятием Ф, предложенным Крамбеином в 1938 г., шкала стала широко применяться повсюду.

Комитет по вопросам осадконакопления при Национальном Совете научных исследований издал несколько инструкций, посвященных номенклатуре осадочных пород, в которые вошли рекомендации по пересмотру терминов размерности [344, 341, 4, 316]. Рекомендации Комитета суммированы в табл. 3-3.

Валуи (boulder) определяется как «обособленная масса породы, несколько окатанная или видоизмененная абразией при транспортировке, крупнее, чем крупная галька; минимальный размер валуна более 256 мм. Для образований, возникающих при выветривании *in situ*, рекомендуются такие термины как валуны разрушения или валуны отслаивания. Термин блок сохраняется за «крупными угловатыми обломками, которые мало или совсем не изменены при транспортировке».

Крупная галька (cobble) \* определяется теми же понятиями, что и валуи, но размеры ее находятся в пределах 64—256 мм. Аналогичным образом существуют гальки отслаивания.

Галька представляет собой «обломок породы крупнее грубого песчаного зерна или гранулы, но мельче крупной гальки, который окатан или как-либо видоизменен под действием воды, ветра или льда». Диаметр гальки от 4 до 64 мм. Рыхлае скопление галек и крупной гальки называются галечником (gravel) \*\*, который соответствен-

\* Cobble ближе всего по смыслу переводится как «булыжник». Однако этот термин в геологической практике не употребляется. Здесь и далее дается перевод «крупная галька». — Прим. ред.

\*\* Принадлежащий в оригинале термин «gravel» соответствует по размерности, как выствует из текста, принятым в советской геологической литературе понятиям «гравий» (1—10 мм) и «галька» (10—100 мм), почти полностью исключая обе фракции. Этот термин чаще всего переводился словом «галечник», при этом подразумевалось, что в отложениях присутствуют и обломки размера гравия. Аналогично, словом галька в переводе обозначены окатанные обломки (pebbles) без строгого ограничения их размерности. Термин «гравий» появляется лишь там, где есть указания на принадлежность осадков именно к этой фракции. — Прим. пер.

но может быть галечным, валунным и т. д. Цементар-  
ник образует конгломерат.

Щебень — рыхлое скопление угловатых обломков пор-  
мерностью больше песчаной. Их консолидированный аналог —  
чиря.

Таблица

Границы размеров общепринятых категорий и названия осадочных  
и эвклистических пород

Размер, мм	Окаменевшие, полужалюзные, валунообразные			Угловатые	
	Обломок		Скопление	Обломок	Скопление
256	Валун	Ранд- стоун	Валунный галечник (gravel) Валунный конгломерат	Блок	Брокция
	Крупный галечник		Крупногалечный галечник (gravel) Крупногалечный конгломе- рат	—	
64	Галька		Галечный галечник (gravel) Галечный конгломерат	—	Щебень
4	Гравий		Гравийный галечник (gra- vel)	—	
2	Песок		Песок Песчаник	—	1 мм Грубозер- нистый песок 1/2 мм
1/16	Алевроит		Алевроит Алевролит	—	
1/256	Глина		Глина Аргиллит	—	—

Термин песок применяется для обозначения скоплений зерен  
минералов или обломков пород крупнее 1/16 мм и мельче 2 мм в ди-  
аметре. Уэнтзуэрт [336] предложил обломки размеров от 2 до 4 мм на-  
зывать гранулами. К алевроиту относятся зерна размерностью  
от 1/16 до 1/256 мм, а к глинам — менее 1/256 мм в диаметре. Для  
более детального описания необходимо уточнить указанные термины  
и выделять очень грубый (крупный) песок, грубо (крупно) зернистый,  
средне- и тонкозернистый и т. д. Лентифицированные разности этих от-  
ложений называются песчанником и алевролитом.

Приведенные выше определения пород по размерности зерна не-  
совершенны во многих отложениях. Кроме размера частиц, в названии  
пород неизбежно заложен целый ряд других соображений. Нежелатель-  
но применение понятия окаменности, которое отражает  
процесс изменения формы (истирание) и подразумевает  
стоящие за процессами (ветер, вода, лед). Термины не являются  
объективными, они несут генетический смысл. Вероятно, по сути  
невозможно и не нужно пытаться определять термины иначе.  
Песчаные зерна охарактеризовать строго по размеру, то

возможно установить различия между зернами гранита и песчанника.

Терминология, предложенная Комитетом, неполная в некоторых отношениях. Например, можно сожалеть, что термин блок ранее употреблялся в ограниченном и особом смысле только конкретно к обломкам пирокластического происхождения. Более того, нет терминов, подобных блоку, для частиц размером менее валуна — недостаток, который не замечают, несмотря на то что Вудфорд [351, с. 183] расширил объем понятия для обозначения более или менее изометричных угловатых обломков размером более 4 мм. Плоские обломки, максимальный размер которых превышал 64 мм, Вудфорд называл плитами (slab), термин обломок (chip) и чешуйка (flake) применялись к угловатым плоским частицам, максимальные размеры которых составляли 64 и 4 мм соответственно. Отметим, что в этих определениях использованы два показателя: размер и форма. Следовательно, строго говоря, они не являются терминами по размеру.

Как до публикации инструкций Комитета, так и после них, продолжались попытки разрешить проблему номенклатуры по размерности зерна. Например, Фернальд [78] предложил термин «раундстоун» (roundstone) для обобщающего обозначения всех обломков крупных размеров — глыб, валунов и галек. Шрок [287] для обозначения обломочных фрагментов щебня предложил аналогичный по смыслу термин «шарпстоун» (sharpstone). Следовательно, термин шарпстоун конгломерат обозначает осадочную брекчию, а раундстоун конгломерат отвечает понятию обычный конгломерат. Здесь мы вновь встречаемся с двумя различными понятиями, заложенными в один термин, — размером и окатанностью.

Термин гранула, предложенный Уэнтуэртом, также имеет двойной смысл. Он применялся для характеристики определенных осадочных образований (некоторых силикатов железа типа зернистых гриналита или глауконита). В смысле размерности зерна он уже не употребляется. Комитет Лейпа отнес материалы размером от 2 до 4 мм к классу гравийных пород.

Обзор проблемы номенклатуры или краткие изложения терминов размерности и обломочных скоплений можно найти в целом ряде работ [27; 154, с. 7—20].

Ограничения применимости различных терминов размерности в значительной степени спорные и принимаются «правильными» только в том случае, когда они являются общепринятыми и широко используются в работах исследователей осадочных пород. Уэнтуэрт [340], однако, утверждал, что существует также «естественная» основа для общепринятой номенклатуры. Он считал, что некоторые крупные классы обломочных материалов хорошо сопоставляются с основными формами переноса текучими водами и с некоторыми видами разрушения пород (см. с. 42). Аналогичным образом Багнольд [9, с. 6] для определения понятия «песок» использовал динамические свойства среды. За нижний предел «песка» принимается такой размер, при котором конечная скорость осаждения ниже, чем скорость вертикального противотечения, а верхним пределом является размер, при котором зерно, расположенное на поверхности, переставало перемещаться либо за счет непосредственного давления жидкости, либо при толчках со стороны других движущихся зерен. Такие определения по характеру поведения обломков зависят от природы перемещающей жидкости и действительны для «усредненных» условий потока. Багнольд далее ука-



зывает, что песок обладает характерной чертой, не тняя крупных или более мелких материалов, а именно способ монакопленню, используя энергию транспортирующей среды расceянных зерен в определенные скопления, собирая все зернa верности.

### Классификация осадочных скоплений

Несмотря на то что существует определенная договоренность о какие термины применять к отдельным зернам или обломкам, по отношению к их скоплениям согласия все-таки не существует. Поскольку естественные скопления редко состоят из частиц одного размера, проблема состоит в разработке номенклатуры для смешанных размеров. Например, термин галька достаточно точно определен, но понятия гравелит или конгломерат не имеют столь строгого обозначения. Существует несколько различных предложений. Вероятно, для того чтобы применение термина «гравелит» было оправдано, средний размер зерен должен находиться в определенном интервале размерности или 50% (или другое определенное количество) материала должно иметь гравийную размерность.

Как эти, так и другие методы определения скоплений не совсем однозначны и не могут быть признаны удовлетворительными. Например, плохо сортированный осадок, представляющий смесь крупного гравия и песка, можно классифицировать как грубо (крупно) зернистый песок в том случае, если средний размер обломков удовлетворяет этой категории, в то время как только 10 или 20% материала фактически отвечают грубо (крупно) зернистому песку, а остаток делят между собой гравий и более мелкий песчаный материал. В исключительнo плохо сортированных смесях гравия, песка и алевроита или глины менее чем 50% скопления может составлять любой из этих материалов. Какое название можно дать таким осадкам? Различные авторы предлагали в этом случае разные названия [82, 81, 273].

Известны многочисленные попытки решения проблемы наименования смешанных осадков. Намечалось два подхода к этой проблеме. Один из них заключался в попытке стандартизации употребления преобладающего названия. В этом случае уточняется существующее название и соответственно пересматриваются граничные пределы и термины. При другом подходе устанавливаются более или менее условные границы для различных смесей и им дается название в соответствии с разработанным планом систематизации. Первый подход приводит к беспорядочным и кажущимся нелогичным границам и определениям, во втором случае могут возникнуть разногласия с коллегами. Оба описанных подхода можно иллюстрировать на примере проблем номенклатуры смесей песка и гравия. Смесь, представляющая собой прeдeгую двухкомпонентную систему, состоит из двух конечных компонентов — песка и гравия, различные сочетания которых получают свои наименования (рис. 3—4а). Однако Уилман [348, с. 343] отмечал, что значительное число так называемых месторождений гравия, находящихся в промышленной разработке, наполовину сложено песком, а во многих содержание песка составляет от 50 до 75%. Поэтому предложил классификацию (рис. 3-4,б), в которой песок содержит в менее 75% материала песчаной размерности, галечный песок содержит ощутимую примесь гальки, но менее 25%, а песчаный гравий состоит на 50—75% из песка и содержит от 25 до 50%.

вия. По этой схеме при содержании гравийных зерен всего лишь 25% порода может получить название гравелит, а консолидированную разновидность такой породы полевой геолог назовет конгломератом.

Встречаются, хотя нечасто, трехкомпонентные смеси (тройные системы), состоящие из песка, алеврита и глины. На рис. 3-5 сделана попытка дать определения подобным смесям. Как видно, трехкомпонентные скопления изображаются в виде равнобедренной треугольной диаграммы, каждая точка на которой является графическим отображе-

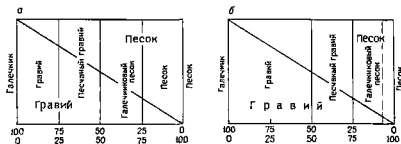


Рис 3-4. Номенклатура песчано-гравийных смесей.

а — дедуплированная «симметричная» классификация; б — классификация, основанная на полевых исследованиях. По Уиллиаму [348]

нием соотношений между тремя компонентами. Перпендикуляры, опущенные из точки на стороны треугольника, показывают относительное содержание каждого из нескольких компонентов. Треугольник может быть разбит на поля, и для смесей, характеризующих поля, можно дать соответствующие названия.

Как видно из рис. 3-5, единого мнения по номенклатуре пород среди геологов, океанографов, почвоведов и строителей не существует. Например, термин глина в применении к смеси может отвечать 50%-ному содержанию материала глинистой размерности (а) или определять смесь, в которой такие материалы составляют не менее 80% (з).

Вместо тройной системы, базирующейся на соотношении трех компонентов, были предложены иные схемы классификации осадочных образований, основанные на двух компонентах. Схема Бейкера [10] построена на соотношении эквивалентной фракции (среднего размера) и фракционного фактора (коэффициент сортировки). Классификация Ниггана [225], подобно схеме Бейкера, требует знания всего спектра распределения по размеру. Она основана на соотношении двух критических значений на кривой распределения размеров.

Совершенно ясно, что не только нет единого мнения о номенклатуре, но очевидно, что большинство предлагаемых систем неприменимо без полного анализа породы по размеру зерен, который трудно или просто невозможно выполнить для хорошо сцементированных разностей пород. Следовательно, подобные схемы могут иметь ограниченное применение для практических нужд исследователей древних отложений.

Хотя обломочные отложения могут представлять собой смеси из трех (или даже четырех) компонентов, на практике это встречается редко. Большинство отложений состоит из одного компонента и со-

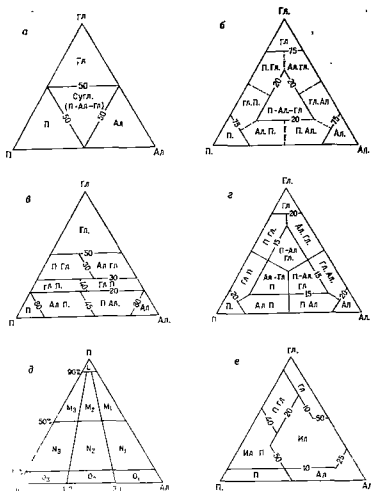


Рис. 45 Номенклатура песчано-алевритно-глинистых смесей.

а — по Рабинскому [251]; б — по Шенкху [284]; в — Армейский инженерный корпус США; г — по Треффеусу [14]; д — по Фолку [84]; е — по проекту 51 Американского нефтяного института [284]. П — песок, Ал — алеврит, Гл — глина, Сугл — суглинок (песчано-алевритно-глинистая смесь); Гл.П. — глинистый песок, П.Гл. — песчаная глина, Ал.Гл. — алевритовая глина; Гл.Ал. — глинистый алеврит, П.Ал. — песчаный алеврит; Ал.П. — алевритовый песок, П. — Ал. Гл. — песчано-алевритовый песок, А.Гл.П. — алевритно-глинистый песок, П.Ал.Гл. — песчано-алевритно-глинистый песок.

держит примесь материалов из соседних по размерности классов. По этой причине нет необходимости создавать сложные тройные или четверные классификационные схемы. Вероятно, вполне достаточно придерживаться классификации Уэнтзурта [336], приведенной в табл. 3-4.

Приведенная схема не охватывает все возможные смеси, однако в нее входит большинство (за некоторым исключением) осадочных пород, встречаемых в природе. Уэнтзурт установил, что из 50 анализов

размерности пород, выбранных произвольно из сводки Аддена [320], только одна разновидность осадочных пород — тиллит — не поддается классификации по предлагаемой схеме.

Крынин [176] практически использовал тот же принцип, предложив применять термины конгломерат, песчанник и алевролит с соответствующими добавлениями, когда в породе присутствует ощутимая примесь зерен другой фракции. Например, песчанник может называться конгломератовым, если содержит более 20% гальки, или галечным, если содержание гальки колеблется от 10 до 20%.

Таблица 3-4

Название классов осадков

Процентное содержание фракций	Название класса
Гравий > 80	Гравий
Гравий > песок > 10, остальные < 10	Песчаный гравий
Песок > гравий > 10, остальные < 10	Гравийный песок
Песок > 80	Песок
Песок > алевроит > 10, остальные < 10	Алевритовый песок
Алевроит > песок > 10, остальные < 10	Песчаный алевроит
Алевроит > 80	Алевроит
Алевроит > глина > 10, остальные < 10	Глинистый алевроит
Глина > алевроит > 10, остальные < 10	Алевроитистая глина
Глина > 80	Глина

Аналогичным образом при содержании алевроита более 20% песчанник будет называться алевроитовым. Следуя этому принципу, конгломерат называется песчаным при содержании в нем более 20% песчаной фракции и т. д. Предполагается, что в каждом случае содержание дополнительной фракции не должно превышать 50%.

Подобно вышеописанной классификации, составлена схема Вудфорда [351 с. 183] для брекчий или скоплений угловатых обломков. Для скопления угловатых обломков размером более 2 мм он предложил термин щебень и рекомендовал применять следующие термины для описания: брекчия, в которой содержится более 80% обломков щебня; песчаная брекчия — более 10% песка; алевроитовая брекчия — более 10% алевроита; глинистая брекчия, содержащая более 10% глины. В каждом отдельном случае содержание второй фракции не должно превышать 20%. В противном случае порода называется землистая брекчия и представляет особый объект для изучения (см. раздел «Тиллы и тиллиты» в гл. 6).

### Распределение зерен по размеру

**Шкала фракций.** Хотя в осадочных отложениях, например песке, крупные частицы отличаются от мелких на незначительно малую величину, необходимо ранжировать частицы по размеру на клас-

сы или фракции. Такое разделение непрерывного распределению необходимо по двум причинам. Во-первых, это с точки зрения терминологии, которая систематизирует описание осадочных процессов и исключает таким образом смешение понятий. Во-вторых, это разделение размерности на достаточное число классов для статистического анализа. Удовлетворить последнее требование гораздо легче применяя стандартную шкалу, подразделения которой связаны между собой простыми соотношениями.

Величины размеров, подлежащих делению, очень большие. В крайнем случае представляет собой валунная глина или глина, в которой валун диаметром 1 м в миллион раз крупнее глинистой частицы размером 1 мкм. Для такого ранжирования стандартная линейная шкала неприемлема, потому что если принять за единицу класса 1 м, практически все материалы — песок, алевролит и глина — окажутся в одном классе, а крупный песок и гравийная фракция будут поделены на 999 классов или фракций! Совершенно очевидно, что для подразделения величин в таком диапазоне необходима градуированная или геометрическая шкала. В такой шкале крупные классы применяются для части крупного размера, а мелкие классы — для мелких частей. Как отмечал Багнолд [9, с. 2], в природе редко встречаются линейные шкалы. Если природа отдает чему-либо предпочтение, то, может быть, соотношению между количественными показателями; ее редко интересует размер ради размера. Миллиметровое различие диаметров двух валунов несущественно, но такая же разница между размерами двух песчаных зерен представляется крупным и важным неравенством.

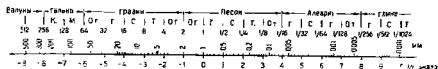
Следовательно, естественная шкала классификации по размеру является геометрической. Еще в 1898 г. это установил Алден в США. Он выбрал 1 мм за начальную точку отсчета и использовал шаг шкалы  $1/2$  (или 2, в зависимости от направления отсчета) и получил в результате предельный диаметр для классов 1,  $1/2$ ,  $1/4$  и так далее или 1, 2, 4, 8 и так далее в противоположном направлении (см. рис. 3-3). Приведенная шкала применяется до настоящего времени, ее использовал Уэйтсворт в 1922 г. и Комитет Лейна Национального Совета по научным исследованиям в 1947 г. [189] (см. табл. 3-3).

Шкала Алдена имеет ряд недостатков. Она не подходит для анализа хорошо сортированных осадков, таких как пески дюн, поскольку число классов, на которое он делится, слишком мало для статистического анализа. Следовательно, шкалу следует детализировать, раздробив каждый класс пополам, а в некоторых случаях и на четыре подкласса. Однако подобное деление приводит к образованию ряда произвольных чисел, ограничивающих классы, которые запоминаются с трудом. Более того, средние значения (геометрические средние) различных классов первоначальной шкалы Алдена, необходимые для статистических подсчетов, имеют иррациональные значения.

Для того чтобы избавиться от иррациональных значений пределов классов и средних величин, а также упростить статистическую процедуру подсчетов, Крамбейн [162] предложил логарифмическую, или лог-шкалу. Эта шкала основана на закономерности, что все границы классов в шкале Алдена можно выразить в виде производных от числа 2. Например, четыре миллиметра равняются  $2^2$ , 8 равно  $2^3$ , а 1 равна  $2^0$ ,  $1/2$  — это  $2^{-1}$  и т. д. Поэтому мы предлагаем вместо собственного диаметра пользоваться его экспонентой (логарифмом с основанием 2). Для того чтобы избежать отрицательных чисел и различных песчан

фракциях и более тонких материалах, логарифм был помножен на  $-1$ , или, другими словами,  $\Phi = -\log d$  (диаметр) в мм (рис. 3-6).

Предлагались и получили применение множество других шкал, которые разбиваются на несколько категорий (см. рис. 3-3). Некоторые из них, подобно классификации Аддена, представляют собой геометрические прогрессии. Другие, как, например, классификация Аттерберга [9], также являются геометрическими, но к тому же десятичными и циклическими. В десятичной шкале границы размеров и циклические и закономерно повторяются с изменением десятичного знака. Шкала Аттерберга, например, начинается с 2 мм (главные деления 2, 20, 200 и так далее по возрастающей и 0,2; 0,02 и 0,002 и т. д.). Эта шкала ре-



ний размеров одного осадка с другим и статистический предельный.

Хотя данные по частоте распределения размерности осадка, поделенные на классы, можно суммировать в виде таблицы (табл. 3-5), их также можно изобразить в графической форме. Графическое изображение легче для восприятия, чем столбики цифр в таблице. Г. ки облегчают задачу сопоставления нескольких различных ан

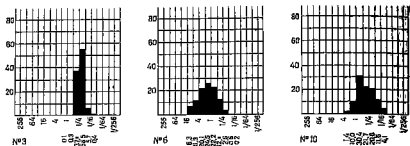


Рис. 3-7. Гистограмма гранулометрического распределения зерен в песчаных (табл. 3-5)

Стандартные графические изображения представляют собой разновидности столбчатых диаграмм, гистограмму (рис. 3-7) и кумулятивную кривую (рис. 3-8), — обе разновидности — хорошо известные приемы для изображения частоты распределения любого типа. Однако при использовании в седиментологии эти приемы несколько отклоняются от стандартных способов.

Таблица 3-6

Данные результатов межкласических анализов

Фракция, мм	Обр. № 6		Обр. № 10		Обр. № 3	
	%	кум. %*	%	кум. %	%	кум. %
16—8	1,3	6,3	—	—	—	—
8—4	11,3	17,6	—	—	—	—
4—2	20,1	37,7	1,4	1,4	—	—
2—1	24,5	62,2	10,0	11,4	0,1	0,1
1—1/2	22,5	84,4	30,4	41,8	0,3	0,4
1/2—1/4	12,2	96,6	21,7	63,5	37,1	37,5
1/4—1/8	2,6	99,2	20,9	84,4	56,5	94,0
1/8—1/16	0,6	99,8	11,6	96,0	5,7	99,7
Менее 1/16	0,2	100,0	4,1	100,1	0,4	100,1
Всего	100,0		100,1		100,1	

\* Кумулятивный процент.

Примечание. Образцы отобраны из эоцинических ледниковых отложений (ледников), Давид, штат Колорадо, лаборатория М. А. Розенфельда.

В гранулометрическом анализе диаграммы показывают процент, или содержание каждого класса, основанное на массе материала этого класса, а не на количестве или процентном содержании, базирующихся на подсчете. Более того, значения размера, нанесен

на оси  $x$ , на самом деле представляют собой логарифмы «диаметра», а не собственно размеры. Толщина столбиков на гистограмме, например, одинаковая, хотя классы, представленные на графике, неравны. Аналогичным образом шкала размерности ( $x$ -шкала) кумулятивной кривой распределения на самом деле имеет логарифмическую основу. В последнее время стало всеобщей практикой нацисить значение логарифмической величины «Ф» вместо диаметра. Это облегчает интерполяцию на графиках кумулятивных кривых. Более того, смысл шкал на обеих этих диаграммах оказался му. Значения на оси убывают слева направо (вместо того чтобы увеличиваться). Как правило, сейчас кумулятивные кривые строятся на миллиметровой бумаге с логарифмическим делением (рис. 3-9). Диаметр или значения в Ф-единицах наносятся как обычно, но кумулятивная частота наносится в вероятностном масштабе. Большинство кумулятивных кривых на таких графиках выглядят как отрезки прямой, а не как  $s$ -образная кривая на обычном графике (сравните рис. 3-8 и 3-9).

Параметры частот распределения зерен по размеру. Сопоставление гистограмм нескольких различных осадков выявляет определенные сходства или различия, которые также выражены и на кумулятивных кривых, но труднее интерпретируются. Адден [320] обратил внимание на эти различия и предположил, что они определенным образом связаны со способами транспортировки и (или) условиями осадконакопления. Некоторые вариации характера частот распределения приведены на рис. 3-10.

Существует несколько основных параметров частоты распределения. Как видно на рис. 3-10, во всех случаях один класс размерности лучше выражен, чем остальные. Такой класс называется модальным. Количественные показатели других фракций, или классов, сокращаются закономерно от этого модального класса. В исключительных случаях отмечаются второй или даже третий классы, не подчиняющиеся этому правилу, которые возвышаются над соседними классами (рис. 3-10, е). Эти параметры получили название вторичной моды (или, точнее, модального класса). Осадочные отложения, характеризующиеся больше чем одним модальным классом, называются полимодальными.

Изучение гранулометрических анализов или их графических изображений, например на рис. 3-10, позволило установить другие параметры. Некоторые отложения характеризуются небольшим или значительным числом классов или фракций, указывающих на узкий или широкий интервал размерностей зерен. Некоторые распределения носят симметричный характер (рис. 3-10, а, б, в), другие — асимметричные или скошены (рис. 3-10, г, д). В некоторых анализах на модальный

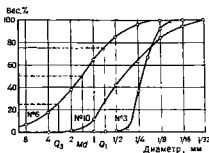


Рис. 3-8. Гранулометрический состав осадочных пород, изображенный в виде кумулятивных кривых.

Кривые построены по результатам анализов, приведенных в табл. 3-5. Песчанники образцов 6 и 10 характеризуются примерно одинаковой сортировкой, но резко отличаются по среднему размеру, а образцы 10 и 3 сложены зернами почти одинакового размера, но резко отличаются по сортировке. Основные точки для определения среднего размера и коэффициента сортировки показаны на примере образца № 6.  $Md$  — медиана;  $Q_1$  — первая квартиль и  $Q_3$  — третья квартиль.



класс приходится значительная или большая часть осадка в других, имеющих тот же интервал или количество классов, дальний класс падает меньшее содержание (рис. 3-10,б). Другим, существуют различия в остроколючности кривой или сов этих двух осадков. Эти различные параметры частоты распределения можно выразить в виде простых численных показателей. Ватедно, основными параметрами распределения являются следующие: 1) «средний» размер или центральная тенденция (средняя, мода); 2) «сортировка» или дисперсия значений вокруг среднего (среднее или стандартное отклонение); 3) симметрия (скоше-

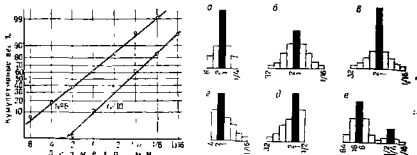


Рис. 3-9 Градуометрический состав песков, изображенный на логарифмической бумаге.

Данные взяты из табл. 3-5

Рис. 3-10 Типы частот распределения зерен по размеру.

Типы а и б характеризуются одним и тем же модалным классом, но а и б различаются по остроколючности. Типы в и г хотя и похожи на б по моде и сортировке, отличаются по остроколючности. Типы д и е имеют симметричные (скошенные) и отличаются друг от друга по остроколючности. Типы ж и з характеризуются симметричностью, остальные все односторонние.

ности и 4) остроколючность (экспесс). Эти параметры, применяемые для характеристики любой частоты распределения, подробно рассмотрены в элементарных учебниках статистики.

Преимущества изображения этих параметров в виде простых чисел очевидны. Сравнение параметров позволяет седиментологам не только определить, что один осадок лучше или хуже сортирован (выбравшаяся меньшее стандартное отклонение), чем другой, но и установить, насколько сортировка лучше. В результате исследования может быть составлен средний размер (или другой параметр) с расхождением и дать количественную оценку соотношения размера с расстоянием переноса и тому подобное. Или нанести на карту значения параметра, каждое из которых соответствует точному числу, образцу, а затем провести изолинии на карте и определить направление течения и другие данные.

Параметры частоты распределения определяются или подсчитываются в определенных критических точках на кумулятивной кривой.

Сравнимые параметры можно подсчитать по результатам фактического анализа (так называемой «оценке моментов»). В результате затраченных значительных усилий были предложены различные оценки параметров размерности зерен. Все эти данные суммированы в работе Фолка [89]. В качестве справочных пособий рекоме-



также ряд отдельных статей [130] и несколько более круп в которых приводятся характеристика различных методов исследования и соответствующие расчеты [171, с. 228—267; 194, с. 109—12].

Рассмотреть и оценить все существующие варианты невозможн. В целом устанавливается тенденция использования значения «Ф» (прицательный  $\log_2$  диаметра), а не собственно диаметра для характеристики частоты распределения и подсчета параметров размерности определенных точках кумулятивной кривой, либо значения квантили (25, 50 и 75%) совместно с 10 и 90% или 5, 16, 60, 84 и 95%. Некоторые из формул, определяющих параметры размерности, приведены в табл. 3-6.

**Математическая сущность частот распределения.** Адден [390] и другие исследователи отмечали, что в результате применения геометрической шкалы кривая распределения (или гистограмма) приобретает симметричную форму. Другими словами, распределение на логарифмической основе более или менее симметрично, особенно в том случае, если частота сопоставляется не с собственно размером, а с его логарифмом. Это наблюдение вызвало интерес к изучению природы частоты распределения и заставило исследователей определить тип функции и выразить ее с помощью уравнения, а также выяснить физические причины, лежащие в ее основе.

Крамбейн [163] установил, что размер зерен во многих обломочных осадках подчиняется логнормальному распределению и выразил распределение в виде Гауссовой функции, в которой фактический размер заменен на его логарифм. Крамбейн проверил справедливость сделанного вывода и установил, что большинство отложений достаточно хорошо удовлетворяют поставленным условиям. Логнормальный характер распределения размерности зерен можно легко установить, применяя для построения графика модифицированную вероятностную логарифмическую бумагу [228].

Частота распределения, выраженная в весовых процентах, накапливается стандартным путем и наносится на график против логарифма размера зерен (см. рис. 3-9). Распределение некоторых обломочных отложений лишь немного отклоняется от прямой, а в отдельных случаях не отклоняется вообще. Однако не все отложения подчиняются закону логнормального распределения.

Багнолд [9, с. 116] считал, что распределение не является

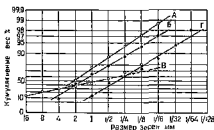


Рис. 3-11. Кумулятивные кривые весовых процентов, нанесенные на график, построенный в соответствии с законом Розина

А — искусственно раздробленный кварц [172]; Б — измельченная известняковая порода [172]; В — туф [192] и Г — обломки известнякового гнейса [183]

логнормальным, а определяется какой-то другой вероятностной функцией. Роллер [258, 257] обращал внимание на теоретические и практические недостатки вероятностного закона Гаусса как для грубозернистых, так и для тонкозернистых фракций большинства отложений. В некоторых случаях характер распределения вероятно приближается к этому закону в продуктах десинтеграции, образованных в процессе бесстемного разрушения. Такой характер распределения размеров зерен, наблюдаемый в образце измельченного угля, описан в виде уравнения

Розинном и Рамлером [259]. Как показали Крамбейн и Тисдел [172], часть грубообломочных пирокластических отложений, ледниковая валунная глина (тиль) и элювиальные продукты выветривания характеризуются распределением, указывающим на бессистемное разрушение материалов. Это наблюдение впоследствии подтверждено Кит-деманом [147] (рис. 3-11). Даже распределение размерности зерен в обычных отложениях (таких как аркозовые и кварцитовидные песчаники) отвечает правилу Розина [61, рис. 4]. Однако Роллер [258, 257] указал на некоторые теоретические и практические недостатки этого правила.

Существуют некоторые свидетельства того, что многие, если не большинство осадочных образований, характеризуются частотой распределения, представляющей собой совокупность двух и более самостоятельных распределений. Каждое отдельно взятое распределение может подчиняться логнормальному закону, но сочетание распределений выражается четкой асимметричной кривой, в некоторых случаях даже бимодальной (или полимодальной). Ряд исследователей [306, 298, 324] предпринимали попытки расчленить суммарную кумулятивную кривую и выделить на ней составляющие группы отложений.

### Распределение по размеру и контролирующие факторы

В общем виде наметилось три подхода к интерпретации результатов гранулометрических анализов. Первый подход связывает характеристики кривой с гидродинамической обстановкой (с собственно осадочным процессом). Эта точка зрения разработана Адденом [320] для объяснения бимодального распределения многих грубозернистых речных отложений; грубая фракция, по мнению автора, образуется в результате переноса волоочением, а более тонкая выпадает в осадок в результате саблационного переноса. Интерпретация гранулометрических кривых с точки зрения гидродинамических условий среды была разработана благодаря усилиям целого ряда исследователей [129, 217, 216, 95 и 324]. При втором подходе распределение зерен по размеру рассматривается главным образом как результат осадконакопления. В этом случае распределение объясняется составом исходных материалов и теми распределениями размерности зерен, которые возникают при их разрушении. Такой подход иллюстрируют различные теории процесса дробления, которые разработали Розин и Рамлер [259], Таннер [305] и Колмогоров [152], а также наблюдения некоторых других авторов [256, 292]. Третий подход заключается в эмпирическом изучении гранулометрических параметров осадочных отложений из различных геоморфологических обстановок настоящего и выяснении существующих между ними взаимоотношений, если таковые устанавливаются. Такой подход был разработан Адденом [320], затем он был усовершенствован Уэнтвуртом [337], а в настоящее время он успешно используется в работах многих исследователей [288, 93, 92, 209].

В следующем разделе рассматриваются каждый из перечисленных подходов к изучению гранулометрии осадочных отложений.

Гранулометрия и источники сноса. Создается впечатление, что в осадочных системах определенные размеры частиц менее представительны, чем другие. Первым на это обстоятельство обратил внимание Уэнтвурт [340], который считал, что подобное наблюдение является естественным основанием для выделения крупных классов по шкале

размерности. Он объяснял недостаток определенных фракций других фракций как характером процессов образования и определенными гидродинамическими факторами (табл. 1).

Каковы доказательства того, что такой дефицит определенных фракций действительно существует? В подтверждение этого Эй и другие [74] цитируют работу Неспера, посвященную изучению отложений Рейна в Швейцарии, в которых размер обломочных частиц колеблется от 5 мм до валунов диаметром более 100 мм. В валунах и в изолированных заводах присутствует песок диаметром 1 мм и менее, однако нет частиц в интервале от 1 до 5 мм.

Таблица 3.

Способы переноса и главные природные скопления

Способ переноса	Основной источник	На какие скопления
Волочение	Все известные твердые породы	Гравий
Инертная суспензия (сал-гашия)*	Главным образом мономинеральные зерна зернистых кристаллических пород	Песок
Вязкая суспензия**	Главным образом мономинеральные зерна любых пород	Алеврит
Коллоидная суспензия	Материалы, разложенные до молекулярного уровня	Глина

\* Волочение и сал-гашия действуют приблизительно в соответствии с законом шестой степени, который утверждает полную передачу кинетической энергии от воды к частице и не позволяет применять к нему эффект вязкого волочения.

\*\* Вязкая суспензия объясняет перенос тонких частиц, в которых поверхностный эффект больше по отношению к массе. Взаимосоотношение размеров и скорости в этом интервале определяется в соответствии с хорошо известным законом Стокса. Тем не менее более мелкие частицы удерживаются во взвешенном состоянии главным образом за счет кинетических эффектов, установленных в дисперсных системах, т. е. коллоидах.

Взято из работы Энтонрига [340].

ры приходят к выводу, что такие частицы «встречаются редко по определенным геологическим и гидравлическим причинам». В Рейне грубообломочный материал является частью руслового аллювия, а песок — частью взвешенного материала.

Статистическая обработка около тысячи опубликованных результатов гранулометрических анализов показала, что существует дефицит фракций 2—4 мм (гравий) и 2—1 мм (очень грубый песок), а также, вероятно, фракции 1/8—1/16 мм [234]. Этот вывод подтверждается обстоятельством, что модальный класс редко приходится на указанные фракции. Очевидно, что модальная группа будет приходиться на эти классы не реже, чем зерна грубой и тонкой размерности, если бы не существовало реально дефицита этих фракций. Опубликованные результаты исследования 241 образца из аллювиальных гравелитов и песков Южной Калифорнии [50] показывают, что главная мода попадает в класс от 2 до 4 мм только трижды, по сравнению с 63 случаями, когда она приходится на фракцию 1/2—1/4 мм и 41 раз — на класс 64—32 мм. Эти наблюдения получили подтверждение в работе Шля [274, с. 1379], изучавшего покровные галечники нагорья Южного Мэриленда. Из 72 образцов русловых отложений мода ни разу не приходится на классы 1—2 и 2—4 мм. На сводной диаграмме усредненных значений всех 72 образцов также устанавливается дефицит этих фракций (рис. 3-12).

То, что флювиальные отложения не представляют собой исключение в этом отношении, демонстрируют данные Хьюга [122, с. 25], полученные в результате изучения морских прибрежных и донных отложений в заливах Базард и Кейп-Код. Хьюг отметил, что медианы нескольких сотен образцов редко приходятся на класс 2—4 мм или на фракцию 1/16—1/32 мм. Аналогичным образом сводный анализ (среднее по 64 образцам [312, с. 29]) отложений залива Массачусетс показывает низкую частоту встречаемости фракций 1—2 мм. Проявление низкой частоты объясняется разрывом между двумя группами осадков, одна из которых перемещается штормовыми, а другая — более спокойными волнами. В целом отложения побережий и мелководья, в противоположность флювиальным, как правило, не характеризуются бимодальным распределением, и дефицит некоторых фракций проявляется только в том случае, если все имеющиеся анализы рассматриваются совместно.

Не все исследователи убеждены, что наблюдается естественная недонасыщенность отложений фракциями 1—2 и 2—4 мм. Рассел [265] обращал внимание на концентриацию грубозернистого песка и мелкого гравия на определенных пляжах, где эти материалы присутствуют в большем количестве, чем обычно. Он пришел к заключению, что эти фракции отличаются гидродинамической неустойчивостью в руслах рек, где происходит их избирательное отделение, быстрый перенос в сторону моря и накопление на пляжах.

В золотых осадках обнаруживается дефицит фракции 1/8—1/16 мм. Эта особенность была отмечена Адденом [320, с. 74]. Подобно тонкозернистым отложениям потоков, золотые осадки редко характеризуются бимодальной кривой, но в них также редко модальный класс приходится на фракцию 1/8—1/16 мм. Адден не объяснял причину такой особенности, но предполагал, что она носит локальный характер и что в природе существуют золотые осадки, мода которых приходится на фракцию, кажущуюся дефицитной. На разрыв между алевритом и песком также обращали внимание другие исследователи [256, с. 631; 305]. Этот вопрос впоследствии изучал Уолф [350]. Сводный результат изучения 930 granulометрических анализов позволил установить дефицит фракции крупного алеврита. Уолф считал, что этот дефицит может быть связан со спецификой аналитической аппаратуры для изучения алевритов и других тонких материалов, отличающейся от той, что применяется при исследовании песков. Если кажущийся разрыв не является искусственным, связанным с нестандартностью аппаратуры, то он может возникать из-за недостаточной представительности образцов и исчезнет если в сводный анализ включить другие отложения.

Существует несколько возможных объяснений явного недостатка определенных granulометрических фракций или по крайней мере дефицита осадочных отложений, мода которых приходится на эти фракции. Можно предположить, что материалы этих классов образовались при

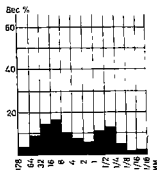


Рис. 3-12. Усредненный granulометрический состав прибрежных галечников в лагере южного Мærкланда (Брендвæn) по результатам 72 анализов. По данным Шил [274]

Обратите внимание на дефицит обломков в классе 2—1 мм

выветривании и по определенным гидродинамическим причинам не отлагались в виде модального класса или исчезли в процессе из-за своей механической неустойчивости. Можно также предположить, что наблюдается первичный дефицит определенных размеров. Вполне возможно, что при разрушении исходных пород не всех размеров образуются в равном количестве. Тогда возникает вопрос, какая именно причина приводит к явному дефициту частиц определенного размера. Если эти частицы образовались при выветривании или истирании, что с ними произошло потом? Гидравлические причины могут препятствовать отложению таких частиц в определенных участках или в сочетании с частицами некоторых других размеров, но вряд ли они поменяют их отложению в других местах. Рассел считал, что эти дефицитные классы отделяются и накапливаются обособленно. В противоположном случае следует предполагать, что такие частицы образовались при разрушении пород, но оказались механически неустойчивыми и разрушились, или с самого начала не происходило их образование в ощутимом объеме. Первое предположение привлекалось для объяснения явного дефицита частиц размером 2—4 мм [122, с. 26]. Такие частицы образуются при разрушении (без разрушения структуры) вулканических пород. Минеральные зерна, из которых состоят фрагменты пород, относительно крупные, поэтому можно предположить, что такие обломки текстурно слабые и не способны противостоять энергичному воздействию потока.

С другой стороны, более вероятно, что в результате процессов деградации породы образуются больше зерен определенных размеров и меньше других, тем самым будет создаваться начальный дефицит зерен определенного размера. При разрушении пород можно ожидать образования трех различных классов частиц (мы рассматриваем в качестве исходных кристаллические породы, разрушение осадочных пород скорее приводит к выветриванию частиц из ранней фазы первичного уплотнения). При разрушении некоторых типов пород характерно образование блоков, другие распадаются на составляющие обломки, в результате чего возникают зерна песчаной размерности. Примером первого типа пород является кварцит, второй тип представлен грубокристаллическими кислыми изверженными породами и гнейсами. Продукты разрушения промежуточного размера встречаются относительно редко. Несомненно, данные неоднозначны, в пяти образцах разрушенных (но не разложившихся) пород гранитного состава [172] установлено наибольшее количество зерен в классе 2—4 мм (рис. 3-13). Тем не менее, по данным некоторых авторов [56, с. 102; 292], распределение обломочных кварцевых зерен тесным образом связано с распределением кварца в микрокристаллических породах. Зерна крупнее 1 мм встречаются редко. Образованные блоки превращаются в гальку, в результате истирания наиболее образуется тонкий алевроит или материал глинистой размерности, но не песок. Более того, дальнейшее разрушение в основном не происходит.

Продукты распада имеют размер глинистых частиц, поэтому вероятный дефицит должен возникнуть в алевроитовом интервале. Однако алевроит достаточно широко распространен и его образование представляет собой загадку для исследователей. Роджерс и другие [256] считают, что алевроит образуется при откалывании частиц соответствующей размерности от более крупных зерен кварца. Эта точка зрения получила дальнейшее развитие в работе [293], авторы которой считали, что этот процесс проявляется наиболее эффективно при переносе

частиц ветром в пустынях. В экспериментальных исследованиях Кюнена [185] по изучению золотого переноса это предположение не подтвердилось. Кюнен объяснял происхождение алеврита выветриванием тонкозернистых кварцитовидных пород. Позже появилась точка зрения [325], что присутствие алевритовых пород в геологическом разрезе объясняется ледниковым перетиранием обломочных зерен. В пользу таких представлений свидетельствует тесная связь лёссов, сложенных в основном алевритовым материалом, с эпохами континентального оледенения.

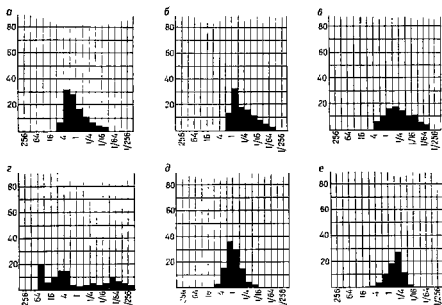


Рис. 3.13. Результаты механического анализа элювиальных материалов и генетически близких к ним отложений.

а — среднее по пяти образцам раздробленных гранитных и гнейсовых валунов из ледниковых наносов [172]; б — обломки выветрелых гнейсов, округ Колумбия [337]; в — среднее для двух образцов из элювиальной почвы на гнейсах, Северная Каролина [172], анализ неполный, примерно 6% меньше 1/256 мм; г — склоновый элювий, смытый дождями [337]; д — песок из сухого русла Эль-Сентро, Калифорния (в основном гранитного состава); е — сухое русло, Супервор, штат Аризона.

В какой степени гранулометрический состав наиболее представительной фракции оказывает влияние на кумулятивные кривые определенных отложений? Особый бимодальный характер кривой грубозернистых флювиальных отложений объясняется первичным дефицитом тех фракций, которые разделяют моды (см. рис. 8-4). Сохранятся ли бимодальный характер кривой распределения у отложений, образованных потоками? Для ледниковых отложений — валунистых глин, или тиллей такое положение справедливо. Анализы тиллей устанавливают присутствие одной или нескольких второстепенных мод, появление которых не случайно (см. рис. 8-17). Эти меньшие моды, вероятно, отражают «начинку» льда каким-то особым материалом, имеющим предисторию сортировки и отложения. Лед, передвигавшийся по песчаным наносам, вобрал в себя значительное количество этого материала и таким образом гранулометрический анализ устанавливает второстепен-



ную моду в классе песка. Происходит ли аналогичная «за-  
осажденных материалов менее ясно, хотя некоторые исследователи  
считают, что такой процесс имеет место? Свенсон [303] счи-  
отложения берегов р. Миссисипи в значительной степени измене-  
гчет материала, принесенного крупным притоком — рекой Маку.  
По мнению Керри [54], характер гранулометрических кривых  
шиштва донных отложений в Мексиканском заливе определяется со-  
отношениями нескольких различных осадков, отлагавшихся одновре-  
менно.

**Гранулометрия и перенос.** В какой степени и каким образом раз-  
мер частиц и характер их распределения видоизменяются в процессе  
переноса? Влияние переноса понято лишь частично. Преобладающие

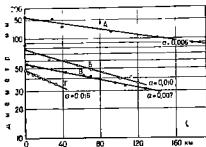


Рис. 3-14. Соотношение между диаметром гальки и расстоянием переноса.  
А — наиболее крупные гальки в р. Рейн, В —  
рецидные отложения р. Мур, С — образцы известня-  
ка Т-33, истертые в мельнице [333], D — извест-  
няк, истертый в мельнице [166], α — коэффициент сокращения размера

сокращение размера по течению вызвано этим истиранием. Это отча-  
сти справедливо, но, как указывается в гл. 14, в отдельных случаях  
сокращение размера нельзя, вероятно, объяснить только абразивным  
процессом, оно скорее всего отражает падение силы потока, связанное  
с уменьшением его градиента.

То, что песок и гравий претерпевают сокращение размеров зерен  
и процессе транспортировки, почти не требует доказательства. Ока-  
танность, который характеризуются все зрелые обломки, подразумевает  
процесс истирания и потерю массы. Следовательно, остается изучить  
быстрее внимательно процессы, ведущие к уменьшению размера, их зна-  
чимость и влияние на характер частоты распределения.

Абразия — это обобщенное понятие, в которое вкладывается поня-  
тие износа или истирания. В этом смысле термин применяется для  
обозначения механического сокращения размера. Однако отдельные ис-  
следователи различают несколько процессов, приводящих к уменьше-  
нию размера; они употребляют термин абразия в более ограниченном  
смысле. Маршалл [200] различал три процесса, собственно абраз-  
стирание и измельчение. Абразия происходит при трении г-  
друг о друга. Вероятно, это самый медленный процесс износа ма-  
ала. Стирание же характеризуется определенными ударами,  
торые крупные обломки наносят мелким, и следовательно, про-  
ощутим в том случае, если наблюдается заметное отличие по разм-

между крупными и мелкими обломками. Если такое различие существует и крупные обломки значительно преобладают, частицы мелких размеров несут серьезные потери за короткие отрезки времени. Измельчение происходит при размалывании мелких зерен, испытывающих постоянный контакт и давление галек, более крупных по размеру. Этот процесс действует быстрее, чем столкновение частиц. Песчаный материал, смешанный с гравийным, за несколько часов превращается в алеврит и глину в шаровой мельнице.

Уоддел [327] выделил четыре процесса, вызывающие уменьшение размеров частиц: растворение, истирание, откалывание и раскалывание. Различия между ними в первую очередь определяются соотношением размеров отделенной части первоначального обломка. Характер самого действия не учитывается. Если уменьшение обломка происходит на величину, оптически не различимую, подразумевается процесс растворения. Растворение может происходить либо в ионной, либо в коллоидной форме. Если обломок сокращается на видимую величину, но менее чем на 1/150 своего размера, то процесс определяется как истирание. Если отделяемая часть еще крупнее и представляет собой, например, сколотый угол зерна, процесс именуется откалыванием. Если при разрушении обломка образуются два примерно равных зерна, то можно применять термин раскалывание.

В результате обычного истирания гравия образуются обломки алевритовой и глинистой размерности, а не песок. Явления откалывания и раскалывания наблюдаются относительно редко, за исключением обстановок, характеризующихся высокими скоростями, в результате чего образуются осколки и обломки дробления. Например, Бретц [30] обратил внимание на многочисленные обломки дробления гравия на базальтовом плато в штате Вашингтон, США. По данным этого автора процент гальки и валунов сначала окатанных, а затем разрушенных значительно превышает то, что наблюдается в современных барах р. Колумбии. Бретц делает вывод, что гравийные отложения плато перемещались наводнениями исключительной силы. Однако гравий в современных потоках становится окатанным, несмотря на проявления сильных течений. Несмотря на то что нормальное истирание преобладает над остальными процессами, раскалывание не является редким; обломки раздробленного гравия нередко устанавливаются в большей части гравелитовых отложений. Содержание обломков дробления, вероятно, связано не только с интенсивностью процесса, но и определяется свойствами породы и раскалыванию и, возможно, некоторыми другими постседиментационными процессами образования трещин.

Кюнен [179, с. 350] тоже пытался анализировать процесс абразии. Он выделял семь процессов, приводящих к сокращению размера зерен: раскалывание, раздавливание, откалывание, растрескивание, дробление, растворение, абразия частиц, переносимых ветром. Растрескивание — процесс, объясняющий образование на поверхности галек серповидных знаков столкновения, продувание песка — это износ, производимый песком, который проносится мимо неподвижной гальки.

Не существует полного или исчерпывающего исследования влияния процессов сокращения размерности на granulометрические параметры отчасти потому, что одновременно в природных условиях происходит и сортировка материала, и различить ее эффект от действия

каждого из этих процессов достаточно трудно. Как отмечал при определенных условиях некоторые зерна испытывают более быстрое сокращение размера, нежели другие. Это обстоятельство в значительной степени изменяет состав первоначальной «смеси» в шаровой мельнице. Если в процессе сортировки выпосются мелкозернистые материалы, в итоге в остатке возрастет содержание зерен большей размерности и улучшится сортировка (уменьшится стандарт отклонения).

Значительный интерес исследователи проявляют к изучению скорости уменьшения размерности зерен и факторов, которые ее определяют. Определенные сведения о скорости можно получить, изучая процесс истирания в шаровых мельницах и связанных с ними экспериментов, однако трудно применить полученные результаты к природным условиям, в которых сокращение размеров только частично и в значительной степени связано с истиранием. В большинстве случаев уменьшение размерности по течению потока объясняется сортировкой.

Лабораторные исследования представляют еще один подход к решению проблемы. Начиная с Дебре [62], последующие исследователи сделали значительный вклад в ее разрешение. Лабораторные работы, однако, имеют ряд недостатков. Они слишком упрощают процесс, исследователи не уверены, что условия в мельнице даже приблизительно соответствуют тому, что происходит в потоке или на пляже. Результаты экспериментальных исследований иногда экстраполируются без соблюдения разумных пределов, поскольку в большинстве случаев эксперименты проводятся с обломками галечной размерности; было бы ошибочно результаты таких исследований применять к песчаному материалу. После первых работ Дебре было выполнено большое количество лабораторных исследований по изучению процессов истирания обломочного материала [332, 338, 200, 276, 167, 244, 245, 240, с. 22], (см. рис 3-14). В этих работах использованы результаты исследований истирания в шаровых мельницах или вращающихся барабанах. В со-временных экспериментах [179, 178, 184, 28] использован круговой лоток, устройство, которое считается вполне сопоставимым с природными потоками.

Эти лабораторные исследования показали, что сокращение размеров обломков при абразии и связанных с ней процессах зависит от: размера исходного материала, его происхождения (прочности), характера и интенсивности процесса (жесткости условий); размера и содержания соприкасающихся материалов; характера лотка, по которому перемещаются обломки (песок или гравий); длительности процесса или расстояния, на котором происходит абразия.

Наиболее заметно влияние размера обломков: гравийные зерна особенно быстро истираются и окатываются, тогда как истирание песка происходит чрезвычайно медленно. Даже в классе гальки проц разрушенных галек на данном отрезке переноса больше для гальки крупных размеров [179, рис 7]. Изучение обломков разных размеров и их обломков, представленных зернами одного размера, приво-дит к сложным результатам. В смесях максимальные потери несут з-начительных размеров, вероятно потому, что подвергаются воз-действию со стороны более крупных обломков. Все исследователи призна-ют, что прочность материалов является несомненно важным факто-ром. Максимальное сопротивление истиранию и основанном оказывают квар-цы, кварциты и жильный кварц, далее идут метаморфические по-роды, а известняки и рыхлые песчаники оказывают наименьшее со-п-

тивление [238, 179, с. 349—350]. Интенсивность процесса, или жесткость условий также является важным фактором. С возрастанием интенсивности увеличивается скорость потери массы обломков. Экспериментальные исследования Кюнена [179, с. 344] показали, что абразия пропорциональна квадрату скорости. Существуют ли критические скорости для определенных минералов и пород, при превышении которых процессы откалывания или раскалывания преобладают над абразией [174], — не установлено. Характер поверхности ложка, по которому перемещается обломочный материал, также играет важную роль [179, с. 350]. Если дно, по которому перемещается осадок, сложено песком, то сокращение размеров зерен происходит в пять раз меньше, чем если оно выполнено гравием. Первоначальная форма обломков является второстепенным фактором, однако с увеличением их окатанности скорость истирания падает. Влияние геологического процесса при истирании гравийных отложений менее ощутимо, чем для песков. Экспериментальные работы по изучению деятельности прибора немногочисленны [184]. Очевидно, истирание гравийных зерен под действием прибора происходит быстро.

Все лабораторные исследования показали, что скорость сокращения размера зерен максимальна на ранних стадиях процесса и экспонентно уменьшается во времени или с расстоянием [157, 276].

Экспериментальное изучение абразии песков проводилось многими исследователями [62, 6, 309, 183, 181, 182, 20]. Полученные результаты показывают, что при отсутствии грубообломочных материалов истирание песка происходит значительно медленнее. Дебре [62], например, считал, что песчаное зерно при переносе на расстояние в 1 км уменьшается на 0,01%. Кюнен [180, с. 50], применив для исследований вместо мельницы круговой лоток, установил, что кварцевые зерна диаметром 0,5 мм теряют на 1 км переноса 0,0001%; эта величина настолько мала, что перенос зерна на расстояние 10 тыс. км не приведет к сколько-нибудь заметному окатыванию. Поскольку средняя протяженность рек составляет примерно 1 тыс. км, 10 циклов механического истирания зерна приведет к потере массы менее 1%. В других лабораторных исследованиях, применяющих мельницы [20, 309], отмечается большее сокращение размера, однако представляется маловероятным, чтобы речной перенос приводил к значительному уменьшению кварцевых песчаных зерен. Превращение кубика со стороной 1 мм в шарик диаметром 1 мм потребует уменьшения первоначального объема на 47,5%. Даже если принять во внимание самые большие цифры сокращения размера, приводимые отдельными исследователями, то нельзя ожидать существенного изменения первоначального размера зерен или их формы; в лучшем случае возможна незначительная окатанность зерен. Фотографии зерен [309] кварцевого песка до и после обработки, эквивалентной 8 тыс. км транспортировки, подтверждают сделанный вывод. Нет видимого эффекта транспортировки и на фотографиях дробленых кварцевых зерен [180, прилож. 1], испытавших перенос на 248 км. Эффект, оказываемый эоловыми процессами на обломочные зерна, на несколько порядков выше, чем результат воздействия водной среды [183], что привело Кюнена к выводу о решающей роли ветра при окатывании песчаных зерен. Зерна размером менее 0,05 мм (в диаметре) не окатываются вообще.

Какова в свете этих лабораторных исследований роль естественной абразии в уменьшении размеров отдельных обломков или в изменении параметров определенного обломочного класса? Процессы, изме-

яющие форму, окатанность и характер поверхности и рассмотрены в других разделах настоящей главы. Заметное размера обломочных зерен вниз по течению многих потоков в незначительной степени вызвано процессами истирания. В это объясняется падением силы потока и уменьшением его гра (см. гл. 14). Вероятно, процессы абразии в большинстве из условий осадконакопления не влияют на размер кварцевых песч зерен. Короче говоря, распределение песчаных зерен является результатом гидравлических факторов, нежели абразии, и в основном размер зерен имеет унаследованный характер от материнских пород и является результатом разрушения породы, не зависящим от процесса транспортировки и его агента.

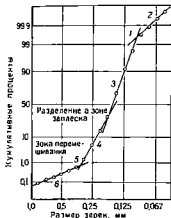


Рис. 3-15 Связь между диаметрами зерен и кумулятивными процентами для кривой распределения По Вингеру [324].

1 — перелом между твердым стоком и суспензией, 2 — суспензионный класс, 3 — класс материалов, разделяемых волнами, 4 — класс материалов, разделяемых волнами, 5 — перелом между волнами, 6 — класс материалов, разделяемых волнами.

Большинство отложений относятся к кривой, одна мода которой падает на грубую фракцию, а вторая, меньшая, приходится на песчаные фракции (см. рис. 6-4). Как правило, моды разделяют 4—5 фракций. Следовательно, главный компонент породы характеризуется диаметром, представляющим размерность второй моды в 16—32 раза. Аллювиальные грубозернистые осадки в других районах также имеют типичное бимодальное распределение. Примерно 85% паводковых грубозернистых отложений в районах Сан-Габриель и Арройо-Секко (Калифорния) характеризуются бимодальным распределением [165, 168]. Из 23 образцов грубообломочных отложений террас Блэк-Хилс [238] двадцать образцов оказались с бимодальным распределением.

Сделанные наблюдения интерпретированы как свидетельство присутствия двух классов обломков, каждый из которых связан с определенным способом переноса. Адлен [320, с. 737] писал, что «... транспортирующая среда ... стремится к переносу и отложению обломков

двух определенных размеров, а не всех подряд. Основной осадок, образованный таким образом, будет содержать избыток преимущественно грубого материала, который транспортируется перекачиванием». Он предполагал, что главная мода приходится на мелкозернистую фракцию, а подчиненная попадает на грубообломочный класс. Обычно наблюдается обратное соотношение.

Фрейзер [90] считал, что одновременное отложение валунов и тонкозернистого песка невозможно, и обращал внимание на то, что скорость потока, несущего валуны диаметром 25 см, должна уменьшиться на 60%, и тогда смогут оседать частицы размером 1 мм. Такие резкие перепады скорости маловероятны, и Фрейзер полагал, что в любой конкретный момент река обычно отлагает материал ограниченной размерности и что тонкий материал среди грубозернистого появляется в результате последующего заполнения. Такая же точка зрения высказывалась исследователями грубообломочных отложений р. Пнав в Италии [57]. Плачли [238] также считал мелкозернистые отложения, составляющие вторую моду, в большинстве случаев захваченным материалом, заполняющим пустоты в основной массе грубообломочных пород. Для подтверждения своих взглядов он отмечал, что если вообразить шарки двух размеров (причем мелкие могли бы помещаться в пространстве между крупными), то в этом случае мелкая фракция составит от 22 до 32% породы по массе, в зависимости от плотности упаковки. Поскольку естественные грубообломочные отложения содержат в среднем 20% фракций второй моды, вполне вероятно, что эти фракции и есть захваченный тонкозернистый материал. Принимая во внимание отклонение галек от сферической формы, варьирующий размер двух рассматриваемых фракций и беспорядочную упаковку, можно констатировать удивительное совпадение теоретической модели и наблюдаемого явления.

Конечно, не исключена возможность, что бимодальное распределение объясняется техникой опробования, при которой отобранный образец представляет два различных слоя, каждый из которых характеризуется своим классом обломков [9, с. 118—124]. Однако, как правило, бимодальный характер кривой не вызывается искусственными причинами, например методом опробования, на что указывает такое же распределение зерен в образцах, отобранных из определенно единых слоев. Возможно, что оба класса обломочных частиц отлагаются в один и тот же этап осадконакопления.

Бимодальное распределение — всего лишь особый случай, демонстрирующий смещение двух классов, отстоящих достаточно далеко друг от друга, для того чтобы проявились две моды. Там, где различие между ними незначительное, устанавливается одна мода. Однако кривая суммарного анализа четко асимметрична, а распределение заметно отходит от логнормального. Постоянно крепнущая уверенность, что многие распределения отражают суммарный эффект присутствия двух или трех подклассов обломочных зерен, объясняет попытки связать образование этих подклассов с различными видами транспортировки осадка и перейти от особого случая проявления бимодальности к общему, рассматриваемому распределению в большинстве осадочных пород.

Многие авторы признавали сложную природу распределения обломочных зерен по размеру и делали попытки связать его с изменяющимися условиями переноса [67, 113, 112]. Значительный шаг в этом направлении сделал Мосс [217, 216, 218]. Он выделил три подкласса,

связанные с различными процессами осадконакопления. Они распознаются на кумулятивной кривой. Основная часть рас находится между 20 и 80%. Эта часть осадка образуется в р сальтации. Грубозернистый «хвост» распределения отлагается в лочении обломков, а тонкозернистый «хвост» распределения материалы, отлагающиеся из суспензии и западающие в пром ки между основным обломочными компонентами. По наблюдению Мосса [216], в грубообломочных речных отложениях основная часть осадка сложена фракциями волочения. Эти отложения характеризуются бимодальным распределением.

Основной вклад в изучение взаимосвязи подклассов обломков и гидродинамических условий в настоящее время сделал Вишер [824]. Он предполагает, что гранулометрические кривые всех обломочных отложений отражают суммарный эффект присутствия трех классов, образовавшихся при волочении, сальтации и отложении из суспензии, что каждый класс характеризуется логнормальным распределением и, следовательно, графиком в виде отрезков прямых в вероятностном масштабе (использующим логарифм диаметра или ф-единицы) (см. рис. 3-15). Такие соотношения преобладают примерно в двух тысячах гранулометрических анализов, представляющих различные условия осадконакопления.

Какая связь существует между формой гранулометрической кривой, т. е. относительным содержанием и характером компонентов осадка и условиями осадконакопления, выраженными через обычные геоморфологические понятия? Вишер считал, что параметры отдельных кумулятивных кривых могут служить основанием для фациальных реконструкций, но предупреждал, что «любая попытка определить точные пределы наклона и перегиба кривой или процентное содержание трех основных классов для определенных условий осадконакопления будет безрезультатной».

В заключение следует сказать, что некоторые попытки установить смысл гранулометрических кривых для обломочных отложений оказались достаточно успешными. Гидродинамические факторы до некоторой степени сопоставимы с геоморфологической обстановкой. В определенных условиях может преобладать определенный процесс, который будет второстепенным в других условиях.

#### **Распределение обломочных зерен и восстановление условий осадконакопления**

Адден считал, что размер обломочных зерен в осадке определяется гидродинамическими условиями, преобладавшими в момент его отложения. Из этого следует, что если древние отложения образовались в условиях, похожих на сегодняшние, то анализ современных осадков позволит установить гранулометрические характеристики каждого типа, что в свою очередь можно использовать для выяснения происхождения древних отложений. В ответствии с этим Адден выполнил множество «механических анализов» состава отложений, особенно золотых, и опубликовал [320] результаты более 350 таких анализов вместе с заключением об определенных «законах», по которым происходит распределение механического состава обломочных отложений. С целью расширения данных Лигена, Уэнтурт [337] опубликовал более 800 результатов анализов, представленных в графическом виде. Изучение гистограмм Уэнтурта показывает, что графические изображения отложений

из различных осадочных обстановок отличаются. Наиболее существенное различие наблюдается, например, между ледниковыми тиллями и пляжевыми песками. С другой стороны, совершенно различные осадки очень похожи по механическому составу, например пески пляжей и дюн.

Трудности определения тесно связанных условий осадконакопления или агентов отложения осадков по результатам гранулометрического анализа или графических построений не остановили поиск исследователей. Келлер [143] воспользовался количественным отношением показателей двух классов, соседних с модальными, и ввел отношение  $F:C$  для распознавания эоловых и пляжевых песков; этот коэффициент является приближенной мерой симметрии. После работы Келлера некоторые исследователи применили более сложный подход к использованию одного или нескольких гранулометрических параметров для распознавания речных, пляжевых и дюнных песков. Фридман [93, 92, 94] пытался различать пляжевые и дюнные пески построением графика зависимости симметрии от среднего, симметрии и стандартного отклонения для разделения речных и пляжевых песков (рис. 3-16). Аналогичный подход других исследователей [209] дал результат, подтверждающий выводы Фридмана. Некоторые седиментологи строили диаграммы рассеяния, основанные на двух переменных. Например, Пассега [231, 230] и Булл [35] сопоставляли на графиках первую перцентиль  $S$  (обычно наиболее крупный размер) со средним размером  $M$ . Авторы полагают, что определенный тип диаграммы  $SM$  указывал на процесс или способ осадконакопления. Например, Пассега считал, что на диаграмме  $SM$  можно различать отложения турбидитов и обычных потоков.

Гранулометрические параметры в различных комбинациях для установления условий осадконакопления были использованы многими исследователями [203, 99, 275, 151, 69, 295, 36]. Не всем им удалось успешно различать условия накопления песчаных отложений с помощью указанной методики. В некоторых случаях построения были безуспешными, в других — на диаграммах рассеяния наблюдались значительные перекрытия, т. е. полученные результаты были неоднозначными.

В усложненных методиках применяются одновременно более двух переменных. Такая техника дискриминантного анализа была опробована Саху [269, 268]. Клован [149] применил факторный анализ к отложениям залива Баратария, Луизиана, для того чтобы выделить факторы, связанные с обычными процессами: прибоем, донными течениями и осаждением в спокойной воде.

В заключение можно сказать, что попытки увязать гранулометрическое распределение с условием накопления осадка имели частичный

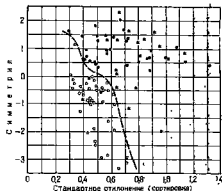


Рис. 3-16. График зависимости между третьим моментом (симметрия) и стандартным отклонением и  $\Phi$ -массы для речных и пляжевых песков. По Фридману [92].  
Залитые кружочки обозначают образцы речных отложений



успех Отчасти отрицательные результаты можно объяснить тем, что гранулометрическая кривая носит полностью гетерогенную природу, а каждая среда осадконакопления характеризуется различными гидродинамическими режимами. Ни одно из предположений не является полностью исчерпывающим. Влияние источника (т. е. параметры размерности отложений, попадающих в осадочную обстановку) вероятно никогда не получит всеобъемлющей оценки. Кроме этого, один и тот же гидродинамический процесс может проходить в различных условиях осадконакопления. Иначе говоря, гидродинамические условия и условия осадконакопления, определяемые обычными геоморфологическими понятиями, могут не совпадать [295].

**Заключение.** 1. Отдельные обломки можно исследовать с помощью различных измерений (таких как взвешивание или определение объема), или с помощью приемов, применимых к скоплениям обломков (просеивание, отмучивание или газовая адсорбция). Все результаты подобных исследований переводятся в значение «диаметра» зерна с помощью упрощающих допущений, многие из которых в лучшем случае представляют собой грубое приближение.

2. Распределение обломочного материала, определенное таким образом, выражается в процентном содержании классов различной размерности в целом образце либо на основании массы материала в каждом классе или по количеству зерен в соответствующих классах. Кривые распределения по массе и количеству зерен значительно отличаются друг от друга.

3. Определенные успехи достигнуты в применении стандартных аналитических приемов изучения рыхлых осадков, главным образом современных отложений. В основном эти приемы неприменимы к консолидированным древним породам и, следовательно, их применение ограничено. Ограничена также применимость выводов, сделанных по результатам изучения современных отложений, особенно по различным несопоставимым осадочным обстановкам по структурным параметрам.

4. Еще одно серьезное ограничение исследования гранулометрического состава — влияние диагенетических изменений на первоначальный характер распределения. Эти изменения происходят за счет жизнедеятельности организмов, распада основных крупных компонентов, перекристаллизации и других процессов, коренным образом изменяющих первоначальное распределение зерен по размеру. Аналогичный эффект оказывают аналитические методы дробления и диспергирования, которые препятствуют седиментационному анализу. Распределение размерности в глинистых породах зависит от влияния диагенетических факторов и процедуры исследования. Поэтому основное внимание было уделено изучению характера распределения зерен в песчаных, менее подверженных влиянию вышеупомянутых факторов.

5. Остается спорным следующее положение: указывает ли тип распределения зернистости на какой-нибудь определенный способ накопления или условия седиментации? Если даже это и так, то использовать полученные данные для интерпретации условий осадконакопления древних членистых отложений практически невозможно.

6. Короче говоря, несмотря на многочисленные публикации и продолжительные работы, направленные на формулирование определенных, различимых, измеренных размера и подсчет параметров распределения, практический результат на пути решения геологических вопросов удовлетворительный и непропорционально мал по сравнению с затраченными усилиями.

7. Однако определенные выводы по гранулометрин отложений можно сделать даже для полностью литифицированных пород. Сюда относятся замер и картирование максимального размера гальки в конгломератах, установление фенокластов (крупных обломков, указывающих на неотсортированность материала) и, конечно, данные о характере строения породы, не являющиеся, строго говоря, показателями размерности, но имеющие геологическое значение. К ним относятся форма, окатанность, характер поверхности зерен и, конечно, состав породы.

### Форма и окатанность

Форма и окатанность гальки и песчаных зерен длительное время применялись для расшифровки истории формирования отложений, в которых они присутствуют. Даже начинающим литологам известны причудливые формы выветривания и гальки, иссеченные и обточенные ветром или обработанные ледником. Влияние других агентов менее заметно и вызывает противоречивые суждения. Например, какая галька более уплывшая, пляжевая или речная? Окатывает ли ветер песчаные зерна эффективнее, чем вода? Каков нижний предел обломков (если он существует), окатываемых в водной среде? Могут ли кварцевые зерна стать окатанными за один цикл осадконакопления? На подобные вопросы до сих пор нет убедительных ответов. Очевидно, однозначный ответ помог бы исследователям существенным образом в интерпретации истории образования отложений.

### Форма

Формы предметов можно классифицировать несколькими способами. Из геометрии известны определения таких правильных форм, как куб, призма, шар, цилиндр и конус. Аналогичным образом в кристаллографии существует классификация твердых тел, ограниченных плоскими поверхностями. Ни одна из названных систем для характеристики формы осадочных обломков недостаточна. В лучшем случае форма гальки только примерно повторяет правильные геометрические контуры. Можно применять термины, указывающие на сходство, такие как призматическая, бипирамидальная, пирамидальная, клиновидная или параллельно-таблитчатая формы [342]. Но такая классификация представляет собой только качественное описание и, как правило, не имеет прямого отношения к поведению указанных предметов в процессе переноса. Вместо нее требуется количественный показатель формы, поддающийся математическому или графическому анализу, используя который можно построить кривые распределения формы или его частоты. Однако даже определенные четкие формы не удается определить простыми численными показателями. К ним относятся кристаллические формы некоторых обломочных тяжелых минералов и диагностически важные изогнутые формы, типичные для обломков вулканического стекла (осколки в туфах и туфогенных отложениях). Характерную форму пород, источенных ветром (монокрианников и трехгранников) [33, 347], осколков грубозернистых пород, образованных временными подтоками [30], и сглаженных ледниковых валунов [326] не удается выразить простым численным показателем. Тем не менее по ряду соображений оправдано применение количественного или числового показателей

формы, для разработки которых выполнен большой  
ваний.

Для оценки количественных показателей формы необ-  
зательно длительный абразии обломочные зерна многих пород и  
рилов принимают форму шара или приближенную к нему, шар  
дает некоторыми исключительными свойствами, которые делают  
присланным стандартом. Из всех возможных форм шар обладает  
наименьшей площадью поверхности для данного объема. Благодаря  
этому свойству шар имеет максимальную скорость осаждения из р-  
твора, в котором встречаются частицы всевозможной формы, объема

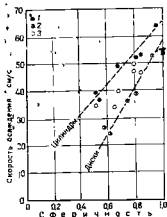


Рис. 3-17. Соотношения между формой и скоростью осаждения. По Крамбейну [169].  
1 — цилиндры, 2 — диски, 3 — другие формы

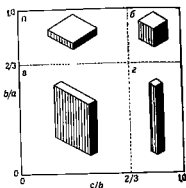


Рис. 3-18. Классификация калыки по форме, предложенная Зингом

Обратите внимание на то, что все указанные формы частиц (прямоугольные параллелепипеды)  
обладают одной и той же окатанностью (0), но все имеют разную форму: а — уплощенная или  
гиперболоид; б — равноосная; в — трехосная (параллелепипедальная); г — удлиненная

плотности [169] (рис. 3-17). Следовательно, при переносе в форме  
суспензии более сферичные частицы будут отделяться от других ча-  
стиц того же размера и плотности, но обладающих менее сферичной  
формой

В идеальном случае такое свойство обломка, как сферичность,  
определяется отношением  $s/S$ , где  $s$  — поверхностная площадь сферы  
того же объема, что и рассматриваемый обломок, и  $S$  — фактическая  
площадь его поверхности. Для шара это отношение равно единице,  
для других обломочных частиц оно будет меньше единицы. Поскольку  
измерение поверхностной площади неправильного обломка предста-  
вляет трудную задачу, сферичность приблизительно определяется соот-  
ношением  $d_n/D_n$ , где  $d_n$  — диаметр сферы того же объема, что и  
ломок, и  $D_n$  — диаметр описывающей сферы, обычно ее длинный диа-  
метр [328]

В образцах песка или гравия каждая частица или обломок харак-  
теризуются своим значением сферичности. Часть обломков, одна  
может иметь дискообразную форму, они могут быть уплощенными и

вытянутыми по двум осям и укороченными по третьей. Некоторые обломки вытянуты только по одной оси и имеют продолговатую или цилиндрическую форму. Обе формы характеризуются низкой сферичностью. По коэффициенту сферичности различить эти формы невозможно. Однако при некоторых исследованиях, например при изучении строения грубообломочных отложений, делать такие различия очень важно.

В связи с этим были предложены другие показатели формы. Все они связаны с определением и измерением нескольких «диаметров» обломка и выбором одного или нескольких соотношений для характеристики формы.

Зинг [353] для характеристики четырех классов по форме применил соотношения  $b/a$  и  $c/b$  (где  $a$ ,  $b$  и  $c$  соответственно длина, ширина и толщина обломка, рис. 3-18, табл. 3-8).

Таблица 3-8

Классы обломков по форме. По Зингу

Номер класса	$b/a$	$c/b$	Форма
I	$>2/3$	$<2/3$	Уплощенная (даскообразная)
II	$>2/3$	$>2/3$	Равноосная (сферическая)
III	$<2/3$	$<2/3$	Трехосная (параллелепипедальная)
IV	$<2/3$	$>2/3$	Удлиненная (цилиндрическая)

Это следующие классы обломочных зерен: уплощенные, удлиненные, трехосные и равноосные, положения которых на графике коэффициента сферичности Уодела показаны на рис. 3-19.

Предлагались и другие показатели, характеризующие уплощенность или вытянутость обломка. Они рассмотрены в многочисленных публикациях [154; 153, с. 138—147, 161—176; 80, 124, 43]. Сидд и Фолк [294] предложили поправку к определению Зинга—Уодела и дали следующую формулу для определения максимального коэффициента сферичности  $(c^2a - b^2)^{1/3}$ , которая, по данным авторов, больше соответствует наблюдаемой скорости осаждения, чем коэффициент сферичности Уодела.

Практические трудности применения методов измерения и выражения формы или сферичности заключаются в том, что они связаны с измерениями, которые можно проводить на гальках, не связанных матриксом, и затруднены или практически невозможны в применении к песчаным зернам или литифицированным грубообломочным породам и песчаникам. Тем не менее процессы, обуславливающие форму, гальки и геологическое значение этого показателя, необходимо изучать. Гальку можно извлечь из древних отложений, и этот возможный путь изучения породы не следует забывать.

Что сейчас можно сказать о геологической значимости формы гальки или песчаного зерна? Форма кварцевых зерен песков изменчива. Наблюдается тенденция зерен приобрести форму, приближенную к сферической. Однако даже в наиболее зрелых песках кварцевые зерна обнаруживают несколько удлиненную форму, соотношение длинной и короткой осей колеблется от 1,0 до 2,5, приближаясь в основном к 1,5. Уэйланд [332] отметил тенденцию обломочного кварца к удлинению по оси  $c$  и связывал это явление с неравномерным истиранием,

объясняемым небольшими различиями в значениях твердых кристаллографических направлениях. Удлинение кварца параллельно оси с (рис. 3-20) наблюдалось некоторыми исследователями [128] в изверженных и метаморфических породах, даже в гравелистых источниках образования отложений. Следовательно, в значительной форме обломочного зерна в значительной степени определяется его первоначальной формой. Лабораторные исследования [22, 218], что кварц обладает слабой призматической кривизной, поэтому зерна, образующиеся при растрески-

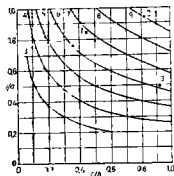


Рис. 3-19. Связи между сферичностью и коэффициентами формы, по Зингу.

Кривые, соответствующие линиям равной сферичности. Точки 1 и 3 попадают в один класс сферичности (10-0.1) для формы (1) и (3) соответствующего точке 1, уплощенных, а точке 3 — удлин-

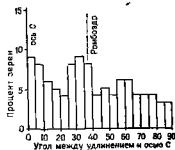


Рис. 3-20. Гистограмма соотношения между удлинением к кристаллографическим направлениям в первичных зернах кварца из хлоритовой сланца По Ингерсону и Рамку [128]

вания, оказываются удлиненными параллельно оси с или под незначительным углом к ней, это явление отмечалось и ранее [314]. Таким образом, форма зерен обломочного кварца в основном объясняется его первоначальной формой или характером трещиноватости. Некоторые исследователи предполагали, что зерна кварца метаморфических пород более удлиненной формы, чем зерна изверженных пород [175] и что по этому признаку можно различать обломочный кварц из этих источников [23]. Последующие исследования [21] не подтверждают это предположение.

Считается, что форма галек также в значительной степени определяется первоначальной формой обломка, которая в некоторых случаях зависит от текстуры породы. Однако нельзя отрицать, что под влиянием некоторых геологических процессов форма гальки изменяется, и можно наблюдать такие следы их деятельности, как, например, золотая обработка песком или воздействие льда. Справедливо ли это наблюдение для пляжей, где, по данным некоторых исследователей, галька, обработанная прибоем, более плоская, чем речная? Одни исследователи поддерживают эту точку зрения — другие опровергают [188, 325, 181, 107] (рис. 3-21 и 3-22). Некоторые исследователи в результате лабораторного изучения и полевых наблюдений приходят к выводу, что процессы механического истирания, происходящие на пляже, очень слабо влияют на уплощенность гальки [184, с. 37]. Однако вло-

не возможно, что сортировка грубообломочного материала происходит таким образом, что уплощенная галька накапливается на пляжах, эту точку зрения развивал Ландон [188]. В некоторой степени этот вывод получил развитие в работе Хамберта [125, с. 36], который установил смещение уплощенной гальки вниз по пляжу и отставание от нее гальки сферической формы. Это не значит, что абразия совсем не видоизменяет сферичность обломков. Однако большинство опубликованных работ показывает, что это преобразование незначительно и, вероятно, многие изменения, наблюдаемые вниз по течению, вызваны скорее от-



Рис. 3-21. График соотношения между окатанностью и уплощенностью, построен по результатам измерений 201 гальки, пляж Нантакет, штат Массачусетс, США По Ун-туарту [334].

Для уплощенной гальки объединяются в подгруппы и каждая точка соответствует среднему положению гальки в определенной группе. Цифра рядом с точкой показывает количество образцов в каждой группе. Из графика видно, что с увеличением окатанности, уплощенность уменьшается.

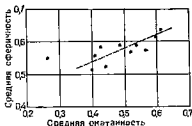


Рис. 3-22. Соотношение сферичности и окатанности галек риолита (24—75 мм), отобранных на пляже озера Верхнее. По Грогану [107].

Поскольку хорошо окатанные гальки обладают большей сферичностью, следует вывод, что длительная абразия на пляже приводит к увеличению сферичности, а следовательно, к уменьшению уплощенности.

бором по форме, чем ее преобразованием. Эта точка зрения получила развитие в ряде работ [264, 238, 294, 124, 322, 57]. Однако Добкин и Фолк [66], изучавшие и измерявшие сферичность и окатанность большого числа галек из рек и пляжей о. Танта, установили, что пляжевая галька обладает максимальной окатанностью и минимальной сферичностью, более плоская, чем грубообломочные отложения в реках, переносимых материал того же состава.

Эти наблюдения позволяют предположить, что форма обломков — важный фактор в процессе осадконакопления; она реагирует на влияние потока. Некоторые исследователи установили тесную связь между сферичностью, или показателем формы, и скоростью осаждения [167; 294, рис. 4] (см. рис. 3-17). Лабораторные исследования Бриггса и других [31] показали, что форма зерна так же важна, как и плотность (по влиянию на скорость осаждения различных типов тяжелых минералов). Несомненно, поведение песчаных зерен и гальки в потоке существенно отличается для их различных форм. Равноосные зерна по определению не могут обладать направленной ориентировкой, обломки в виде уплощенных дисков образуют чешуйчатую текстуру, а расположение удлиненных форм совершенно иное (см. рис. 3-31).

Окатанность характеризует остроту краев и углов обломков, она не зависит от формы. Некоторые прямоугольные геометрические формы — куб, пластина, призма и тому подобные (рис. 3-18) — обладают острыми углами и их радиусы кривизны равны нулю. Тем не менее они отличаются друг от друга по форме (а следовательно, и по сферичности). Однако термин окатанность в литературе используется как по назначению, так и во многих случаях отождествляется с формой [264]. Различие между этими терминами фундаментально и его не следует забывать.

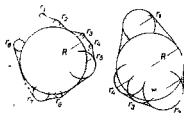


Рис. 3-23. Геометрическое выражение окатанности гальки По Крамбейну [161]

Мэнгуэрт [332] первым дал четкое определение понятия окатанности, определив его отношением  $r_d/R$ , где  $r_d$  — радиус дуги, описывающей наиболее острый угол, а  $R$  — половина максимального диаметра. Уодел [327] определял окатанность как отношение среднего радиуса дуги нескольких углов и выступов зерна к радиусу дуги максимальной сферы, вписанной в зерно. Поскольку практически применить такой показатель достаточно сложно, представляется целесообразным опровергнуть двухразмерную фигуру, т. е. сечением или проекцией изучаемой частицы или обломка, а не собственно трехмерным предметом. В этом случае окатанность определяется как средний радиус дуг, вписанных в углы проекции зерна, разделенный на радиус максимальной вписанной окружности (рис. 3-23). Математическое выражение для окатанности следующее:

$$P_{(i)} = \frac{\sum \left( \frac{r_i}{R} \right)}{N},$$

где  $r_i$  — конкретные радиусы углов,  $N$  — число углов и  $R$  — радиус максимальной вписанной окружности. При таком определении шар имеет как окатанность, так и сферичность, равные единице. Однако другие несферичные предметы могут иметь окатанность, равную единице: например, тело в виде конуса, представляющее собой цилиндр, ограниченный с торцов двумя полушариями. Различные исследователи предлагали свои численные определения окатанности, рассмотренные в ряде работ [154, с. 147—161; 124, с. 11—15; 243, с. 138—142].

Как уже указывалось, термин окатанность применяется довольно свободно. Такие понятия как окатанность, полуокатанность, полуюгловатый и угловатый также являются терминами свободного пользования. Для того чтобы эти понятия имели более точное значение, они были переведены в количественные термины, по аналогии с более точными определениями размерности обломочных зерен. В большинстве таких работ применяются показатели окатанности Уодела [265, 83]. Выделяемые классы неравны (табл. 3-9). Петтишом пересмотрел границы классов таким образом, чтобы их середины примерно образовывали геометрическую прогрессию. Пауэрс [242] определил и назвал шесть степеней окатанности (вместо пяти) таким образом, что границы классов достаточно приближаются к геометри-

чешской шкале  $\sqrt{2}$ . Фолк [85] по аналогии со шкалой Ф — размерности Крамбейна [163] назвал шкалу окатанности р-шкалой.

Степени окатанности по Петтджону, приведенные в табл. 3-9 и изображенные на рис. 3-24, следующие.

Угловатые (0—0,15) — очень незначительные следы обработки, края и углы острые, второстепенные углы (мелкие выступы на контуре зерна помимо главных) многочисленные и острые.

Таблица 3-9

Степени окатанности обломков

Определение окатанности	Рассел и Тейлор		Петтджон, настоящее издание	
	Границы класса	Среднее <sup>1</sup>	Границы класса	Среднее <sup>2</sup>
Угловатые	0—0,15	0,075	0—0,15	0,125
Полуугловатые	0,15—0,30	0,225	0,15—0,25	0,200
Полуокатанные	0,30—0,50	0,400	0,25—0,40	0,315
Окатанные	0,50—0,70	0,600	0,40—0,60	0,500
Хорошо окатанные	0,70—1,00	0,850	0,60—1,00	0,800

<sup>1</sup> Среднеарифметическое

<sup>2</sup> Среднегеометрическое (приблизительно), за исключением класса угловатых обломков. Большинство из них, даже свежеотколотых, обладает определенной окатанностью, редко меньше 0,10. Следовательно, на практике нижний предел угловатых зерен не равен нулю, поэтому среднее в этом классе, вероятно, около 0,125.

Полуугловатые (0,15—0,25) — определенные следы обработки, края и углы окатаны в некоторой степени, многочисленные второстепенные углы (10—20), хотя в меньшем количестве, чем в классе угловатых зерен.

Полуокатанные (0,25—0,40) — значительные следы обработки, края и углы округлены, второстепенные углы значительно сглажены, число их не превышает 5—10. Площадь первичных граней сокращена, первоначальные углы между ними сглажены, но еще заметны.

Окатанные (0,40—0,60) — первоначальные грани почти полностью исчезли, сохраняются некоторые относительно плоские поверхности. Между сохранившимися гранями тупые углы, все первичные края и углы сглажены до плавных кривых, второстепенные углы в явном меньшинстве (0—5). При окатанности 0,60 все второстепенные углы исчезают. Первоначальная форма зерна еще угадывается.

Хорошо окатанные (0,60—1,00) — не сохраняют первоначальные грани, края или углы. Поверхность целиком состоит из обширных выпуклостей, плоских участков нет, второстепенных углов нет. Первоначальная форма обломка предполагается по настоящей форме зерна.

Каково геологическое значение окатанности и какую пользу этот параметр может иметь для определения расстояния, направления и скорости переноса осадочных частиц? Начиная с работ Дебре [62], многие исследователи пытались дать ответ на эти вопросы с помощью полевых и лабораторных исследований. Проведенные работы показали,



Рис. 3-24. Классы окатанности гальки:

а — угловатая; б — полуугловатая; в — полуокатанная; г — окатанная; д — хорошо окатанная



что окатанность увеличивается резко в начале переноса, а затем неение этого показателя с расстоянием происходит пост (рис. 3-25, 3-26). Это наблюдение, сделанное сначала Дебре, получ четкое количественное подтверждение в работах Уэнтуэрта [335, 334]. На долю Крамбейна [167] выпало сформулировать наблюдаемые взаимоотношения в математической форме. Он отмечал, что степень

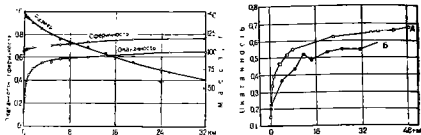


Рис. 3-25. Изменение размера (по массе), окатанности и сферичности обломков известняка в зависимости от расстояния переноса по экспериментальным данным. По Крамбейну [167]

Рис. 3-26. Соотношение между окатанностью известковой гальки и расстоянием переноса в водотоках, район Блэк-Хилс, штат Южная Дакота, США. По Пламли [238] А — ручей Ризма-Крик; Б — ручей Бата-Крик

изменение окатанности является функцией разности между окатанностью в любой точке и цемким значением предельной окатанности, показателем, в определенной степени зависящим от материала и гидрологического режима конкретного потока или лаяжа. Эту зависимость можно выразить формулой

$$P = P_L (1 - e^{-kx}),$$

где  $P$  — окатанность в любой точке,  $P_L$  — предельная окатанность,  $x$  — расстояние и  $k$  — коэффициент окатанности. Это уравнение удовлетворяет как лабораторным, так и полевым наблюдениям [165, 168] (рис. 3-27).

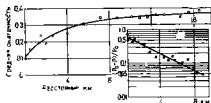


Рис. 3-27. Изменение окатанности гальки по ручью Арройо-Секко, Калифорния. По Крамбейну [168]

Галька гранодиоритов, размером 16—32 мм. В левом показан график зависимости  $(P_L - P)/P_L$  от расстояния, где  $P$  — окатанность в любой точке и  $P_L$  — предельное значение окатанности

в данной точке и предельной окатанностью, но также зависит от расстояния транспортировки.

Каково бы ни было точное выражение уравнения окатанности, получено ли оно экспериментально при истирании обломков в шаровой мельнице или из наблюдений за природными потоками, окатанность

во времени (расстоянии) растет вначале быстро, а затем медленно. Вероятно, существует предельное значение окатанности, отчасти связанное с составом обломков (например, для кремня оно ниже, чем для кварца или известняка) [294]. Более того, окатывание крупных обломков происходит быстрее. На какое расстояние должна переноситься галька, чтобы стать хорошо окатанной (0,60)? Лабораторные и полевые исследования не дают точного ответа на вопрос, но позволяют предположить примерный порядок цифр. Изменение куба до шара диаметром, равным стороне куба, связано с потерей около 47,5% первоначального объема или массы. Следовательно, можно предположить, что потери одной трети или половины массы приведет к максимальной окатанности обломка, и дальнейшее сокращение размера не будет сопровождаться увеличением окатанности. Как видно из данных Крамбейна [167], потеря одной трети массы связана с образованием обломка окатанностью около 0,60 (хорошо окатанного). Дальнейшая потеря массы не приводит к значительному изменению окатанности. Обломок известняка достигает такой окатанности через 11,2 км. Принимая цифры Дебре (от 0,001 до 0,004 части массы терется гранитной галькой на один километр переноса), можно рассчитать, что для хорошей окатанности (т. е. потери одной трети первоначальной массы) потребуется перенести ее на расстояние от 84 до 333 км. Расчет, несмотря на свою приближенность, дает, вероятно, правильный порядок цифр.

Кюнел [179], проводивший эксперименты по изучению переноса грубообломочного материала в круговом лотке, установил, что обломок известняка становится хорошо окатанным при переносе на 50 км, обломок габбро теряет 35—40% массы на расстоянии 140 км. Обломок жильного кварца теряет 0,001 массы на 1 км переноса и, следовательно, будет хорошо окатан через 300 км.

Пламбли [238] установил, что известняковая галька в двух водотоках Блэк-Хилс становится хорошо окатанной (0,60) на расстоянии 18 и 37 км соответственно (см. рис. 3-26). Галька кварцитов в грубообломочных отложениях нагорья Брандвайн (штат Мэриленд, США) характеризуется окатанностью 0,59 [274]. Ближайшее поднятие, откуда мог поступать обломочный материал, находится на расстоянии 72 км. Кварц в грубообломочных отложениях р. Колорадо (штат Техас, США) приобрел хорошую окатанность менее чем через 161 км. Известняковые гальки достигают максимальной окатанности до слияния притока с главным руслом [294]. Эти результаты подтверждены исследованиями гранитных галек в р. Дунаец (Польша), достигающих максимальной окатанности на расстоянии 125 км [322], и наблюдением, что в р. Пиав (Италия) происходит быстрое окатывание гальки известняков и кварца, после чего степень ее окатанности не изменяется на значительном расстоянии по течению [57].

Поскольку известно, что высокая степень окатанности отвечает уже первым километрам переноса, очевидно, угловатые или полуугловатые обломки переносились потоком на расстоянии в единицы километров, максимально на 16—24 км. Более того, за исключением ближайших к источникам сноса участков, окатанность обломков почти не меняется или мало изменяется в региональном плане, что серьезно ограничивает применение этого параметра для восстановления палеопотоков.

Хорошо известно, что галька пляжевых отложений океана, но ее окатанность еще труднее связать с расстоянием переноса (см. рис. 3-22). Можно только утверждать, что после выноса грубообломоч-

ных отложений из области размыва они становятся более  
ми. На пляжах, так же как и в реках, должен существовать  
окатанности.

Полевые и лабораторные данные показывают, что окатыва  
чаиных зерен происходит очень медленно по сравнению с окатыв  
грубых обломков. Дебре [62] установил, что песчаные зерна те  
0,0001 часть своей массы при переносе на 1 км. Тайл [309] провел  
перидменты с истиранием кварцевого песка, которые показали, что  
ле 100 часов обработки в мельнице образец теряет 22% массы,  
эквивалентно переносу на расстоянии 8 тыс. км. В среднем это и  
ше, чем 0,0001 часть на 1,6 км переноса. Маршалл [200] показал,  
для зерен диаметром 2—3 мм потеря массы на 1,6 км составляет  
0,0005. Кюнен [182] применил для исследований лоток вместо вра-  
щающегося барабана и установил, что потери песчаных зерен состав-  
ляют еще меньшую величину. Кварцевые зерна теряют всего лишь  
один процент массы при переносе на 10 тыс. км [180]. Эта потеря на-  
столько незначительная, что окатанность обломков практически не  
устанавливается. Поскольку расстояние переноса в большинстве русел  
не превышает 1 тыс. км, в потоках песчаные зерна не окатываются,  
если допускать, что лабораторные данные верны.

Как показывают экспериментальные работы Кюнена [183], эоловые  
процессы значительно эффективнее влияют на окатывание песчаных  
зерен; на одинаковом расстоянии потеря массы кварцевым зерном пре-  
вышает цифры окатанности для водного переноса в 100 или 1000 раз.  
Обломки кварца кубической формы обтачиваются ветром до идеальной  
сферической формы. Из лабораторных исследований Кюнена можно  
сделать вывод, что водный перенос совершенно не окатывает зерна  
кварца или полевых шпатов. Аэрионные процессы, происходящие на  
пляжах, вероятно, более эффективны, но вряд ли они в значительной  
степени влияют на окатанность песчаных зерен. Эоловые процессы  
являются мощным механизмом истирания песчаных зерен диаметром  
до 0,1 мм и не оказывают практического влияния на обломки размером  
менее 0,05 мм. Следовательно, появление в разрезе окатанных песков  
считается указанием на участие в их образовании эоловых процессов.

Эффективность процессов, происходящих на пляже, еще не полу-  
чила полной оценки. Фолк [86], наблюдая чередование песчаников,  
сложенных плохо окатанными и хорошо окатанными кварцевыми зер-  
нами и кварцитах свиты Тускарора (силур) в Западной Виргинии  
(США), объяснял образование хорошо окатанного материала деятель-  
ностью прибоя. Некоторые авторы [304, с. 412] подсчитали, что рас-  
стояние переноса обломочного материала в приливных эстуариях до-  
статочно для окатывания кварцевых зерен даже при том низком про-  
цессе потери массы, который установил Кюнен.

Полевые наблюдения подтверждают результаты лабораторных  
исследований. В классической работе Рассела и Тейлора [265] пока-  
зано, что окатанность песка, переносимого р. Миссисипи между Кейром  
(штат Иллинойс, США) и Мексиканским заливом (расстояние около  
1770 км), явно уменьшается вниз по течению. Авторы пришли к за-  
ключению, что поток не окатывает обломочных зерен, а уменьшение  
окатанности вызвано увеличением степени дробления обломков. На-  
блюдается перепад окатанности на расстоянии 1770 км от 0,24 до 0,18,  
т. е. на 23,5%. С другой стороны, Пламми [238] показал, что окатан-  
ность грубозернистого песка (фракция 1,0—1,414 мм) р. Батл-Кр  
район Блэк-Хилс (штат Южная Дакота, США) увеличивается с 0,

до 0,36 (ва 71%) на расстоянии всего 64 км. Однако окатанность зерен той же песчаной фракции в р. Чейен (штат Южная Дакота, США) увеличивается с 0,42 до 0,44, едва больше 5% на расстоянии переноса 240 км (рис. 3-28). Кварцевые обломки (0,088—0,250 мм) в песках Рью-Гранде (Аргентина) не обнаруживают существенного различия окатанности на расстоянии более 100 км переноса [205, рис. 16 и 17]. Окатанность песков, перенесенных вдоль берега озера Эри, как и песков в р. Миссисипи, уменьшается вниз по течению [235], что явно связано с сортировкой материала. Поскольку между сферичностью и окатанностью существует прямая зависимость, уменьшению сферичности обломков вниз по течению потока соответствует ухудшение окатанности. Очевидно, что в руслах крупных рек с медленным течением, таких как, например, Миссисипи, преобладает процесс сортировки, и таким образом любое улучшение степени окатанности обломков по течению реки будет замаскировано сортировкой материала в том же направлении. Трудно предположить, что круто падающие горные потоки Блэк-Хилс, переносящие грубообломочный материал, смогут окатывать песчаные зерна, а в реке Миссисипи будет ухудшаться окатанность материала за счет возрастающей степени раздробленности.

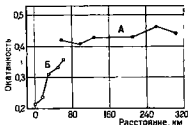


Рис. 3-28. Соотношение между окатанностью и расстоянием переноса зерен кварцевого песка фракции 1,0—1,4 мм в водотоках штата Южная Дакота. По Пампли [238]. А — река Чейен, Б — ручей Батл-Крик

Не получила полной оценки роль процессов растворения в формировании окатанности кварцевых зерен. Кюнен [183, с. 448] считал, что она чрезвычайно незначительная, поскольку в противоположном случае растворение должно в первую очередь отражаться на окатанности мельчайших зерен, которые характеризуются на самом деле минимальной окатанностью. В определенных условиях, особенно в некоторых типах почв, наблюдается растворение кварца *in situ*. В частности, на это явление обращал внимание Крук [51].

Следует иметь в виду, что однажды приобретенная окатанность обломков, особенно кварцевых песков, не исчезает. Более того, кварцевые пески обычно переотлагаются, поэтому окатанность материала в любых конкретных отложениях может быть унаследованной от более ранних стадий переноса. Это положение также справедливо для гальки кварцитов или жильного кварца.

Попытки использовать окатанность песчаных зерен для диагностики условий осадконакопления имели ограниченный успех. По данным некоторых исследователей [17, 331], изучавших современные отложения на побережье района Галф-Костл, обломочный материал из различных обстановок незначительно отличается по степени окатанности.

## Структура поверхности

Мелкие или микроскопические черты рельефа поверхности обломочных зерен, не зависящие от их размеров, формы или окатанности, называются структурами поверхности. К ним относятся полировка, образование матовой поверхности, царапины на поверхности

и т. п. Некоторые черты различимы невооруженным глазом, видны только под микроскопом, а в некоторых случаях — под трюнным микроскопом. Считается, что многие из этих черт имеют типическое значение [155]. Это положение иллюстрируют царапины ледниковых валунах. Образование матовой поверхности песчаных зерен объясняется золотыми процессами.

Песчаные зерна или галька могут унаследовать свою форму и окатанность от более древних отложений различного происхождения, также и частица или обломок наследуют знаки на поверхности. Однако для преобразования этих черт строения необходимы меньшее истирание и значительно меньший перенос, чем для изменения окатанности, формы или размера. Знаки на поверхности зерен или обломков легко наносятся и легко стираются. Например, Уэнтуэрт [334, с. 114] экспериментальным путем определил, что перенос на расстояние 560 м может привести к уничтожению ледниковых царапин с поверхности известняковой гальки без существенного изменения формы. Бонд [24] отмечал, что матовая поверхность песчаных зерен из отложений пустыни Калахари исчезает менее чем через 64 км переноса материком р. Замбези. Наиболее вероятно, что структуры поверхности зерен отражают последний цикл переноса. Но, как и в случае других характеристик, песок смешанного происхождения будет состоять из зерен, обладающих разнообразными поверхностными структурами. Было даже высказано предположение, что на структуры поверхности, образованные за один цикл, могут накладываться структуры последующего цикла [157], таким образом одно зерно может регистрировать несколько эпизодов из своей истории.

Существуют различные структуры поверхности, но их можно объединить в две категории. Один класс выделяется по матовой поверхности или полировке обломка. В другом объединены знаки на поверхности, черты микрорельефа (нарапы, ударные щербинки и тому подобное).

### Полировка и матовая поверхность

Полировка, или глянец, характеризуется блеском поверхности т. е. свойством, связанным с закономерностью отражения света. В результате рассеяния или диффузии света образуется тусклая или матовая поверхность. На полировку зерен указывают отблески от поверхности. Причина образования полировки или ее отсутствия до конца не понятна. Вероятно, что существует несколько причин.

Полировка может возникать механическим способом, при слабом истирании или износе, в частности, если абразивный материал является тонкозернистым. Так образуется золотая полировка выходов кварцитов и отдельных обломков (золотых многогранников). Полировка может возникать за счет отложения стекловидной пленки или глазури, той, что известна под названием пустынный загар. Хотя происхождение этого образования не выяснено, общепринятым является мнение [190], что пустынный загар образуется за счет воды, присутствующей в породе, испаряющейся под жарким солнцем; вещества, растворенные в воде, выделяются в форме труднорастворимых окислов железа, марганца и кремнезема, смесь которых образует тонкие крепкие оболочки на зернах. Некоторые геологи считают, что хорошо отполированные зерна образуются при пескоструйной обработке. Лаудермилк считал, что некоторые разновидности лишайников аккумулируют

железистые и марганцевые соединения. Рост лишайников прекращается с накоплением этих продуктов, которые переносятся на поверхность гальки кислотами, образующимися при отмирании лишайников; так можно объяснить появление марганцевых оболочек на обломках пород, не содержащих марганец. Процессы испарения и окисления под жарким солнцем пустыни приводят к образованию остатка, слагающего пустынный «загар». Однако Хант [125], отмечая выраженный характер этого явления в аридных районах, считал, что оно может развиваться и в гумидных областях и что значительная часть «загара», наблюдаемого сегодня в пустынях, образовалась ранее в более гумидном климате.

Наиболее совершенная полировка устанавливается на гальках, окруженных глинами, примером которых являются гастролиты, или «желудочные камни» дрезних рептилий — плезиозавров. Наиболее известны из них гальки из морских меловых глинистых отложений [111, 300]. Хотя об этих образованиях написано очень много, нет единого мнения по поводу происхождения их полировки, которую объясняли эоловой деятельностью, истиранием в желудке животного и уплотнением глинистого матрикса.

Полировка и особенно высшая ее степень — глянец — явления исключительные. У большинства галек поверхность тусклая. Редко бывают хорошо полированы кварцевые зерна. С другой стороны, некоторые песчаные зерна поражают характером поверхности, которую различные исследователи описывали как «матовую» или «морозную» (frosted). Например, такая поверхность наблюдается у хорошо окатанных зерен кварцевых песчинок Сент-Питер (ордовик) в верховьях долины р. Миссисипи. Образование матовой поверхности объяснялось эоловой деятельностью, и Кайе даже картировал это свойство плейстоценовых отложений в Европе, рассматривая его как критерий доледниковой эоловой деятельности. Внешнее ее сходство с поверхностью, образующейся при пескоструйной обработке стекла, подтверждает это теоретическое предположение. Однако последние работы [187, 186, 248] показали, что образование матовой поверхности зерен наиболее вероятно вызывается химической коррозией — обработкой кварцевого зерна слабым раствором плавиковой кислоты за короткий отрезок времени. Кварцевые зерна в карбонатных песчанниках слегка корродируются или частично замещаются карбонатным цементом. Такие зерна, подвергшиеся химической обработке, обладают матовой поверхностью [330], что позволяет предположить их постседиментационное происхождение. Однако Рот [260] считал, что матовая поверхность зерен образуется при первичном разрастании зерна, а не при истирании или растворении.

Как отмечали Кюнел и Педок [187], микрорельеф зерна, вызывающий рассеяние света, и образующаяся при этом матовая поверхность объясняются несколькими процессами. Макроскопические черты вероятно объясняются процессами абразии, но микрорельеф (черты менее 2 мкм в основном и создают матовые поверхности) создается химическим путем в результате чередования увлажнения и высыхания, связанного с образованием и испарением росы и соответствующим растворением и осаждением. Этот химический процесс образования матовой поверхности захватывает все зерно полностью, даже углубления на его поверхности. Грубые элементы матовой поверхности образуются за счет абразии только на выступающих частях зерна.

Наиболее изученные черты микрорельефа на гальках и валунах хорошо видны невооруженным глазом. К ним относятся штриховка, царапины, следы ударов и шербины или ямки. Штриховка и царапины на поверхности гальки представляют собой в основном результат ледниковой обработки. Уэнтвэрт [339, 343] обращал внимание на воздействие субарктических рек, в которых образуются штрихованные валуны. Содержание таких валунов в некоторых руслах достаточно высокое; во многих случаях большинство обломков крупнее определенного размера покрыто штриховкой. Галька, испещренная речным льдом, не имеет характерных граней, образуемых ледником. Штрихованная галька встречается не так уж часто даже в ледниковых отложениях. Уэнтвэрт [342], изучавший моренные образования в Висконсине, отмечал совершенство штриховки валунов, слагающих эти отложения. Было изучено более 600 галек и валунов, 40% которых не обнаруживают признаков штриховки, на 50% она слабая или четкая на одном боку и только 10% обломков покрыты хорошо выраженной штриховкой (см. рис. 4-20). Наиболее часто встречается и лучше всего выражена штриховка на известняковых валунах. Валуны, сложенные кремнистыми или грубозернистыми изверженными породами, практически лишены штриховки. Следовательно, не вызывает удивления тот факт, что древние, хорошо сцементированные тиллиты, из которых практически невозможно извлечь гальку или валун, обнаруживают сходные штрихованные обломки или не содержат их вообще.

Штрихи выглядят как идеально узкие, прямые или почти прямые царапины, четко врезающиеся в поверхность, на которой они падают. С ними связаны следы ударов (bruises), которые грубее, короче и шире, чем штрихи, и обычно располагаются кулисообразно. Гвоздевидные (nailhead) царапины представляют собой штрихи, у которых наблюдается выраженная начальная точка штриха. Такие царапины становятся уже от этой точки или сходят на нет, штрих либо не имеет конца, либо он неясно выражен. Если валуны заключены в матрице, их штрихи вытянуты по направлению движения льда. Они, следовательно, располагаются параллельно длинным осям валунов (см. раздел, посвященный текстуре пород).

Можно выделить четыре основных типа штриховки: параллельную, субпараллельную, разбросанную (беспорядочную) и решетчатую. Решетка возникает при пересечении двух или большего количества параллельных систем. Субпараллельная и беспорядочная штриховка характерны для ледниковых валунов. Параллельная и субпараллельная штриховка вытянута вдоль длинной оси валуна. Уэнтвэрт [343] отмечал, что решетчатый тип особенно редок расположенными штрихами, встречается относительно чаще на валунах из ледовых речных заборов, чем на тектонических валунах.

Штриховка (в широком смысле) также образуется при деформации пород под давлением. Такие знаки устанавливаются на гальках или валунах заключенных в тонкозернистой матрице. В результате гальки деформации обычно образуются микроштрихи, наиболее крупные из которых едва различимы невооруженным глазом [136, 47]. Микроштриховка обычно параллельная, а не беспорядочная, в гальке, помеченная таким образом, обнаруживает «тектоническую полировку». Этими чертами в сочетании с микротрещинами деформационные струж-

туры поверхности отличаются от тех, что были нанесены на гальку до ее отложения.

Для некоторых галек характерны шрамы в форме полумесяца или следы ударов, особенно если они сложены кремнями или плотными кварцитами. Эти мелкие отметины возникают при ударах о поверхность валуна или гальки и, вероятно, указывают на высокую скорость течения. Их происхождение связывается скорее с речной деятельностью, чем с процессами на пляже [148].

Поверхность многих галек нарушена вмятинами или ямками. Они могли образоваться при травлении и избирательном растворении неоднородных компонентов породы.

Грубозернистые изверженные породы характеризуются ячеистостью или пещеристостью, а поверхность обломков мелкозернистых пород, таких как кремни, кварциты и большинство известняков, обычно гладкая. В различных условиях абразии обломки даже грубозернистых пород могут оказаться гладкими. В обычном случае термин ямчатая (pitted) галька применяется к гальке или валунам, вмятинам на которых не связаны ни с структурой породы, ни с избирательным выветриванием. Такие углубления обычно встречаются из-за контакта между соседними гальками. Размеры углублений различные, от нескольких сантиметров в поперечнике и до сантиметра глубиной (рис. 3-29). Обычно ямки



Рис. 3-29. Ямчатая галька из докембрийских отложений, Большое Невольничье озеро, Северо-Западная территория Канады. Фото С. Вебера

имеют гладкие края и резкий контур, как будто вырезаны в породе мелкой ложкой. Кюнсен [177] проанализировал литературу, посвященную таким ямчатым галькам и проблеме их образования. Их происхождение объясняли взаимным повреждением под давлением (тезис, несостоятельность которого легко показать), а также явлением растворения, вызванного давлением в точках соприкосновения [296, 177].

Ямчатую гальку не следует смешивать с «травленной галькой», испытавшей растворение верхней части и настолько корродированную, что она по форме напоминает раковину [278].

Микрорельеф гальки легко виден невооруженным глазом. Однако микрорельеф песчаных зерен различается только под микроскопом. Поэтому только недавно началось тщательное изучение микрорельефа песчаных зерен и особенно под электронным или сканирующим электронным микроскопом [158, 159, 160, 239, 156, 196, 301, 161, 248, 79]. Эти исследования установили на поверхности кварцевых зерен бесчисленное множество отметин различных размеров и форм.

Значительные усилия были затрачены на увязку определенных типов микрорельефа с характерными условиями осадконакопления. Особое внимание было уделено типам микрорельефа на зернах, образовавшихся в литораальной, эоловой и ледниковой обстановках. Задача заключалась в отборе образцов из различных условий осадконакопления для того, чтобы установить характерные структуры поверхности каж-



дого обломка. К сожалению, было установлено, что песчаные в некоторых изученных обстановках претерпели сложную и испытали первоначально перенос льдом и возможно в воде, причем накопились в виде современного пляжа или дюны. Наложение структур поверхности, образовавшихся в различных условиях [157, с. 453—454], установлено давно, хотя считалось, что предыдущие структуры поверхности быстро стираются. Плохое понимание связей между микрорельефом поверхности и определенными процессами, отсутствие каких-либо общепринятых способов измерения или описания наблюдаемых истин — все это уменьшает значимость структуры поверхности песчаных зерен как критерия для установления способа или условий осадконакопления. Польза от такого подхода к изучению древних отложений практически не установлена; несомненно, диагенез основным образом изменяет поверхность зерен, поэтому даже если установлены критерии, основанные на объективных и воспроизводимых данных, может оказаться, что применять их к древним породам трудно, особенно если песчаники настолько сцементированы, что могут изучаться только в шлифах.

### **Структура и геометрия каркаса осадочных пород** **Структура**

Геологи давно проявляют интерес к структуре осадочных пород, особенно обломочных отложений. Джемисон [132, с. 349] наблюдал в Шотландии ориентированное расположение обломков в речных отложениях, по систематическое изучение структур не проводилось до выхода в свет книги Бруно Зандера [270]. Хотя в этой книге рассматривались в основном структуры метаморфических пород, в ней содержались методические указания и основные принципы изучения, которые можно легко применить для исследования структур осадочных пород. За последние годы объем публикаций по этому вопросу значительно вырос. Опубликованные работы тщательно рассмотрели Поттер и Петтиджов [241, с. 23—61] и Йоханссон [134].

Основная цель большинства исследований первичной структуры осадочных отложений заключалась в восстановлении направления потока, преобладавшего во время образования отложений. Только сравнительно недавно структуру отложений стали использовать для выяснения процесса переноса. Изучение структуры главным образом проводилось на песчанниках, грубообломочных отложениях и тиллах плейстоценового и доплейстоценового возраста. Структура пород оказывает большое влияние на их физические свойства, а именно, на тепловую, электрическую, флюидную и ультразвуковую проводимость.

Изучению структур доломитов и известняков уделяется меньше внимания, чем эти породы заслуживают. Возможное практическое применение результатов таких исследований показано в монографии Зандера [270], посвященной изучению триасовых известняков и доломитов Австрии.

### **Определения и основные положения**

Структура (fabric). Этот термин седиментологи употребляют обычно для обозначения пространственного размещения и ориентирования элементов породы. В таком применении он уже, чем термин *geölge* (структура), применяемый Зандером [270], в который он вкладывал

определение таких свойств, как гранулометрический состав, сортировка, пористость и т. д.: эти свойства обычно определяют структуру породы. Элементом структуры осадочной породы может считаться единичный кристалл, галька или песчаное зерно, раковина или любой подобный компонент.

Упаковка определяется распределением или «плотностью» размещения элементов структуры. Даже в породе, из целого сложенной сферическими элементами, равными по размеру, существует несколько способов, которыми эти сферы можно расположить или упаковать. Когда форма и размеры элементов различны, характер упаковки усложняется. Хотя структура породы и ее упаковка между собой тесно связаны, это не одно и то же.

Любой несферичный элемент (такой как галька) ориентирован в пространстве. Когда из всевозможных направлений значительное число элементов принимают определенную ориентировку или выбирают преимущественное направление, про такие элементы (например, грубообломочные отложения, содержащие ориентированную гальку) говорят, что они характеризуются предпочтительной ориентировкой или обнаруживают анизотропную структуру. Тип строения подчеркивается расположением длинных осей гальки, субпараллельным размещением граптолитов в глинистых сланцах, выдержанному залеганию раковин моллюсков выпуклой стороной вверх и т. п. Такая структура породы считается направленной. Если же структура подчеркнута расположением кристаллографических направлений (например, оси кварцевых зерен), то такая структура называется кристаллографической. Обе разновидности структуры могут быть тесно связаны между собой или не связаны вообще и, наконец, в породе, состоящей из обломков других пород или раковин, кристаллографическая структура не устанавливается.

Выделяются два генетических типа структур: деформационные и наложения. Деформационная структура образуется при внешнем воздействии на породу и возникает при вращении или движении слагающих элементов под давлением или росте новых элементов общей ориентировки в напряженном поле. Такой тип структуры характерен для метаморфических пород. Структура наложения (*apposition fabric*) возникает во время отложения материала и является «первичной» структурой. Большинство осадочных пород характеризуется именно этим типом структуры, хотя уплотнение осадочных пород, сопровождаемое уменьшением пористости, отчасти проявление деформации, вполнозначают первичную структуру. Подобную деформацию может приостановить процесс ранней цементации, и несколько его стадий можно установить по некоторым конкрециям [226]. Структура наложения (первичная) фиксируется поведением длинных элементов (например, длинных осей гальки) в силовых полях, например, в гравитационном или магнитном полях Земли. Большинство несферичных предметов выбирают наиболее устойчивое положение, и в результате действия силы тяжести по длине такие тела ориентированы параллельно поверхности отложения осадка. Однако под действием потоков положение этих элементов изменяется и может происходить их переориентировка в соответствии с направлением течения.

Не все седиментационные структуры (первичные) относятся к этому типу. Часть из них представляет собой структуры роста, которые образуются при росте кристаллов и часто связаны со свободной поверхностью. В результате роста кристаллов, располагающихся пер-

пендикулярно к таким поверхностям, например в жеолах, и т. д., образуются первичные структуры такого типа. Они рассматриваются в разделе, посвященном диagenетическим структурам.

### Элементы структуры и их анализ

Только те элементы структур, которые имеют неравные размеры по осям, реагируют на движение потока и приобретают определенную ориентировку. Сфера, в которой все размеры равны, может не реагировать на течение. С другой стороны, трехосный эллипсоид ориентирован в пространстве, и его положение можно определить. Обычно определяют ориентировку длинной осью, если эллипсоид продолговатый, и короткой, — если он приплюснутый.

Почти каждый обломочный компонент может служить элементом структуры, хотя максимальную ценность имеют те обломки, у которых размеры по осям не равны. Обычно изучают положение в пространстве самых нехарактерных осей гальки или песчаных зерен. Наиболее информативными элементами структур, особенно в глинистых отложениях, являются листочки слюды, даже слюды глины, и обломки растительной ткани (стебли растений, продолговатые обрывки листьев). Обломки скелета, особенно ортоцерид, теиакулиты, раковины двусторонних моллюсков и круто закрученные гастроподы легко поддаются ориентировке и являются полезными элементами структуры породы.

Ориентировку элементов структур, например, гальки можно охарактеризовать двумя углами. Один из них — направление («простирание»), или азимутальный угол между некоторой осью гальки и меридианом; другой — склонение («погружение» или «падение») этой оси, угол между рассматриваемой осью и горизонтальной плоскостью. Длинные оси галек могут иметь преимущественную ориентировку, но у гальки определенной формы, например, приближающейся к диску, преимущественная ориентировка длинной оси может отсутствовать или (в лучшем случае) будет особо выражена. В этом случае ориентировку контролируют широкие плоские стороны предмета. Положение этих сторон (плоскостей  $a-b$ ) определяется по азимуту и углу, который они образуют с вертикалью («полюсом плоскостей»). По существу, это направление совпадает с наименьшим диаметром гальки (ось  $c$ ).

Если гальку, извлекаемую из матрикса, отметить соответствующим образом в обозначении, а затем в лаборатории ориентировать в том же положении по отношению к странам света, что она имела в обозначении, то, применяя гониометр, можно измерить азимут и угол падения длинной оси и перпендикуляра к максимальной площади сечения [114]. Конечно, если слон наклонен, то этот наклон необходимо соответствующим образом учесть. Читателю, заинтересованному в изучении технологии отбора образцов и методики измерения, мы рекомендуем соответствующие работы [241, с. 28, 40; 26, с. 258-312].

Результаты наблюдений над сотней или большим количеством лек можно представить графически в различном виде. Например, определения направления движения льда по результатам ориентировки длинных осей валунов в тиллятах. Значения можно сгруппировать в классы (через определенный угол, например через  $20^\circ$ ), выделить модальный класс или метрическое значение азимута.

добную «круговую» частоту распределения, рассмотрены и проанализированы в работе [133, с. 313—333]. Возможно, более правильно представлять данные в виде круговой диаграммы. Наклоны можно обрабатывать аналогичным способом.

Диаграмма, на которой изображены как азимут, так и наклон длинной оси элемента структуры, называется «диаграммой негоструктуры» [150, с. 226—262]. Положение каждой измеренной длинной оси изображается в виде точки на полярной координатной бумаге, или точки на полярной равномерной сетке Ламберта, или на так называемой сетке Шмидта (рис. 3-30, а). Сгущение точек или их разброс указывает

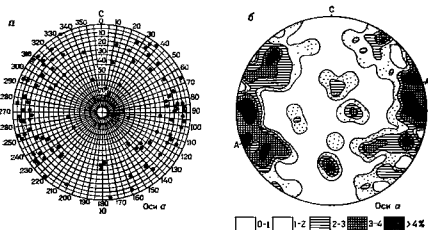


Рис. 3-30. Структура тилей:

а — распределение длинных (и осей гальки тилей на острове Вайконг, показано на равномерной полярной координатной бумаге; б — то же, только в виде диаграммы «негоструктуры» по Кримбелу [164].

Черным показаны максимальные значения, свыше 4%

ют соответственно на наличие или отсутствие преимущественной ориентировки. Такие диаграммы становятся особо наглядными, если представить, что каждая галька по очереди помещается в центр полого шара точно в таком положении, которое она занимает в обнажении. Длинная ось гальки (или любая другая) вытягивается до пересечения с поверхностью шара. Точка пересечения в нижней половине шара («южное полушарие») затем наносится на «полярную» карту этого полушария.

Ориентировка линий в пространстве (оси гальки и т. д.) на диаграмме изображена в виде точки. Плоскость также можно представить в виде точки, отвечающей точке пересечения нормали или перпендикуляра к плоскости с поверхностью шара. При желании можно, например, таким же образом изобразить ориентировку косой слоистости или на одной диаграмме показать ориентировку многих слоев в косослоистых отложениях.

Если линейные элементы ориентированы беспорядочно, то точки, изображающие эти линии на диаграмме, будут на ней бессистемно разбросаны. Если же наблюдается преимущественная ориентировка линий, то точки на диаграмме соберутся в группы. Для изображения группирования или плотности точек проводится соответствующие изо-

линии. На карте плотности населения проводятся изолинии и в соответствующей раскраской — количество человек, проживающих на расстоянии километре территории. Аналогичным образом на диаграммах петроструктур проводятся изолинии для изображения количества точек на единицу площади (рис. 3-30,б). Обычно показывается относительное количество точек (процент), а не их фактическое число. Единица измерения обычно соответствует одному проценту площади диаграммы.

Точки, соответствующие осям элементов структуры или нормалям к определенным плоскостям (косослонным прослоям, например), могут означать центры (так называемые полюса) или зоны, или области повышенной концентрации (получившие название поясов).

Хотя концепция направленной структуры применима ко всем обломочным отложениям в равной степени, в том числе и к некоторым разнородным известнякам, для крепко сцементированных пород замечательны, подобные описанным, и изображения результатов делать трудно. Ориентированное расположение уплощенных галек в конгломератах хорошо заметно по положению их поверхностей, но обычно невозможно найти, отобрать и ориентировать гальки, что не позволяет сделать полный анализ структуры породы. Более информативно изучение подошвы и кровли пластов, на которых можно увидеть ориентировку удлиненных галек, конусообразных (или вытянутых) органических остатков или обломков растительной ткани.

Размерную структуру обломочных зерен в песчаниках определить не легко. В шлифах, перпендикулярных слонности, обычно видно наибольшее измерение зерна, параллельное напластованию или в отдельных случаях находящееся под углом к нему. В шлифах, ориентированных параллельно слонности, заметно предпочтительное расположение удлиненных зерен. Для изучения структуры песчаных пород разработано несколько методов [202, 222, 26].

### Понятие симметрии и типы структур

Когда элементы структуры ориентированы беспорядочно, она называется изотропной, а при предпочтительной ориентировке — анизотропной. Несмотря на то что количество возможных структур достаточно велико, в осадочных породах устанавливается лишь несколько относительно простых разновидностей. Поскольку ориентировка элементов структуры (например, галек) зависит от формы, вероятно, целесообразно кратко рассмотреть типичные случаи узоров ориентировки обломков основных классов, выделяемых по форме.

Эти типы ориентировки наилучшим образом различаются по отношению к двум поверхностям: горизонтальной плоскости, примерно совпадающей с поверхностью осадконакопления, и вертикальной плоскостью, параллельной направлению течения потока. Важное значение имеет ориентировка элемента структуры или соотношение между узором, образованным группой таких элементов и упомянутыми плоскостями.

Разумеется, что для сферических тел структурные узоры не характерны. Удлиненные формы характеризуются по ориентировке их длинных осей. Они могут иметь беспорядочную или изотропную ориентировку (рис. 3-31,а). Эти формы могут располагаться в горизонтальной плоскости, но беспорядочно внутри этой плоскости, и поэтому полюса собираются в пояс, соответствующий простой гравитационной структуре (рис. 3-31,б). Для удлиненных тел обнаруживается ориентировка

структур, образованная течением и возникающая при переориентировке в горизонтальной плоскости, когда полюса либо секут направление течения (рис. 3-31,а), либо располагаются параллельно ему (рис. 3-31,б). Возможны и другие варианты ориентировки удлиненных форм, но они встречаются редко, например, может быть единственный полюс в центре диаграммы (вертикальная длинная ось некоторых латечных образований).

Ориентировку приплюснутых или дискообразных элементов структуры можно характеризовать по расположению коротких осей, как правило, перпендикулярных к диску. Диски могут располагаться в плоскости наложения и полюс короткой оси будет перпендикулярен пласту, в этом случае образуется простая гравитационная структура (рис. 3-31,в), или утолщенные элементы могут перераспределяться течением и приобретать направленное расположение навстречу потоку, в этом случае полюс короткой оси смещен на «периферию» диаграммы (рис. 3-31,г).

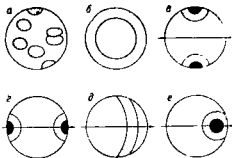


Рис. 3-31. Схематическая диаграмма основных типов ориентировок осадочных структур:

а — изотропная или беспорядочная; б — полюс в плоскости наложения; в — меридиональное расположение полюсов в плоскости слоистости, перпендикулярной потоку (стрелка); г — широтное расположение полюсов в плоскости слоистости; д — полюс, падающий против потока; е — полюс, падающий против потока. Возможны различные сочетания приведенных типов структур

### Структуры осадочных пород

Структура грубообломочных отложений. Направленная ориентировка гальки в грубообломочных породах известна уже давно. Отмечалось, что плоская галька в грубообломочных отложениях и конгломератах, наподобие кровельной черепицы, иногда располагается внахлест, это явление было описано как «кровельная структура» [18, с. 53—54] (рис. 3-32 и 6-7). Кайе [38] изучил наклон около 4 тыс. галек из свит различного возраста (от палеозойских до современных). Расположение галек внахлест встречается достаточно часто, в морских отложениях наблюдаются вариации направления, а в речных осадках направление удивительно выдержанное. Средняя величина наклона гальки в речных отложениях колеблется от 15 до 20°, наклон галек в морских отложениях составляет 2—15°. В целом чем галька больше, тем больше она наклонена. Ориентировка гальки крупного размера яснее выражена, чем мелкой, а гальки, соприкасающиеся друг с другом, ориентированы более четко, чем полностью изолированные. По данным Уируга [322, рис. 21], угол наклона гальки уменьшается вниз по течению, что, по мнению автора, объясняется «плохой сортировкой грубообломочного материала». Гюханссон [135], проводивший скрупулезные исследования после Кайе, отмечал, что расположение галек внахлест является наиболее достоверным указанием направления потока в современных реках. Величина наклона колеблется от 10 до 30°, эти колебания в определенной мере связаны как с удлиненностью обломков, так и с «гидродинамическими условиями». Исключительно крутой

наклон гальки, почти в  $40^\circ$ , установленный Уайтом [346] в докембрийских конгломератах Кевинаван, объясняется концентрацией плоских гальки по краям эрозионных воронок, и таким образом является рой естественного откоса. Если это так, то разность между наклоном биссектрисы угла, образуемого стенами воронки и перпендикуляром к плоскости напластования, будет отвечать первичному углу падения слоев.

Ориентировка длинных осей вытянутых по форме галек понята гораздо меньше. Даже фактический материал нередко противоречив. Многие авторы [165, 168, 274, 70] указывали на расположение удли-



Рис. 3-32 Схема черепитчатого расположения гальки архейских конгломератов, озеро Лял-Вермиллион, западная часть провинции Онтарио, Канада (см. рис. 6-7). По Петтаджоу [233]

ченных галек параллельно направлению потока. Однако некоторые исследователи сообщают о поперечной ориентировке галек в потоке [315, с. 36; 322; 68; 280; 267]; такая же ориентировка подтверждена экспериментально [271, 145]. Эти противоречивые наблюдения, вероятно, являются результатом действия различных факторов. Йоханссон отмечал, что галька, которая переносится при волочении по ложу русла, откладывается перпендикулярно направлению потока, а галька, заключенная в транспортирующую среду, например в ледниковый лед, грязевый поток и тому подобное, стремится ориентироваться по направлению перемещения, поскольку в движущейся среде возникает срезающее напряжение. Как сообщает Раст [267], поперечная ориентировка наиболее выражена в том случае, когда единичная галька встречается в песчаном пласте. С увеличением содержания гальки поперечное расположение исчезает и появляется ориентировка, приближающаяся к параллельной с направлением течения. Скорость течения также является фактором, влияющим на ориентировку обломков; в быстрых потоках образуется скорее параллельная, нежели поперечная ориентировка.

Структура тиллей. Избирательная ориентировка обломочных материалов в тиллях использовалась в качестве критерия для определения направления движения льда [250, 249, 164, 120, 142, 114, 323, 281, 345, 14] и др.). Удлиненные валуны в тиллях наземной морены ориентированы параллельно направлению движения льда, что подтверждается расположением ледниковой штриховки, ледниковых борозд и другими доказательствами движения льда. В ряде случаев наблюдается второстепенная поперечная ориентировка (см. рис. 6-21). В других моренных тиллях структуры бывают значительно сложнее. Структура тиллей оказалась весьма ценным элементом для определения направления движения льда, особенно в «ископаемых» тиллях, в которых другие критерии отсутствуют [193, 110].

Структура песчанников. Структуры песков и песчанников изучены еще хуже, чем грубообломочных пород, в первую очередь из-за трудностей изучения тонкозернистых материалов. Делались попытки измерить

положение фактических [277] и видимых [106, 104, 105] длинных осей зерен и определить ориентировку кристаллографических  $c$ -осей [262] исходя из предположения, что между ними существует тесная связь.

Уэйланд [332] отмечал, что длинная ось обломочных зерен кварца совпадает с кристаллографической осью  $c$ . Ингерсон и Рамич [128] подтвердили данные Уэйланда. В соответствии с этим можно ожидать, что если доинные течения придадут несферичным зернам кварца во время отложения избирательную ориентировку, то порода будет характеризоваться кристаллографической структурой. Анализ нетроструктуры, проведенный Уэйландом для песчанников Сен-Питер (ордовик), по-

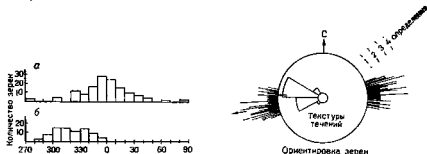


Рис. 3-33. Ориентировка длинных осей песчаных зерен в образце граувакки из свиты Таннер:

а — разрез, перпендикулярный слоистости (обратите внимание на тенденцию к расположению зерен параллельно слоистости); б — линии разреза ориентированы параллельно слоистости. Отмечается группировка зерен у азимута примерно  $320^\circ$ . По Хельмболду [116], с разрешения издательства «Шпрингер».

Рис. 3-34. Направленная ориентировка зерен, сопоставленная с азимутами тектур течений по 57 образцам девонских песчанников из центральной части Аппалачей (По Мак-Айверу [195])

казал, что оптические оси кварцевых зерен обнаруживают подобную ориентировку. Роуланд [262] пытался детально исследовать соотношения между ориентировкой по форме и кристаллографическими направлениями обломочного кварца, но полученные им результаты оказались неубедительными. Существующие трудности отчасти возникают потому, что кварц обладает ромбоэдрической спайностью, хотя и весьма несовершенной, однако в его удлиненных обломках кристаллографическая  $c$ -ось заметно совпадает с вытянутой осью [22, 25, рис. 6, 352]. Тем не менее соотношение между длинным размером обломка и кристаллографической ориентировкой позволяет определить первую величину с помощью фотометра в шлифах, изготовленных параллельно слоистости [202, 201].

В общем виде направленную структуру кварца, связанную с направленным течением, можно наблюдать в шлифах, ориентированных параллельно напластованию, особенно в песчанниках с нарушенной горизонтальной слоистостью (рис. 3-33). График видимых длинных осей зерен, наблюдаемых в таких шлифах, обычно показывает, что среднее направление этих осей параллельно или почти параллельно направлению потока, восстановленного по подошвенным знакам [283]. Аналогичное совпадение между структурой породы и диэлектрической анизотропией отмечал Мак-Айвер [195, рис. 13], (рис. 3-34). Однако известны и исключения из этой закономерности [227, 229].



Указанные соотношения были подтверждены лабораторными исследованиями [61], которые показали, что длинные оси зерен полагаются параллельно потоку, толстые концы асимметричных зерн направлены навстречу течению. Изучение современных отложений ил, рек и дюн указывает на явные ориентированные структуры. [222, 53].

Изучение шлифов песчаных пород в сечениях, перпендикулярных слоистости и параллельных течению потока, обычно показывает, что песчаные зерна, как правило, располагаются внахлест, обычно, хотя и не всегда, приподнимаясь навстречу течению [283].

Установлено, что структура осадочных пород тесно связана с векторной проницаемостью [106, 104, 105].

Структура глини и глинистых сланцев. Установлено, что глинистые частицы, особенно глинистые минералы, обладают студоподобным габитусом, и обломочные частицы глины обычно плоские [199, 15]. Даже если они отлагаются беспорядочно, гравитационные силы и последующее уплотнение приводят частицы в одну и ту же плоскость, таким образом они приобретают параллельную или субпараллельную ориентировку. Такая ориентировка сокращает пористость и придает глинке или аргиллиту анізотропное строение и сланцеватость. Это хорошо устанавливается по результатам рентгеноструктурного анализа каолинита в серии образцов, отобранных из сидеритовой конкреции, от ее центра к периферии [226]. Очевидно, что конкреция зарегистрировала историю уплотнения окружающих ее глин. Конкреция зародилась до наступления ощутимого уплотнения и развивалась до почти полного уплотнения. Структура каолинита обнаруживает направленные изменения от почти беспорядочной в самом центре до хорошо ориентированной на поверхности. Дальнейшее обсуждение химических и механических факторов, определяющих структуру глин, изложено в работе Мейла [206].

Изучение шлифов глинистых пород, ориентированных перпендикулярно слоистости, показывает эффект «одновременного погасания» в скрещенных николях, указывающий на хорошо выраженное параллельное расположение частичек глинистых минералов. Однако Келлер [144] показал, что в некоторых огнеупорных глинах минеральные частицы располагаются беспорядочно, он объяснял это ростом частиц в глинистом теле после отложения. Такие глины обнаруживают раковинистый или неправильный излом.

Структура известняков и доломитов. Первичные структуры известняков и доломитов изучал Зандер [270] и Холт [119]. Холт описал хорошо выраженные кристаллографические текстуры. Зандер описал главный образец структуры роста в порах и других полостях, образованные друзоподобными сростками кристаллов на стенках таких пустот. Маловероятно, чтобы в недеформированных известняках или доломитах наблюдался бы хорошо выраженный кристаллографический структуры.

Направленные структуры встречаются достаточно часто. Они связаны с ориентированным расположением различных плоских (или удлиненных) или выдуло-вогнутых скелетных обломков организмов [71, табл. 11]. Более редко эти структуры рассматриваются ниже; знаменитые текстуры описаны в заключительной части настоящей главы, а также в главе, посвященной известнякам.

Ориентировка органических остатков. Органические структуры также подвержены влиянию течений. Оторванные створки выдуло-вогну-

той формы могут лежать или выпуклой, или вогнутой стороной вверх, но если они переносятся течением, их ориентировка становится однообразной, в данном случае выпуклой стороной вверх. Направленная ориентировка таких раковин является указателем скорости течения и положения подошвы и кровли крутопадающих или перевернутых слоев [266, с. 314]. Однако отмечалось, что в определенных отложениях, предположительно турбидитах, разрозненные створки имеют прямо противоположную ориентировку, а именно вогнутой стороной вверх [52, с. 30]. Подобная ориентировка действительно может быть образована турбидитным течением [208].

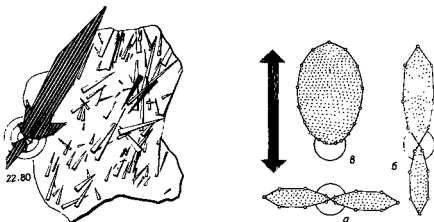


Рис. 3-35. Ориентировка ортоконовых цефалопод в верхнедевонских отложениях (кельвассеральки), в окрестностях Бингена Центральная Европа. По [282]

Рис. 3-36. Идеальные диаграммы ориентировки раковин:

а — поперечная ориентировка раковин удлиненной формы; б — продольная ориентировка удлиненных асимметричных форм; в — ориентировка, определяемая реакцией живых организмов на течение. По [282].  
В случаях 'а' и 'б' действуют только законы механического накопления

Ориентированные органические остатки могут указывать на направление течения. Давид отмечалось, что тентакулиты и колонии грантолитов [263, 214] обнаруживают направленную ориентировку в плоскости слоистости. Ченовит [45, с. 556—559] показал, что ортоконовые цефалоподы и крутозакрученные гастроподы обнаруживают явную ориентировку в трентонских отложениях на территории штата Нью-Йорк. Они стремятся расположиться длинной стороной либо параллельно, либо перпендикулярно к направлению знаков ряби в тех же слоях. Ченовит считал, что раковины, перпендикулярные ряби и параллельные направлению течения, ориентированы таким образом из-за смещенного центра тяжести. Эта точка зрения получает подтверждение, если извести положение длинных осей и отметить направление апикального конца изучаемых форм (рис. 3-35). По данным Зейлахера [282, с. 59], равные, но разнонаправленные моды розы течений («галстук-бабочка») соответствуют ориентировке обломочных раковин перпендикулярно направлению течения, а неравные, но также противоположные моды указывают на расположение параллельно течению. Большая мода указывает направление вверх по течению (рис. 3-36) потока.

Одни из самых распространенных критериев палеотечения «стая слоистость» — линейность, подчеркнутая параллельным рас-  
жением углефицированных растительных остатков. Наблюда  
ориентировка остатков как перпендикулярно [232, с. 1051], так  
параллельно [49, с. 1759] направлению потока, предполагаемая  
характеру других осадочных структур. В обычном случае обломки ори-  
ентированы параллельно потоку, однако некоторые удлиненные квар-  
цевые зерна [127] и большинство вытянутых органических остатков  
[282, с. 95] располагаются в соответствии со знаками ряби длинной  
стороной параллельно углублению, разделяющему знаки ряби.

### Оценка осадочных структур

Как и исследование гранулометрического состава осадочных по-  
род, изучение структур было связано с затратой значительных усилий,  
в обоих случаях полученные результаты не компенсируют затраче-  
ного труда. В изучении гранулометрического состава это отчасти вы-  
звано тем, что методика, хорошо применяемая к современным рыхлым  
грубообломочным отложениям и пескам, оказывается непригодной для  
изучения крепких сцементированных пород. Более того, направленные  
структуры песков могут быть нарушены или уничтожены в результате  
оползаний, волнений и жизнедеятельности организмов. Первичную  
структуру маскируют тектонические движения, которые могут пол-  
ностью заменить ее деформационной. Изучение структур главным обра-  
зом направлено на восстановление направления течения. Такие крите-  
рии течения, как косая слоистость, знаки ряби и нероглифы, различа-  
ются и измеряются легче, поэтому исследователи применяют более  
грубоемкий структурный анализ только в том случае, когда эти кри-  
терии отсутствуют.

Максимальная ценность структур, особенно структур песчаных по-  
род, заключается в установлении ориентировки песчаных тел, вскры-  
тых в процессе бурения. Если существует возможность связать струк-  
туру с формой песчаного тела и затем выявить структуру в ориенти-  
рованном керне, ценность прогнозирования геометрии песчаного тела  
по одной скважине становится очевидной. Знание структурных особен-  
ностей породы также способствует пониманию ее геофизических  
свойств, связанных с анизотропией песчаного тела.

### Геометрия каркаса обломочных отложений

Упаковка. Упаковка породы определяется характером расположе-  
ния элементов каркаса, в котором каждый элемент закреплен и удер-  
живается на своем месте в гравитационном поле Земли силами сцеп-  
ления или точечного контакта друг с другом [102, с. 790].

Изучение упаковки важно по нескольким причинам. Плотная упа-  
ковка приводит к сокращению объема порового пространства и раз-  
мера пор и, следовательно, существенно изменяет пористость и про-  
ницаемость породы. «Открытая» или «свободная» упаковка оказывает  
прямо обратный эффект. Вопрос о том, какие агенты и процессы при-  
водят к колебаниям упаковки, интересовал исследователей пляжевых  
отложений, в которых иногда обнаруживают свободную упаковку,  
а в других случаях — наоборот [146]. Хотя первоначальные контакты  
между зернами главным образом тангенциальные, межслойное раство-  
рение может изменить их настолько, что характер контактов будет со-

вершенно иной, и зерна придут в тесное соприкосновение друг с другом. Изучение взаимоотношений зерна с зерном может пролить свет на природу и глубину постседиментационных диагенетических изменений.

Для анализа упаковки породы требуется дать точное определение явления, разработать подходящую меру «плотности» упаковки и оценить ее преобразования и постседиментационный период. Изучение упаковки может идти как в теоретическом, так и в экспериментальном направлениях с привлечением анализа упаковки равных или разных по размеру шаров и по пути исследования упаковки естественных скоплений обломков как экспериментальным путем, так и в природных условиях. В ряде опубликованных работ рассматривается определенный подход (или несколько подходов) к решению этой проблемы, наиболее крупными являются монографии Гратона и Фрейзера [102, 90] и сравнительно недавние публикации Кана [139, 137, 138].

Элементами каркаса грубообломочных осадочных пород — конгломератов, гравелитов и песков — являются галька и песчаные зерна, из которых эти отложения состоят. Эти обломочные элементы несферичные и неравные по размеру. Тем не менее, для понимания явления упаковки и его влияния на пористость и проницаемость необходимо представить, что твердые обломки представляют собой сферы (во многих случаях компоненты этих грубообломочных отложений имеют почти сферическую форму, а среднее значение сферичности зерен многих песков составляет 0,8 или более). В первую очередь следует рассмотреть агрегаты, сложенные равными шарами, а затем смеси из шаров различного размера.

Упаковка шаров одного размера может быть беспорядочной (или постоянно повторяющейся) и геометрически упорядоченной. Существует шесть принципиальных разновидностей упорядоченной упаковки, но одна из них, а именно ромбоэдрическая упаковка [289, с. 305], является самой «плотной», т. е. обладает минимальной пористостью и наиболее компактным расположением твердых шаров. Поскольку эта же упаковка наиболее устойчивая, строение большинства естественных равнозернистых скоплений приближается к ромбоэдрическому расположению. Упаковка большинства отложений в высшей степени неупорядоченная, хотя в каждом конкретном случае можно выделить «колонны» или участки, характеризующиеся наиболее плотной упаковкой. Ромбоэдрическая упаковка характеризуется элементарной ячейкой из шести плоскостей, проходящих через центры восьми шаров, расположенных в углах правильного ромбоэдра, каждая сторона которого равняется  $2R$  (рис. 3-37). Ромбоэдрическая упаковка прямо противоположна кубической (наиболее «свободной» из возможных упорядоченных упаковок), в которой единица решетки представляет собой куб (все восемь углов являются центрами составляющих шаров). При ромбоэдрической упаковке пористость равняется 25,95%, в кубической составляет 47,64%.

На любой плоскости, проведенной произвольно через упорядоченно упакованные шары, обнаруживается чередование участков, сложенных твердыми материалами, и пустот. Однако площадь этих пустот не будет истинной мерой площади, через которую возможно прохождение флюида, поскольку часть пространства будет блокироваться другими зернами. Если же плоскость пройдет через центры шаров в одном из наиболее плотно упакованных ромбоэдрических слоев, то площадь пустот в таком сечении и будет истинной величиной мин.

мальной площади проводящих каналов или мерой, называть «эффективной пористостью». При плотной упаковке, когда общая пористость составляет 25,95%, пористость равняется 9,3%. Это различие не влияет на свой системы удерживать флюиды, но оно связано с движением до через породу, т. е. с ее проницаемостью.

Если значительное число шаров равного диаметра расположить некоторым образом, то можно будет найти шар определенного малого диаметра, который сможет пройти между крупными шарами и окажется в промежутке. Для наиболее плотной упаковки критический диаметр равняется  $0,154D$  (где  $D$  — диаметр крупных шаров).

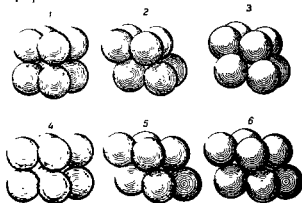


Рис. 3-37. Шесть возможных вариантов упаковки шаров. По Гратону и Фру [102].

Первый вариант — наиболее «открытая», или кубическая упаковка, шестой вариант — «плотнейшая», или ромбоэдрическая упаковка.

Аналогично рассуждение о критическом значении диаметра шара, который хотя и слишком велик, чтобы пройти между крупными шарами, но может быть заключен в межгранулярном пространстве и верояно может попасть туда во время образования осадка. Критические значения заполненности равняются  $0,414D$  и  $0,225D$  при ромбоэдрической упаковке (в этом случае наблюдается два типа пустот разного размера). Эти теоретические рассуждения нельзя применять непосредственно к отложениям, поскольку они не сложены шарами и не образуют полностью упорядоченной упаковки. Тем не менее, если материал находится в промежутках в грубообломочных отложениях, критический диаметр гальки, эта мелкая фракция отложений не была внесена в осадок, а образовалась одновременно с квм. Эти данные следует учитывать при анализе бимодального характера деления, установленного в некоторых классах грубообломочных отложений.

В первичном осадке контакты между обломочными зернами редкие, либо точечные. Случайное сечение через зерна редко проходит через эти точки. Следовательно, зерна совершенно не соприкасаются друг с другом. Если контакты между зернами сильно уменьшены, то площадь соприкосновения, случайная,

шее количество контактов, и количество контактов, приходящееся на зерно в данном поле зрения, увеличится (табл. 3-10). По мере видоизменения тангенциальных контактов они становятся протяженными, выпукло-вогнутыми и сугурными (рис. 3-39). Джейн Тейлор [308] изучала контакты зерен в песчанниках с различных глубин в штате Вайоминг. Обычные пески обнаруживают 1,6 контакта на зерно (более вероятно 0,85 контакта на зерно, по данным Гейтера [98]). На глубине 900 м песчанники имеют 2,5 контакта на зерно, а на глубине 2570 м количество контактов возрастает до 5,2. Следовательно, песчанники как

Таблица 3-10

Количество контактов на зерно в песках и песчанниках

Тип упаковки	От	До	Среднее	Источник
Равные шары			0,63	Гратон и Фрейзер [102]
Искусственный песок	1,00	1,52	1,28	Гейтер [98]
Искусственный песок	—	—	1,6	Тейлор [307]
Известковый оолит	0,70	1,30	0,90	—
Ортокварциты (6 обр.)	1,2	3,1	2,2	Марри [1949 г]
Ортокварциты (3 обр.)	2,3	3,5	2,7	—
Песчаник	2,1	3,6	(2,8)	Бодри [1949 г]
Субграувакки	1,7	2,2	(1,9)	Хейс [1951 г]
Субграувакки	2,3	5,2	4,1	Тейлор [307]

Примечание. Значения, взятые в скобки, являются средними из экстремальных

бы претерпевают процесс «сгущения», который приводит зерна в близкий и протяженный контакт друг с другом. Тейлор объясняла эти изменения явлением межслойного растворения и осаждения, а также течением кварцевых зерен в твердой фазе. Она приводила различные свидетельства давления, такие как, например, изогнутые листочки слюды или потрескавшиеся зерна кварца. Однако возможность течения кварца в твердой фазе трудно доказать\*, и выпукло-вогнутые контакты, наблюдаемые Тейлор, могут, по предположению Вальдсмита [329], означать эффект растворения. Другие обломочные зерна, включая кварцевые, могут быть пластичными, и их деформация приводит к потере пористости. Риттенхауз [253] произвел оценку влияния такого механического уплотнения.

Были предприняты попытки измерения упаковки. Одним из параметров измерения является количество контактов на зерно. Кан [138] предложил два параметра: упаковочное приближение, которое по существу отвечает количеству контактов на зерно (отношение числа контактов зерна с зерном к суммарному числу зерен, подсчитанных по пересечению), и упаковочную плотность, соответствующую отношению суммы всех пересечений зерен к общей длине пересечения (существенная составляющая пористости при отсутствии цемента). Многие исследователи предлагали свои показатели упаковки [291; 290; 2, с. 678; 75, с. 71; 207].

К сожалению, изучение контактов зерен и измерение упаковки ведутся все еще довольно субъективно, отчасти из-за неточных или неполных наблюдений. Первоначальные границы кварцевых зерен

\* В метаморфизованных кварцито-песчанниках происходит миграция границ кварцевых зерен, иногда приводящая к полной рекристаллизации исходной породы (блесте). Это явление и отвечает понятию «течение кварца в твердой фазе». — П р и м е д.

в некоторых песчаниках частично или полностью исчезают границы кварца и наблюдать их можно только с помощью катодолюминесцентной трубки. Другие границы настолько замываются материалами цемента, что наблюдать контакты зерна не удается.

**Пористость.** Пористость породы определяется процентным отношением порового пространства к общему объему породы и пространству породы, свободному от твердой минеральной

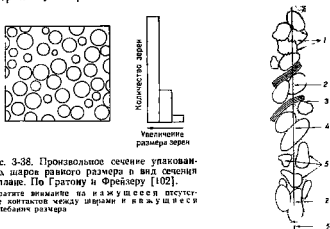


Рис. 3-38. Произвольное сечение упакованных шаров равного размера и вид сечения в плане. По Гратону и Фрейзеру [102].

Обратите внимание на кажущееся отсутствие контактов между шарами и кажущийся колебаний размера

Рис. 3-39. Термины, определяющие структуру и типы контактов между зернами. По Петтиджону, Поттеру и Сьюри [236], с разрешения издательства «Шпрингер».

1 — сutured contact; 2 — выдуло-погнутый; 3 — rounded; 4 — elongated; 5 — обособленные (плавающие) зерна; 6 — линии пересечения

Определяемая таким образом пористость является общей, т. е. объемом всего порового пространства, в противоположность эффективной пористости. В суммарное поровое пространство включаются все промежутки или полости, независимо от того, связаны ли они между собой, и, следовательно, общая пористость больше эффективного порового пространства, в которое включаются только полости, свободно связанные между собой.

В противоположность кристаллическим породам, в которых пористость равняется нулю, обломочные породы обычно умеренно или высоко пористые. Эта пористость объясняется тем, что обломочные компоненты в момент отложения не образуют протяженного контакта, они соприкасаются друг с другом по касательной. Система пор составляет как проводящие каналы для прохождения флюидов через породу, так и объем для их накопления. Поэтому объем такого пространства, образующаяся емкость, породы и ее проницаемость представляют огромную важность, при изучении нефти и газа, рассолов и подземных вод. По этой причине значительные усилия были затрачены на разработку методов измерения пористости и практические ее определения. Заинтересованного читателя автор отсылает к различным лабораторным пособиям, в которых эти методы описаны [221, с. 244, 55]. Для дальнейшего ознакомления со всеми аспектами пористости рекомендуем познакомиться с книгой фон Энгельгардта [76].

Пористость обломочных отложений является главной причиной и основным условием диагенетических преобразований породы. Например, пористость приводит к неоднородному распределению давления, создаваемого массой перекрывающих пород; эта масса распределяется на относительно небольшие площади контакта между зернами, что приводит к растворению зерен в точках соприкосновения и осаждению растворенных веществ в пустотах. Более того, флюиды, заключенные в порах, образуют среду, в которой происходят химические реакции, и они могут сами вступать в реакцию с зернами каркаса отложений. В результате растворения и химического осаждения, выполнения пустот и других диагенетических изменений пористость отложений уменьшается во времени и, следовательно, с глубиной [97, рис. 7; 96]. Чем выше степень диагенеза\* осадочной породы, тем большее сходство обнаруживает она с породами метаморфического или изверженного происхождения.

Пористость можно рассматривать как первичное, так и как вторичное явление [90]. Первичная пористость является наследуемой характеристикой и формируется во время образования породы. Вторичная пористость образуется в результате последующих изменений, которые могут увеличить первоначальную пористость. Вторичная пористость чаще всего образуется в карбонатных породах, хотя и некоторые разновидности песчанников приобретают вторичную пористость в результате выщелачивания карбонатного цемента.

На первоначальную пористость породы влияют неравномерный гранулометрический состав, форма зерен, способ отложений и упаковка осадков, а также уплотнение в процессе осадконакопления и после него.

Теоретически размер зерен не влияет на пористость. На самом деле тонкозернистые отложения характеризуются повышенной пористостью по сравнению с грубообломочными отложениями (табл. 3-11). Однако это наблюдение не устанавливает связи между причиной и следствием, поскольку размер может быть тесно связан с другими свойствами, такими как форма, которая часто является первопричиной отмеченных различий пористости.

Разно- или равнотернистость обломочных частиц имеет принципиальное значение для пористости породы [255]. Обычно максимального значения пористость достигает в породе, сложенной зернами равного размера. Прибавление к такому сочетанию других песчаных зерен, более крупных или мелких по размеру, приведет к уменьшению пористости, и это понижение в определенных пределах прямо пропорционально количеству добавленного материала [96, рис. 2] до тех пор, пока смесь не будет состоять из равного количества всех представленных размеров.

С другой стороны, прибавка глины увеличивает пористость [97, рис. 4]. Однако между распределением зерен по размеру и пористостью не существует простого соотношения. Фрейзер [90] и другие показали, что совершенно различные смеси могут обладать одинаковой пористостью.

Влияние формы зерен на пористость также малопонятно. В общем виде зерна высокой степени сферичности стремятся к упаковке с минимальным поровым пространством. Например, Фрейзер установил, что равномернозернистые пляжевые и дюнные пески, уплотненные в лабо-

\* Для глубоко измененных, но не метаморфизованных осадочных пород в нашей стране применяются термины «эпигенез» и «катагенез». — Прим. ред.



раторных условиях, обладают пористостью около 38—39%, в время дробленные кварцевые зерна имеют пористость около 44%, сколько сферичность дробленых кварцевых зерен около 0,60 а пляжевого песка, вероятно, около 0,82—0,84, ясно, что форма з оказывает незначительное, но ощутимое влияние на пористость. Фр зер установил, что влияние на пористость наиболее выражено в породе сложной исключительно плоской галькой. Определенные обломочные известняки, такие как ракушечники, очень пористы и обнаруживают текстуру типа «жареного картофеля» (potato-chip). Пористость отложений такого типа может достигать 88% [71, с. 108]. Аналогичным образом только что образованные глины обнаруживают очень высокие значения пористости — до 85%.

Таблица 3-11

Соотношение между пористостью и гравулометрическим составом.  
По данным Ли [1919, с. 121]

Размерность материала	Пористость, %		Размерность материала	Пористость, %	
	от	до		от	до
Грубый песок	39	41	Мелкий песчанистый супылок	50	54
Средний песок	41	48	Мелкий песок	44	49

Способ отложения и упаковка зерен оказывают выраженное влияние на пористость. Для модели, сложенной равными шарами, расчеты показывают, что пористость колеблется от 26 до 48% для наиболее плотной упаковки шаров и наиболее свободного их расположения соответственно. Пористость образца экспериментально уплотненного песка колеблется от 28 до 36%. Однако в природе наблюдается преобладание наиболее плотной упаковки с минимальным объемом пустот, поэтому роль упаковки в общем виде незначительна.

Влияние уплотнения на пористость рассмотрено в других главах книги (главы 8 и 12). Максимальный эффект оказывает уплотнение на пористость глин и аргиллитов, пористость является функцией глубины погружения в соответствии с выражением:

$$P = p(e^{-ax}),$$

где  $P$  — пористость,  $p$  — средняя величина пористости глины на поверхности,  $b$  — постоянная,  $x$  — глубина погружения [7]. Первоначальная пористость глины может сокращаться более чем наполовину, но во многих случаях уменьшается на 10% и менее. Уплотнением песков, однако, можно пренебречь. Начальная пористость песка (35—40%) может уменьшиться до очень низкого значения за счет растворения и преотложения или выпадения пор прицементированным цементом. В среднем пористость песчанников колеблется от 15 до 20%. Высокая пористость некоторых разновидностей песчанников до 85%, например девонской свиты Оринжани в центральных Аппалачах, объясняется выщелачиванием первоначального карбонатного цемента [173].

Проницаемость. Проницаемость — это свойство породы, позволяющее прохождение флюидов без ущерба для ее строения или смещения ее частей. Породы считаются проницаемой, если они пропускает через себя ощутимое количество флюидов за определенный отрезок времени и будет непроницаемой, если степень прохождения флюидов незначительна

на. Очевидно, скорость расхода через данное поперечное сечение зависит не только от породы, но и от характера флюида и гидравлического напора или давления.

Проницаемость пористой среды можно выразить через объем флюида  $Q$  (см<sup>3</sup>/с), проходящий через сечение площадью  $S$  (см<sup>2</sup>) на расстояние  $L$  (см). Этот объем прямо пропорционален перепаду давления  $P$  (атм) в начальной и конечной точках системы, и обратно пропорционален вязкости флюида  $V$  (сП).

$$Q = K \frac{CP}{VL},$$

где  $K$  — коэффициент пропорциональности — означает проницаемость, фактор, характеризующий рассматриваемую породу. Этот коэффициент измеряется в дарси. Песок обладает проницаемостью 1 Д, если он пропускает 1 см<sup>3</sup> флюида (вязкостью 1 сП) за одну секунду через

Проницаемость (дарси)											
	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>1</sup>	10 <sup>0</sup>	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>
Материал	I		II			III				IV	
Гидродинамические показатели	Сильноводонасыщенный горизонт					Слабоводонасыщенный горизонт				Непроницаемые породы	

Рис. 3-40. Размах проницаемости у различных рыхлых пород. По Тодду [310], с разрешения издательства «Джон Уайли и сыновья».

I — чистые гравелисты; II — чистые пески, смеси песка и гравия; III — очень мелкий песок, алевроит, смеси песка, алевроита и глина, ледниковый таль, слоистые глины в т. д.; IV — свежие (невыветрелые) глины

сечение площадью 1 см<sup>2</sup> при градиенте давления в 1 атм \* на расстоянии 1 см. Современные пески обладают проницаемостью от 10 до 100 Д и более (рис. 3-40). Но у большинства сцементированных песчанцов проницаемость, вероятно, будет значительно ниже 1 или 2. Поэтому обычно проницаемость приводится в миллидарси (мД).

Трудно преувеличить роль, которую играет проницаемость при изучении коллекторов нефти и водоносных горизонтов. Значительные усилия были затрачены на измерение проницаемости и определение геологических факторов, контролирующих ее. Методика измерения проницаемости подробно описана в различных статьях и лабораторных пособиях [55, с. 335—364; 221, с. 244—249].

На коэффициент проницаемости  $K$  рыхлых песков влияют гранулометрический состав породы, сортировка, форма зерен и упаковка. Влияние размера и его выдержанности на проницаемость изучалось экспериментально. Крамбейн и Монк [170], например, использовали просеянный песок ледниковых наносов, из которого приготавливалась смесь определенного состава. Поскольку большинство природных песков характеризуется логнормальным распределением, то полученные смеси тоже обнаруживают логнормальное распределение зерен по размеру. Образцы подбирались в группы либо с одинаковым средним размером, но переменным стандартным отклонением (сортировкой), либо с одинаковым стандартным отклонением, но переменным средним размером. Таким образом влияние размера и сортировки можно изучать раздельно. Крамбейн и Монк установили, что коэффициент проницаемости ко-

\* В системе СИ 1 атм = 1,03 Па. — Прим. ред.

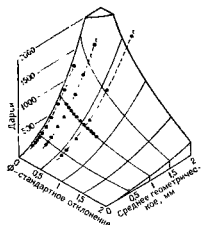


Рис 3-41. Развертка проницаемости. По Крамбейну и Морку [170].

Видна взаимосвязь между проницаемостью, средним размером и стандартным отклонением. По вертикальной оси отложена проницаемость (в дарси), а по горизонтальным осям — средний геометрический диаметр (в мм) и стандартное отклонение (в  $\Phi$  единицах). Характер проницаемой поверхности изображен в виде линий сетки, представляющих собой параллели, параллельные плоскости проницаемости, в отрицательные значения, параллельные плоскости, соответствующей стандартному отклонению проницаемости.

Рис. 3-42 Зависимость проницаемости от размеров обломочных зерен, песчанник Бендэймер нефтяное месторождение Шерхори, окрестности Ленгана, Центральная Европа. По Энгельгардту [76], с разрешения издательства «Шпрингер»

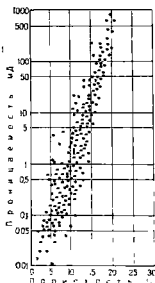


Рис 3-43. График соотношения пористости с проницаемостью, верхнекаменноугольный песчанник. По Фюхтбауэру [97]

леблется прямо пропорционально квадрату диаметра и обратно пропорционально логарифму стандартного отклонения (рис. 3-41). В природных песчанниках устанавливается тесная связь между проницаемостью и гранулометрическим составом: проницаемость увеличивается с увеличением размера (рис. 3-42).

Форма зерен, составляющих породу, выраженная через их сферичность, влияет на проницаемость вероятно потому, что пески с низкой сферичностью зерен приобретают высокую пористость и свободную упаковку, а следовательно, и повышенную проницаемость.

Проницаемость также зависит от упаковки, поскольку, как мы наблюдали для сфер определенного размера, размеры пор (определяющие проницаемость) зависят от характера упаковки. Поэтому любое изменение упаковки, увеличивающее пористость, приведет к увеличению проницаемости; это заключение было проверено экспериментальным путем [77]. Теоретически проницаемость независима от пористости, хотя очевидно, что непористая порода будет также и непроницаемой. С другой стороны, высокопористая порода не обязательно проницаемая. Мелкозернистые породы, несмотря на высокую пористость, обычно

слабо проницаемы. Соотношения между пористостью, проницаемостью и гранулометрическим составом изучались как экспериментальными, так и теоретическими методами [77], а также чисто теоретическими исследованиями [272, с. 100—108]. В первом приближении проницаемость пропорциональна первой производной пористости и обратно пропорциональна второй производной удельной поверхности ( $\text{см}^2/\text{см}^3$ ). Следовательно, чем мельче зерно (и поэтому больше удельная поверхность), тем меньше проницаемость. В песчанниках между пористостью и проницаемостью существует грубая корреляция. Проницаемость имеет значительно больший размах величины, чем пористость (рис. 3-43).

В слонистых отложениях проницаемость выше параллельно слоистости. В некоторых песках значение проницаемости изменяется в различных направлениях параллельно слоистости вероятно из-за априотной текстуры отложений [204; 241, с. 50].

### **Кристаллические и другие структуры эндогенного происхождения\***

Эндогенные структуры, обнаруживаемые в осадках, выпадающих из раствора или образовавшихся при перекристаллизации или изменении ранее существовавших материалов, четко выделяются и заметно отличаются от экзогенных структур — структур обломочных отложений. В первой группе отложений слагающие минералы образуются на том месте, где сейчас находятся, во второй — они попадают в каркас породы в виде твердых частей.

Все что известно о первичных структурах обломочных отложений, мы рассмотрели в предыдущих разделах, теперь рассмотрим наиболее характерные черты структур, образованных химическим путем. Мы не считаем, что указанные типы структур между собой не связаны. Во многих осадочных породах устанавливаются оба типа. Например, песчаник обладает экзогенным или кластическим каркасом, но в нем может быть также и эндогенный цемент кристаллической структуры. Подобным образом во многих песчаниках наблюдаются оба типа структур; в некоторых случаях карбонатные пески обломочного происхождения сцементированы кристаллическим карбонатным материалом, осажденным химическим путем.

### **Кристаллические структуры**

Строго говоря, практически все породы, даже глины, кристаллические, но термин кристаллические обычно сохраняется за теми породами, которые представляют собой агрегаты взаимопроникающих кристаллов. Такие породы называются гранулярно кристаллические, или сахародные. Аркозы, сцементированные кальцитом, также являются кристаллическим агрегатом, хотя так и не называются. Элементами каркаса такой породы являются зерна кварца или полевого шпата, каждое зерно явно кристаллического происхождения, но, принимая во внимание обломочную природу этих зерен, порода характеризуется кластической, а не кристаллической структурой. Однако карбонатный цемент обладает четким кристаллическим строением.

\* У нас термин «эндогенная структура» применяется исключительно при описании пород, сформированных эндогенными процессами (т. е. изверженных и метаморфических). — Прим. ред.

Терминология, применяемая к кристаллическим текстурам и турам осадочных пород, не унифицирована. Фридман [94] рассматривает этот вопрос и отметил большие колебания в применении терминов, к тем того, для описания осадочных пород используется терминология заимствованная из петрографии кристаллических изверженных и метаморфических пород, и эта практика достойна осуждения. Поэтому Фридман предложил новую группу терминов, применение которых ограничено карбонатными породами, что очень неудачно, поскольку аналогичные структуры устанавливаются и у гипса, ангидрита и других кристаллических отложений.

В настоящей книге использована терминология, применяющаяся при изучении метаморфических пород отчасти потому, что не хотелось усложнять и без того сложную терминологию, но главным образом потому, что мы считаем диагенетические процессы — перекристаллизацию, замещение и внутреннюю перестройку (неоморфизм) — а в конечном счете метаморфическим преобразованием породы. Не существует разрыва между диагенезом и метаморфизмом, как принято считать, и все преобразования в твердой фазе считаются метаморфическими, независимо от того, происходят они при нормальных или повышенных значениях температуры и давления. Структуры и текстуры в обоих случаях те же самые, поскольку процессы происходят аналогичные.

Кристаллические элементы. Основными компонентами кристаллической структуры являются отдельные кристаллические элементы. Если они крупные, то структура называется макрокристаллическая, если мелкие — микрокристаллическая, промежуточная структура — мезокристаллическая. Кристаллические структуры, характер которых с трудом определяется под микроскопом, называются криптокристаллическими. Было сделано несколько попыток дать количественные значения предлагаемым терминам (табл. 3-12). Некоторые из них, например микрит, микроспаррит и спаррит, применялись для характеристики кристаллического строения известняков. Они рассматриваются в главе, посвященной известнякам.

Следует принимать во внимание не только размер кристаллов, но и их выдержанность по размеру. Если размеры зерен равные, применяется термин равнозернистая структура, а при неравенстве зерен — разномзернистая. Иногда выдержанность кристаллических зерен по размеру нарушается и выделяются крупные кристаллы, размер которых на порядок выше окружающих. Такие кристаллы аналогичны порфирибламтам гранатов или ставролита в кристаллических сланцах и называются этим термином (порфироиды по Фридману или порфирокристаллическая текстура Фемистера [237]). Например, в некоторых слоях ангидрита встречаются крупные, хорошо заметные кристаллы гипса, заключенные в микрокристаллический ангидритовый матрикс.

Если в крупный кристалл включены мелкие кристаллы другого минерала, структура называется пойкилобластическая (пойкилотопная по Фридману и пойкилохристаллическая Фемистера). Аналогичное строение наблюдается в песчанках, в которых кальцитовый цемент обладает единой кристаллографической ориентировкой на значительной площади и включает множество песчаных зерен (песчаных кристаллов). Таким же образом крупные кристаллы барита могут содержать песчаные зерна (роетка барита).

Форму кристаллических элементов можно характеризовать по признакам степени выраженности наружных граней кристаллов и их сим-

метрии. Те, у которых кристаллические грани не выражены, называются анигедральными (anhedral), а ограниченные хорошо выраженными гранями — эвгедральными (euhedral). Для кристаллов, охарактеризованных единичными гранями или имеющих неполные кристаллические очертания, применяются термины субгедральные (subhedral).

Важно также происхождение границ между кристаллами в кристаллическом агрегате. Границы между кристаллическими элементами могут быть прямыми, изогнутые, фестончатые, зазубренные или сутурные. Спрай [299, с. 19—46] детально изучил проблему

Таблица 3-12

#### Кристаллические структуры и строение

<b>Макрокристаллическая</b> (гранобластовая, более 0,75 мм)
Равнозернистая (границы зерен сутурные или мозаичные)
Ксеноконтная (большая часть зерен без кристаллической огранки)
Гипидиоконтная (зерна частично огранены)
Идиоконтная (грани выражены у большинства кристаллов)
<b>Разнозернистая</b>
Ксеноконтная
Порфириоконтная («порфиробластическая»)
Пойкилоконтная («пойкилобластическая»)
Гипидиоконтная
Порфириоконтная
Пойкилоконтная
<b>Мезокристаллическая</b> (0,20—0,75 мм)
Равнозернистая
Разнозернистая
«Порфиробласты» преобладают (в соприкосновении образуют свободную сеть), основная масса микро- или криптокристаллическая
«Порфиробласты» в подчиненном количестве (рассеянные или изолированные), основная масса криптокристаллическая или пелитоморфная
<b>Микрокристаллическая</b> (кристаллическая природа различается только под микроскопом; 0,01—0,20 мм)
Равнозернистая
Разнозернистая
Криптокристаллический материал в подчиненном количестве
Криптокристаллический материал преобладает
Криптокристаллическая (менее 0,01 мм)

границ между зернами и ее значимость, Батхерст [16, с. 421—425, 462—465] и Фолк [86, с. 17—20] рассматривали этот вопрос применительно к кристаллическим структурам карбонатных пород. Характер границ может указывать на относительный возраст минералов или служит признаком взаимного растворения (микростилолитовые границы), замещения и коррозии (фестончатость) и т. п.

**Структура цемента** Структура цемента — это структура материала, заполняющего поры. В этом отношении кристаллические структуры осадочных образований отличаются от структур метаморфических пород. Два варианта являются наиболее характерными. В первом случае каркас породы химически инертный и не вступает в реакцию с цементирующим веществом или раствором, из которых осаждается цемент. Во втором случае каркас и цемент взаимодействуют друг с другом и в результате сам каркас изменяется. При инертном каркасе вопрос заключается в осаждении минерала на поверхности одновременно со свободным ростом в поровом пространстве. В общем виде осажденные материалы образуют скопления в виде друз кристаллов на стенках пор. Кристаллы растут от стенки к центру поры, некоторые из них занимают

главствующую роль и подавляют рост остальных (рис. 3-44). Кристаллы, растущие с различных поверхностей, смыкаются, и, оказывается заполненной. В других случаях пемантирующий материал образует крупные кристаллические агрегаты, связанные с поровой системой, и цемент приобретает единую кристаллографическую и оптическую ориентировку на значительной площади, включает множество обломочных зерен (пойкилобластовая структура).

Когда зерна каркаса вступают в реакцию, наблюдается несколько иное строение цемента. В отдельных случаях зерна каркаса растут или увеличиваются за счет химического осаждения материала из поро-

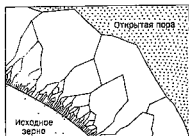


Рис. 3-44. Схема кристаллической структуры заполнения поровой системы. По Петтжау, Поттеру и Спенсу [236], с разрешения издательства «Шпрингер»

микрокристаллический агрегат. Карбонатные обломки многих известняков обнаруживают микритовые оторочки, а неустойчивые обломки пород в некоторых песчаниках превращаются в эпиматрикс (по Диккинсону [65]).

**Структуры перекристаллизации.** Многие осадочные породы подвержены перекристаллизации при нормальных значениях температуры и давления. Это характерно в частности для карбонатных пород, но может происходить и в глинах, ангидритах и даже кремнях. Разкояны, скелетные обломки и цемент, сложенные арагонитом, бывают перекристаллизованы в кальцит. Переход ангидрита в гипс или обратное явление — хороший пример такого типа перекристаллизации, так же как и микрокристаллическая структура кремня, которая возникает в результате искристаллизации кремневого геля. В отдельных случаях процесс искристаллизации носит истинный характер (переход арагонита в кальцит), в других он связан с гидратацией или дегидратацией породы (переход опала в диалезон или гипса в ангидрит). В ряде случаев добавляется новый материал (кальцит к доломиту).

Кристаллизация или перекристаллизация в твердом состоянии приводит к образованию структур в основном «метаморфических» или кристаллобластических по характеру. Кристаллы, растущие таким образом, заполнены включениями, которые либо концентрируются в центре новообразованного кристалла, либо распределяются зонально. Породы, кристаллическое строение которых обусловлено диагенетическими изменениями, как и их метаморфические аналогии, обладают реликтивными структурами и текстурами. Они сохраняют следы первоначальных структур и текстур, которые оказались не полностью уничтоженными

в результате постседиментационной перестройки породы. В такой породе могут быть установлены следы слоистости, оолиты, органические остатки и даже обломочные структуры.

Перекристаллизация может происходить выборочно (затрагивать только отдельные компоненты породы) или быть всеобщей, захватывая породу целиком. Превращение арагонитовых раковин в кальцитовые иллюстрирует первый случай, полная доломитизация является примером второй ситуации. Перекристаллизация может приводить к уменьшению размера зерен, но чаще она приводит к грубой структуре породы.

Исследователь осадочных пород сталкивается с трудноразрешимыми вопросами, например: как различать материалы, подобные матриксу (эпиматрикс), образуемому при разложении элементов каркаса, и микрокристаллический матрикс, образующийся при перекристаллизации внутрипоровых глинистых материалов (ортоматрикс, по Дикинсону)? Крупнокристаллический цемент известняков образуется при осаждении материалов в поровой системе, но порода такого же типа может возникнуть в результате перекристаллизации внутрипорового карбонатного ила. Эти вопросы рассмотрели Дикинсон [65] на примере некарбонатных песчаников, Фолк [87] и Батерст [16, с. 475] — на примере карбонатных пород. Эти вопросы также рассматриваются нами в главах, посвященных песчаникам (гл. 7) и известнякам (гл. 10).

В некоторых породах процесс роста кристаллов осуществляется не полностью, новообразованные материалы встречаются в форме крупных порфиробластов. В других случаях минеральные новообразования принимают форму мелких сферолитов (см. рис. 10-3).

**Структуры замещения и парагенетические ассоциации.** Минералы, осажженные химическим путем и обладающие кристаллической структурой или текстурой, могут образовываться одновременно с накоплением осадка, или позже, возможно при выпадении из растворов в поровом пространстве породы или отчасти замещая ранее существовавшие минералы как обломочного, так и химического происхождения. Поэтому для того чтобы понять эволюцию осадочной породы, необходимо: 1) отличить обломочные минералы от химически образованных, 2) определить последовательность выделения нескольких химически осажденных минералов, 3) уточнить характер размещения осажжденного материала, накопление его в пустотах или при замещении. Для установления таких различий исследователю нужны критерии, а также необходимая оценка этих критериев для расшифровки истории эволюции породы [108, с. 1—3]. Большей частью это структурные критерии, связанные с формой кристаллов, характером границ зерен и подобными показателями.

Для полного понимания истории эволюции породы обязательным условием является определение относительного возраста или парагенеза нескольких присутствующих минералов. Проблема парагенеза минералов и связанная с ней проблема замещения одного минерала другим многие годы привлекала внимание петрографов и исследователей рудных месторождений. В частности, последние, на основании кропотливых наблюдений структур руд и пород, выявили многие критерии, относящиеся к проблемам относительного возраста и замещения [13, 14, 73].

Рекомендуем также ознакомиться с работами Граута, Бастича и др., в которых эти критерии собраны, проанализированы и описаны. Они более понятны в применении к конкретным случаям. Множество подобных случаев описано в рассмотренных работах и иллюстрировано соответствующими зарисовками или микрофотографиями.



Большинство микроструктур и взаимоотношений минералов руд, установленных в различных породах и рудах, присутствуют и дочерних породах.

Относительный возраст двух соприкасающихся минералов почти определяется по структуре породы. Минералы обломочного характера очевидно более ранние по сравнению с теми, которые заполняют пустоты в каркасе. Некоторые исследователи, однако утверждают, что цементирующие минералы образовались одновременно с обломочными, которые они связывают в породу [173]. Минералы, заполняющие каверны или трещины, так же как пустоты, очевидно, более поздние, чем вмещающая порода. Когда пустота заполнена несколькими минералами, их относительный возраст определяется характером взаимных контактов. В общем виде поздние образования нарастают на более ранние. Поскольку на ранних стадиях минералы растут в свободных полостях или в пустотах, заполненных флюидом, они приобретают четкие грани; последующие минеральные заполнения будут повторять форму пространства между ранними кристаллами и поэтому будут лишены кристаллографических очертаний. К сожалению, правильная форма — недостаточный критерий раннего формирования кристалла. Если ограниченный кристалл образовался в процессе замещения, то он будет более поздним по времени, чем окружающий его минерал. Хорошо ограниченные кристаллы кварца, устанавливаемые в известняках, прекрасно иллюстрируют изложенное положение (см. рис. 10-4). Следовательно, необходимо различать кристаллические образования, растущие в растворе, и кристаллы, образованные при замещении в затвердевшем матриксе.

Существует множество критериев процесса замещения, к ним относятся и образование автоморфных кристаллов, секущих ранние элементы текстуры, например, сланцевость, органические остатки и оолиты (см. рис. 10-4). Минералы, образованные при замещении, содержат включения замещенного материала. Эти незамещенные остатки могут иметь общую кристаллографическую ориентировку или могут быть распределены по реликтовому или «призрачному» рисунку, унаследованному от замещенной текстуры (см. рис. 11-8). Фестоночатые контакты, так же как остатки, ограниченные чрезвычайно нарезанным контуром, указывают на замещение (см. рис. 7-21). Наибольшую известность получило явление псевдоморфизма в качестве критерия процесса замещения. Псевдоморфизм замещения органических текстур (растительной ткани, раковин и т. п.) и кристаллические псевдоморфозы (например, кварц по доломиту) — наиболее частые и убедительные свидетельства замещения (см. рис. 11-7). Внимательный наблюдатель сможет найти и использовать другие критерии для определения относительного возраста и процесса замещения. Очень важно, чтобы такие соотношения были тщательно выяснены.

Строение жил. В жилах наблюдаются разнообразные структуры и текстуры. Кварцевые жилы описаны Ламеом [1], а жилы в карбонатных породах — Граутом [108].

Одни выполнены равнозернистыми кристаллами, другие характеризуются незаполненными кавернами, или друзами. Поперечно-волокнистые жилы кварца, кальцита и гипса встречаются довольно часто и они образованы волокнистыми кристаллами, расположенными перпендикулярно стенкам жилы, а некоторые изменены в результате деформации. Гребнистая текстура имеет аналогичное строение; в ней кристаллы образуют призматическую форму, а не волокнистую. Участками такие

кристаллы имеют облик пламени; в них видны признаки роста удлиненных кристаллов от исходной точки. Подобное строение сменяется истинной радиальной текстурой кристаллического нарастания.

### **Оолиты, сферолиты и пелонды**

Во многих осадочных породах содержатся мелкие сферические тела различного минерального состава, обладающие изменчивым внутренним строением. К ним относятся оолиты (также называемые оондами и овулитами), пизолиты, псевдооолиты и пелонды, снастолиты и сферолиты.

Оолиты и пизолиты. Если порода в основном сложена оолитами, то ее структура называется оолитовой. Оолиты представляют собой мелкие сферические и полусферические тела нарастания диаметром от 0,25 до 2,0 мм, наиболее характерный размер от 0,5 до 1,0 мм. Если диаметр оолитов превышает 2,0 мм, то они называются пизолитами. Хотя оолиты, как правило, сферической формы, некоторые бывают уплощенной эллипсоидной формы. Однако в одной конкретной породе оолиты удивительно выдержаны по форме и размеру.

Оолиты давно привлекали внимание петрографов и им посвящена обширная литература. Предлагаем читателю ознакомиться с некоторыми работами, рассматривающими вопрос в общем виде [261, 11, 192, 32, 34, 39, 40, 41, 42, 211], а также с бесчисленным количеством статей, посвященных современным и древним оолитовым отложениям, подобных тем, что известны на Багамских островах [223], а также статьям по вопросам терминологии [63, 83].

Термин оолит применялся как к мелким конкрециям, описанным выше, так и к породам, состоящим из подобных тел. Некоторые авторы во избежание недоразумений применяют термин оолит (в транскрипции oolite) только к пороле, а для обозначения сферических стяжений используют созвучный ему термин, но отличающийся по написанию (oolith) [63]. Однако суффикс — lith используется некоторыми петрографами для обозначения породы, например, biolith (биолит) или кальклит (calclithite). Следовательно, термин oolith тоже является неоднозначным. Термины оонд (в двух написаниях: ooid и ooids) [140, с. 72] и овулит [64] также получили распространение. Твенхофел [317, с. 625] попытался избежать неоднозначности термина, сохранив название оолит только за микроконкрециями и применив прилагательное оолитовый к породам, например, оолитовый кремнез, оолитовый известняк и т. д., в результате чего образовались достаточно четкие понятия.

Кароши [39] различает оолиты и поверхностные оолиты (минеральные зерна или органические обломки, покрытые одним концентрическим слоем). Если различаются два слоя или больше, такое образование считается истинным оолитом. Поверхностные оолиты легко спутать с кальцитовыми зернами, имеющими плотную микритовую оболочку, образующуюся в результате краевой микритизации первоначального зерна, а не при химическом отложении дополнительного слоя.

Лужные оолиты или псевдооолиты бесструктурны. Они могут представлять собой фекальные комочки или разрушенные оолиты, первичное строение которых изменено в процессе микритизации. Может быть, часть из них является хорошо окатанными обломками

микритовых известняков. Такие формы неясного происхождения предлагается называть *пеллодами* [196]. Вероятно, это хороший изоложения, если происхождение тел вызывает сомнения.

В шифах оолиты имеют концентрическое и радиальное строение или то и другое одновременно (рис. 3-45 и 10-25). Оолиты, по-видимому, растут от центра к краям. Во многих из них рост происходит вокруг ядра, сложенного кварцевой песчинкой или мелким обломком раковины.

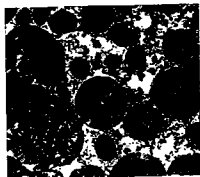


Рис. 3-45 Иксетия Виррир (Их-рир). Страт Колледж, штат Пенсильвания. Бет, анализатора.  $\times 22$ .

Оолит радиального и концентрического строения деформирован карбонатом. Отчасти стилолитный шов, вдоль которого концы трещинок осадочных глин (перфор) и фрагменты обломочной кораллы (белые) и, степень расширения при образовании стилолитов, указывает на деформацию карбоната. Карбонат, который в незначительном количестве рассеян в породе.

и 11-22). Большинство из них массивные в центральной части, уплотненные и заостренные на концах («веретенообразные», *delphino-like* [19]). Деформация оолитов объясняется тем, что в момент залегания они бывают в растянутом состоянии [307, с. 32] и, следовательно, деформация свидетельствует в пользу первичного происхождения этих шалозитовых стилолитов. Даже в некоторых каменноугольных оолитах заметны признаки синседиментационной деформации [44, с. 232, 41]. Конечно, оолиты могут сжиматься и растягиваться под действием тектонических сил, деформирующих породу и все ее составные элементы [48]. Описаны необычные деформированные оолиты, у которых заметны туповые отростки, соединяющие оолиты друг с другом [44, с. 233; 41]. (см. рис. 11-22) Происхождение подобных цепей из сжатых оолитов остается неясным. Возможно, они более характерны для некарбонатных оолитов, хотя оолиты подобного типа установлены и в известняках.

Оолитовое строение породы может частично или полностью исчезать в процессе литогенеза. Процесс перекристаллизации оолитовых пород приводит к образованию крупнокристаллической гранобластовой структуры, в которой могут сохраниться неясные контуры, отвечающие первоначальному концентрическому строению. Обычно это происходит с оолитами, сложенными первичным арагонитом, который перекристал-

лизуется. В других оолитах ядро не различается, либо потому что плотность шифа через него не проходит, либо поскольку его нет. В некоторых оолитах закономерное концентрическое строение прерывается в результате дробления или распада первоначально образовавшегося стяжения, за которым следует новый этап роста [40]. В результате наблюдается «несовпадение» внешних концентрических оболочек и концентров внутреннего ядра. В некоторых оолитах наблюдаются «обломки» или «прослойки», сложенные неориентированным криптокристаллическим арагонитом. Изредка оолиты обнаруживают сложное строение и характеризуются несколькими центрами нарастания.

Снастолитами называются деформированные оолиты [246, с. 362, рис. 4]. Некоторые оолиты, в особенности сложенные шалозитом, бывают тесно спрессованы, изогнуты или деформированы (см. рис. 10-21

ляется в кальцит. В редких случаях внутренность оолита превращается в единый кристалл кальцита, замещающий оолит целиком. В других случаях оолит превращается в плотный микрокристаллический карбонат (микрит) и полностью теряет концентрическое строение. Подобные оолиты легко спутать со сгустками микрозернистого кальцита и обломками микритового известняка. Одной из интересных диагнетических модификаций оолитов является разновидность, образованная при частичном или полном растворении оолита, с образованием пустоты, которая впоследствии заполняется направленным внутрь нарастающим кристаллического материала. В редких случаях образуются оолиты, сложенные двумя «полумесяцами», нижняя часть которой состоит из плотного микритового вещества, а верхняя представляет собой грубокристаллическую шпатовидную мозаику кальцита [42]. Иные диагнетические преобразования оолитов связаны с замещением первоначального стяжения другим по составу веществом, например кварцем, в карбонатных оолитах. Наиболее характерно проявление доломитизации. Доломит образует ромбические кристаллы, акраляции различных размеров в теле оолита. Ромбы доломита пересекают концентрическое строение оолита и отдельные кристаллы могут выходить за пределы стяжения.

Современные оолиты в основном сложены арагонитом, хотя некоторые из них переходят в кальцит непосредственно на месте отложения осадка [72]. Переход, отмеченный выше, может привести к потере характерного строения и превращению оолита в плотное микритовое образование или, в других случаях, в грубозернистую кальцитовую мозаику. Часто оолитовое строение превращается в радиальную текстуру, которая характерна для подавляющего большинства древних оолитовых известняков (см. рис. 3-45). В скрещенных николях как кальцитовые, так и арагонитовые оолиты образуют темный крест, псевдоинтерференционную фигуру одноосного кристалла, у арагонитовых оолитов она объясняется тангенциальной ориентировкой иголок минерала а в кальцитовых оолитах — волокнистым строением кальцита.

«Ископаемые» оолиты могут быть кремнистые, доломитовые, гематитовые, пиритовые и т. д. Некоторые из них представляют собой замещения карбонатных оолитов, остальные выпали в осадок химическим путем. Как упоминалось выше, типичным замещающим минералом является доломит. Кремнезем тоже развивается по карбонатным оолитам иногда перед доломитизацией или после нее. Доказательством вторичного происхождения кремнистых оолитов служат кремнистые псевдоморфозы по ромбоздрам доломита (см. рис. 11-7), вторичные нарастания кварцевых ядер оолитов с тонкой каемкой карбонатных включений на границе раздела между обломочными зернами и кварцевая корочка, указывающая на захват карбонатного матрикса во время нарастания (см. рис. 10-1). Косвенным подтверждением являющиеся [117] четкое замещение оолитов регенерационными каемками кварцевых ядер (рис. 3-46) и «гибридные» оолиты, сложенные частично карбонатом и частично кремнем; граница между ними (рис. 3-47) имеет первичное концентрическое строение. Диагенетические преобразования некоторых кремнистых оолитов чрезвычайно сложные.

Не все некарбонатные оолиты образуются в результате замещения. Хотя процесс образования таких оолитов сейчас в природе не наблюдается, петрографические данные указывают на первичный характер происхождения оолитовых фосфоритов и шамозитовых железных руд. Они рассматриваются в гл. 11.

Для объяснения происхождения оолитов и пизолитов были  
 ложены различные геотетические концепции. По одним представ  
 в их образовании обязательно прямое или косвенное участие орга  
 мов, особенно водорослей [261], по другим — требуется участие гел  
 [34]. Теоретические представления допускают, что пизолиты образуют  
 в результате замещения обломочного материала, не имеющего ооли  
 тного строения.



Рис. 3-46 Известняк арбайл, округ Картер, штат Оклахома, США. Без анализато  
 ра, X80.

Регенерированный кристалл кварца с радиальным расположением включений по периферии  
 обломочного ядра. Кварцевое разрастание замещает кальцит

Рис. 3-47 Кембрижские отложения, Тирон, штат Пенсильвания, США. Николь скве  
 ренный, X40.

Частично окременевший оолит в доломитовом матрице. Исходный карбонатный (вероятно эрапо  
 нитовый) оолит замещается изидовым кристаллопластическим кальцитом. Образуются пучки и  
 тропы кальцита в кальците, которые пересекают концентрическую оболочку включений — ра  
 дийны периферический, концентрический строения. Кремнезем (примеси) внедряется в замещает  
 кальцитовую оболочку. Матрица порою доломитизирована. Падение иллюстрирует сложную послед  
 ственность вторичных замещений

говым строении. Некоторые крупные тела концентрического строения  
 совершенно явно относятся к «водорослевым пизолитам» типа оолитов  
 (рис. 3-48), другие, подобные тем, что встречаются в пизолитовых  
 блоках или железистых латеритах, могут представлять собой продук  
 ты замещения материалов, не имеющих оолитового строения. Однако  
 большинство карбонатных оолитов, как и множество некарбонатных,  
 являются результатом непосредственного химического осаждения рас  
 творенных материалов вокруг ядра в движущейся водной среде. Тесная  
 связь оолитов с зернами обломочного кварца (см. рис. 10-31), кристал  
 лизационный характер многих оолитовых известняков и сортировка этих отло  
 жений указывают на их накопление в движущейся среде. Пилли, [126],  
 составивший хорошую сводку по проблеме происхождения карбонатных  
 оолитов, пришел к выводу, что оолитовые несли из Багамских островов  
 образуются только в тех участках, где излазок подвергается воздействию  
 сильного приливного течения, в оолиты образуются там, где приливно  
 е воды окисли, набегая на мелководье, частотой прогреваются и

становятся заметно пересыщенными карбонатом кальция. Ни водоросли, ни другие организмы в образовании оолитов не участвуют, и разновидность сверлящих водорослей может способствовать разрушению оолитов, если они попадают в «мертвую» зону, т. е. обстановку, в которой нет движущейся вод [126, с. 44]. Наблюдения и выводы Иллингса получили дальнейшее подтверждение в работах других авторов [223, 224].

Несмотря на единое мнение, что оолиты образуются в результате осаждения из растворов в подвизной среде на мелководье, известны исключения и наблюдения, противоречащие общепринятым представлениям. Например, Фримен [91] описал ступени нарастания как слоистые, растущие от центра, которые он назвал оолитами. Эти образования несколько неправильной формы, в отличие от настоящих сферических и оглоуправанных оолитов, обнаруживают признаки асимметричного нарастания и встречаются на мелководье в районе лагуны Мадре, штат Техас, США. В некоторых оолитовых известняках оолиты размещаются в микрокристаллической матрице, который по своему происхождению несовместим с высокоэнергетической средой, необходимой для роста оолитов.

**Сферолиты.** Термин сферолит применяется к любому сферическому телу, обладающему радиальным строением. Некоторые конкреционные тела представляют собой сферолиты. Многие оолиты также можно назвать сферолитами, но, как упоминалось выше, вероятно, такое радиальное строение имеет вторичный характер [72, с. 1380]. В настоящей работе термин сферолит сохраняется за такими мелкими субсферическими телами с радиальным строением, которые образовались *in situ*. Они чем-то похожи на сферолитовые тела, которые образуются при разложении вулканического стекла и встречаются в определенных сферолитовых лавах. Например, в известняках образуются сферолиты чанделона (см. рис 10-3) и чандела [220, с. 162]. Сферолиты чандела, в отличие от оолитов, характеризуются несколько неровной поверхностью. Более того, если центры роста таких тел располагаются достаточно близко, происходит их взаимное прорастание. При широком развитии взаимного прорастания растущие сферолиты превращаются в тесно упакованные многогранники. Оолиты могут дробиться, а осколки образуют ядра новых оолитов, что, по-видимому, невозможно при образовании сферолитов. Некоторые из так называемых «многогранных пизолитов» могут оказаться синседиментационными сферолитовыми телами [285].



Рис 3-46. Сизурийские отложения 4. Мальерн. Англия. Бел апалитизация  $\times 20$

Карбонатный пизолит, возможно водорослевого происхождения. Обратите внимание на сложный характер некоторых пизолитов. В основном они имеют концентрическое строение

## Биогенные структуры

Во многих осадочных породах фауна является составной частью. Организмы могут быть второстепенным компонентом в породе как, например, в некоторых разновидностях известняков, могут быть преобладающим элементом. В нашу задачу не входит анализ биологических аспектов остатков фауны (морфологии и таксономии) и их стратиграфического значения, мы рассматриваем органические остатки в качестве составной части породы. Петрограф должен уметь различать обломки организмов в шлифе и по их составу, сохранности и характеру залегания делать соответствующие выводы о происхождении изучаемой породы.

Здесь мы не рассматриваем крупные постройки органического происхождения. Рифы, например, как тела осадочных пород, рассматриваются в гл. 5; мы исключили также различные механические отпечатки, следы и ходы организмов, нарушения слоистости, вызванные их жизнедеятельностью, и даже такие формы, как строматолиты, происхождение которых также связано с жизнедеятельностью организмов. Все эти биогенные осадочные текстуры описываются в гл. 4. Здесь мы останавливаемся на характеристике фауны и ее обломков как составных частей каркаса грубообломочных отложений. Мы должны знать происхождение скелетных обломков, т. е. какие организмы они представляют — водоросли, фораминиферы, кораллы и т. д.

Интерес к петрологии известняков, наблюдаемый последние двадцать лет, стимулировал исследователей к изучению этих вопросов. Несмотря на то что Сорби [297] первым описал петрографическую природу органических остатков, до недавнего времени этой проблеме уделялось мало внимания. Здесь дается общая характеристика вопроса, для более подробных сведений рекомендуем ознакомиться с несколькими монографиями [197, 121].

### Состав и сохранность

Фаунистические остатки являются свидетельством жизни прошлых эпох. Они могут захороняться в неизменном виде, как, например, наиболее устойчивые остатки — кости, зубы и раковины. Большинство раковин и подобных им образований в первичной форме сложены карбонатом кальция, но даже их состав непостоянный, в нем колеблется содержание магния и других химических элементов (см. табл. 10-5). Остальные раковины состоят из фосфора, кремнезема или лития.

Органические остатки изменяются в различной степени. Часть карбонатных раковин вышлачивается, другие перекристаллизуются и утрачивают первоначальное строение. Кости и аналогичные остатки могут обогащаться фтором. Материал растительного происхождения, например целлюлоза, лигнел разрушается и в древних породах превращается в тонкие углеродистые примазки. Растительные ткани, хитиноподобные материалы и даже мягкие животные ткани могут тоже сильно измениться. Такие органические остатки в породе выглядят как углеродистые пленки — остаточная часть органического вещества, подвижные компоненты которого улетучились в анаэробных условиях. Углеродизированные растительные остатки встречаются в большом количестве в аргиллитах, залегающих в разрезах угольных пластов. Многоотдельные обломки углеродизированного дерева найдены в глинах и песчанниках. В некоторых случаях, например в «минеральном древесном угле»

(фюзен) и в «угольных шарах» [302], перегородки клеток ткани углефицированы, а сами клетки заполнены минеральным образованием, обычно кальцитом (см. рис. 11-43). Некоторые из органических остатков исключительной сохранности получили широкую известность. Граптолиты в ордовикских сланцах и черных глинах сохраняются в виде тонких угольных пленок.

Органические постройки могут быть полностью замещены, и современный химический состав фаунистических остатков совершенно не связан с первоначальным. Такие замещения (окаменелости) по сути дела представляют собой скопления мелких минеральных компонентов породы, которые играют такую же геохимическую роль, как конкреции, желваки и т. д. Среди материалов, замещающих фаунистические остатки, встречаются кремнезем, карбонаты и сульфиды железа. При подобных замещениях характер строения органических остатков может сохраняться в деталях.

Во многих случаях не сохраняется ни первоначальный органический остаток, ни продукт его замещения. Вместо них устанавливаются подости, называемые отпечатками, оставленные растворившейся раковиной. Отпечатки сохраняют форму и внутреннюю скульптуру первоначального органического остатка. Если отпечаток заполняется инородным веществом, то получается слепок. На них также видны внешние черты строения первоначальной раковины (но не ее внутреннее строение). Заполнение внутренней двустворок часто называют внутренним слепком (ядром). В строгом смысле понятий это внутренний отпечаток раковин.

Фекальные комочки, или выделения (главным образом пеллеципод), установлены в современных морских отложениях и в некоторых осадочных породах, где они литифицированы [213, 59]. Комочки представляют собой остатки жизнедеятельности многих форм и поэтому сложены алевритовыми и глинистыми частицами, сцементированными органическим веществом. Некоторые из них рыхлые и легко разрушаются, другие минерализуются и становятся составной частью осадочной породы. В отдельных случаях значительная часть отложений, от 30 до 50%, состоит из таких комочков. Комочки могут замещаться глаукоцитом или пиритом, а также служат ядрами для скопления фосфатов. Часто встречаются комочки простой округлой формы и размером до 1 мм. Многие исследователи находили их в древних отложениях, в основном в известняках, но происхождение комочков не всегда устанавливается однозначно. Реже встречаются сгустки цилиндрической формы, осложненные продольными и поперечными выступами или темн и другими вместе. Большинство фекальных комочков лишены внутренней структуры и во многих случаях либо пропускаются исследователем, либо принимаются за образования неорганического происхождения.

Копролиты — более крупные сгустки, происхождение которых, вероятно, аналогично фекальным комочкам. Бэкланд был первым исследователем, который установил фекальное происхождение этих органических остатков и описал их залегание в лебасовых отложениях Англии еще в 1835 г. [86]. Подробно литература о копролитах рассмотрена в работе Амстута [5].

Копролиты обычно представляют собой светло- и темно-коричневые до черных, округлые или вытянутые образования длиной от 1 до 15 см, поверхность которых осложнена кольцеобразными завитками. Продольные царапины или штриховка наблюдаются редко. Коричневый стекловатый материал многих копролитов представлен фосфатом, оптически



изотропным, с показателем преломления как у коллифазам. Брэдли [29] показал, что копролиты в свите Бриджер (до мияге, вероятно, имеют карбонатно-апатитовый состав (фр. Амстуд описал копролиты, сложенные лимонитом, но с с ядром, возможно за счет которого образовался лимонит. Очень дерпт заместил первичный материал копролитов. Как правило, коп ты относительно редко встречаются в осадочных породах, исключение составляя неморские третичные отложения, содержащие многочисленные останки млекопитающих.

### Петрография органических остатков

Петрограф часто встречает в известняках гранулированные облом ки породы, представляющие собой скелетные обломки беспозвоночных. Очень важно определить эти фрагменты и отнести их к тому классу организмов, к которому они принадлежат. Поскольку эта проблема наиболее актуальна для известняков, петрографическое описание органических обломков включено в главу, посвященную карбонатным породам.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams S I. 1920. A microscopie study of vein quartz. *Econ Geol.*, v. 15, pp. 623—664.
2. Allen, I. R. L., 1962, Petrology, origin, and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 657—697.
3. Allen Terence 1968, Particle size measurement. London, Chapman and Hall, 248 pp.
4. Allen, I. T., 1936, Terminology of medium-grained sediments. *Rept. Comm. Sedimentation 1935—1936*, Nat. Res. Coun., pp. 18—47 (mimeographed).
5. Austin, G. C., 1938, Coprolites: a review of the literature and a study of specimens from southern Washington. *Jour. Sed. Petrology*, v. 28, pp. 498—508.
6. Anderson G. E., 1926, Experiments on the rate of wear of sand grains. *Jour. Geol.*, v. 34, pp. 144—158.
7. Athy, L. F., 1930, Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 14, pp. 1—24.
8. Hiterberg, I., 1905, Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. *Chem. Zentralbl.*, v. 29, pp. 195—198.
9. Bagnold R. I., 1941, The physics of blown sand and desert dunes. London, Methuen, 265 pp.
10. Baker, H. A., 1926, On the investigation of the mechanical constitution of loose arenaceous sediments, etc. *Geol. Mag.*, v. 57, pp. 321—332, 363—370, 411—420, 463—470.
11. Barbour, E. H., and Torrey J. Jr., 1870, Notes on the microscopic structure of oolites, with analyses. *Amer. Jour. Sci.*, v. 40, pp. 246—249.
12. Barrill, J., 1925, Marine and terrestrial conglomerates. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 36, pp. 270—342.
13. Bastin E. S., 1950, Interpretation of ore textures. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 45, 101 pp.
14. Bastin E. S., et al., 1931, Criteria of age relations of minerals with special reference to polished sections of ores. *Geol.*, v. 26, pp. 561—610.
15. Bates T. E., 1958, Selected electron micrographs of clays and other fine-grained minerals. *Pennsylvania State Univ. Min. Ind. Exp. Sta. Circ.* 51, 61 pp.
16. Bathurst, R. G. C., 1971, Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam: Elsevier, 620 pp.
17. Beal M. A. and Shepard I. P., 1956, A use of roundness to determine depositional environments. *Jour. Sed. Petrology*, v. 26, pp. 49—60.
18. Becker, G. F., 1893, Finite homogeneous strain, flow, and rupture of rock. *Bull. Geol. Soc. Amer.* v. 4, pp. 13—20.
19. Berg, G., 1944, Vergleichende Petrographie geolithischer Eisensteine. *Archiv Lagerstättenforschung*, v. 76, 128 pp.

20. Berthois, L., and Portier, J., 1967, Recherches expérimentales sur le faconnement des grains des sables quartzeux: C. R. Acad. Sci., v. 246, pp. 1162—1164.
21. Blatt, Harvey, and Christie, I. M., 1963, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 559—579.
22. Bloss, F. D., 1957, Anisotropy of fracture in quartz: Amer. Jour. Sci., v. 255, pp. 214—225.
23. Bokman, J., 1952, Clastic quartz particles as indices of provenance: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 17—24.
24. Bond, G., 1954, Surface textures of sand grains from the Victoria Falls area: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 191—195.
25. Bonham, L. C., 1957, Structural petrology of the Pico Anticline, Los Angeles County, California: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 251—264.
26. Bonham, L. C., and Spotts, J. H., 1971, Measurement of grain orientation, in: Procedures in sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 285—312.
27. Bonorino, F. G., and Teruggi, M. E., 1952, Lexico sedimentológico: Inst. Nac. Invest. Ciencias Nat., publ., no. 6, 164 pp.
28. Bradley, W. C., Fahnestock, R. K., and Rowehamp, E. T., 1972, Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 1261—1284.
29. Bradley, W. H., 1946, Coprolites from the Bridger Formation of Wyoming: their composition and microorganisms. Amer. Jour. Sci., v. 244, pp. 215—239.
30. Bretz, J. Harlen, 1929, Valley deposits immediately east of the channelled scablands of Washington II. Jour. Geol., v. 37, pp. 505—541.
31. Briggs, L. L., McCulloch, D. S., and Moser, F., 1962, The hydraulic shape of sand particles: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 645—646.
32. Brown, T. C., 1914, Origin of oolites and the oolitic texture in rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 25, pp. 745—780.
33. Bryan, K., 1931, Wind-worn stones or ventifacts — a discussion and bibliography. Repl. Comm. Sedimentation, 1929—1930, Nat. Res. Coun., reprint and circular ser., no. 93, 29—50.
34. Bucher, W. H., 1918, On oolites and spherulites: Jour. Geol., v. 26, pp. 593—609.
35. Bull, W. B., 1962, Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial fan deposits: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 211—217.
36. Butler, A. T., and McMannus, J., 1972, Simple metric sedimentary statistics used to recognize different environments: Sedimentology, v. 18, pp. 1—21.
37. Caillieux, A., 1942, Les actions éoliennes periglaciales en Europe: Bull. Soc. Geol. France, ser. 5, v. 6, pp. 495—505.
38. Caillieux, A., 1945, Distinction des galets marins et fluviaux: Bull. Soc. Geol. France, ser. 5, v. 15, pp. 375—404.
39. Carozzi, A., 1957, Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolithes — l'exemple du Grand Lac Sale, Utah, U. S. A.: Bull. Ints. Nat. Genevois, v. 58, pp. 3—52.
40. Carozzi, A., 1961a, Oolithes remanées, brisées et régénérées dans le Mississippien des chaînes frontales, Alberta central, Canada: Arch. des Sciences, Soc. Phys. Hist. Nat. de Genève, vol. 14, pp. 281—296.
41. Carozzi, A., 1961b, Distorted oolites and pseudoolites: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 262—274.
42. Carozzi, A., 1963, Half-moon oolites: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 633—645.
43. Carver, R. E., ed., 1971, Procedures in sedimentary petrology: New York, Wiley-Interscience, 653 pp.
44. Cayeux, L., 1935, Les roches sédimentaires de France — roches carbonatées: Paris, Masson, 447 pp.
45. Chenoweth, P. J., 1952, Statistical methods applied to Trentonian stratigraphy in New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 63, pp. 521—560.
46. Choquette, P. W., 1955, A petrographic study of the «State College» siliceous oolite: Jour. Geol., v. 63, pp. 337—347.
47. Clifton, H. E., 1965, Tectonic polish of pebbles: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 867—873.
48. Cloos, E., 1947, Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 843—848.
49. Cotton, G. W., and DeWitt, W., Jr., 1959, Current oriented structures in some Upper Devonian rocks in western New York (abstract): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1759—1760.
50. Conkling, H., Eckis, R., and Gross, P. L. K., 1934, Groundwater storage capacity of valley fill: California Div. Water Resources. Bull. 45, 279 pp.

51. Crook, K. A. W., 1968, Weathering and roundness of quartz: *Sedimentology*, v. 11, pp. 171-182.
52. Crowell, J. R., Hope, R. A., Kahle, J. E., Owenshins, A. T., and Soms, Deepwater sedimentary structures Pliocene Pico Formation, Santa Paula Creek Basin, California: California Div. Mines Geol., Spec. Rept. 89, 40 pp.
53. Curragh, J. R., 1959, Dimensional grain orientation studies of Recent sands. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2440-2456.
54. Curragh, J. R., 1960, Tracing sediment masses by grain size modes: Repts. 2 Int. Geol. Congr. Norden, pp. 119-130.
55. Curtis, B. F., 1971, Measurement of porosity and permeability. In *Procedures in sedimentary petrology* (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 335-364.
56. Duke, C. L., 1921, The problem of the St. Peter Sandstone: Bull. Univ. Missouri Sch. Mines Metall. Tech. Ser., v. 6, 158 pp.
57. Duf. Cin, R., 1967, Le Ghitte del Plave. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., Ann. Rpt., 29-30, 1966-1967, v. 16, no. 3, pp. 1-77.
58. Dalla Valle, J. M., 1943, Micromeritics, the technology of fine particles, 2nd. ed.; New York, Pluman, 555 pp.
59. Dapples, E. C., 1942, The effect of macro-organisms upon near-shore sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 118-126.
60. Dapples, E. C., Krumbein, W. C., and Stoss, L. L., 1953, Petrographic and lithologic attributes of sandstones: Jour. Geol., v. 61, pp. 291-317.
61. Dapples, E. C., and Rominger, J. F., 1945, Orientation analysis of fine-grained clastic sediments—a report of progress. Jour. Geol., v. 53, pp. 216-261.
62. Daubrée, A., 1879, Etudes synthétiques de géologies expérimentales. Paris, Dunod, 828 pp.
63. Deford, R. K., and Waldschmidt, W. A., 1946, Oolitic and oolitic. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 1587-1588.
64. Deverin, L., 1945, Étude pétrographique de jonnars de fer oolithique du Dogger des Alpes suisses: Beitr. Geol. Schweiz, Lieferung 13, v. 2, 115 pp.
65. Dickinson, W. R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 695-707.
66. Dobkins, J. E., Jr., and Folk, R. L., 1970, Shape development on Tahiti-Jur. Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 1167-1203.
67. Doeglas, D. J., 1946, Interpretation of results of mechanical analyses: Jour. Sed. Petrology, v. 16, pp. 19-40.
68. Doeglas, D. J., 1962, The structure of sedimentary deposits of braided rivers: Sedimentology, v. 1, pp. 167-190.
69. Doeglas, D. J., 1968, Grain-size indices, classification and environment. Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 83-100.
70. Dumitriu, M., and Dumitriu, C., 1961, Analize de orientare texturala si directii de transport ale sedimentelor (French summ.). Acad. Republ. Pop. Romine, Inst. Geol. Geogr., Stud. Cercetari Geol., v. 6, pp. 709-717.
71. Dunham, R. F., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In *Classification of carbonate rocks* (Ham, W. E., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 108-121.
72. Eardley, A. I., 1938, Sediments of Great Salt Lake, Utah. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 22, pp. 1359-1387.
73. Edwards, A. B., 1947, Textures of the ore minerals and their significance. Australian Inst. Min. Metall., Melbourne, 185 pp.
74. Einstein, H. A., Anderson, A. G., and Johnson, W., 1940, A distinction between bed load and suspended load in natural streams. Trans. Amer. Geophys. Union, 21st Ann. Mtg., pt. II, pp. 628-633.
75. Emery, J. R., and Griffiths, L. C., 1951, Reconnaissance investigation into relationships between behavior and petrographic properties of some Mississippian sediments. Pennsylvania State Univ., Min. Ind. Expt. Sta. Bull. 62, pp. 67-80.
76. von Engelhardt, W., 1960, Der Porenraum der Sedimente. New York, Springer, 207 pp.
77. von Engelhardt, W., and Pitter, H., 1951, Ober die Zusammenhänge zwischen Porosität, Permeabilität, und Korngrösse bei Sand und Sandsteinen. Heidelberger Beid. Min. Pet., v. 2, pp. 477-491.
78. Fernholm, F. A., 1929, Roundstone, a new geologic term. Science, v. 70, p. 240.
79. Fitzpatrick, K. T., and Summerson, C. H., 1971, Some observations on electron micrographs of quartz sand grains. Ohio Jour. Sci., v. 71, pp. 106-119.
80. Flemming, N. C., 1965, Form and function of sedimentary particles. Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 381-391.

81. Flin, R. F., Sanders, J., and Rodgers, J., 1960a, Symmictite, a name for non-sorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, pp. 507-510.
82. Flin, R. F., 1960b, Diamictite, a substitute term for symmictite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, p. 1809.
83. Flügel, E., and Kirchmayer, M., 1962, Zur Terminologie der Oxide, Onkoide und Pseudooide. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. M.*, v. 3, pp. 113-123.
84. Folk, R. L., 1954, The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Jour. Geol.*, v. 62, pp. 344-359.
85. Folk, R. L., 1955, Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size. *Jour. Sed. Petrology*, v. 25, pp. 297-301.
86. Folk, R. L., 1960, Petrography and origin of the Tuscarora, Rose Hill, and Keweenaw formations, Lower and Middle Silurian of eastern West Virginia. *Jour. Sed. Petrology*, v. 30, pp. 1-58.
87. Folk, R. L., 1956a, Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in Dolomitization and limestone diagenesis: a symposium (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.) *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, pp. 14-48.
88. Folk, R. L., 1956b, On the earliest recognition of coprolites. *Jour. Sed. Petrology*, v. 26, pp. 272-273.
89. Folk, R. L., 1966, A review of grain size parameters. *Sedimentology*, v. 6, pp. 73-93.
90. Fraser, H. J., 1935, Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. *Jour. Geol.*, v. 43, pp. 916-1010.
91. Freeman, T., 1962, Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas. *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 475-483.
92. Friedman, G. M., 1961, Distribution between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sed. Petrology*, v. 31, pp. 511-529.
93. Friedman, G. M., 1962, On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of clastic sandstones. *Jour. Geol.*, v. 70, pp. 737-753.
94. Friedman, G. M., 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrology*, v. 35, pp. 613-655.
95. Friedman, G. M., 1967, Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 327-354.
96. Fückbauer, H., 1957, Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *Proc. 7th. World Petrol. Congr., Mexico*, v. 2, pp. 353-369.
97. Fückbauer, H., and Reinack, H.-E., 1953, Porosität und Verdichtung rezenter, mariner Sedimente. *Sedimentology*, v. 2, pp. 294-306.
98. Gailther, A., 1953, A study of porosity and grain relationships in experimental sands. *Jour. Sed. Petrology*, v. 23, pp. 180-195.
99. Gees, R. A., 1965, Moment measures in relation to the depositional environments of sands. *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 56, pp. 209-213.
100. Grabau, A. W., 1904, On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.*, v. 33, pp. 228-247.
101. Grabau, A. W., 1960, Principles of stratigraphy, reprint ed.: New York, Dover, 1185 pp.
102. Gratton, L. C., and Fraser, H. J., 1935, Systematic packing of spheres—with particular relation to porosity and permeability. *Jour. Geol.*, v. 43, pp. 785-909.
103. Gregory, H. E., 1915, The formation and distribution of fluviatile and marine gravels. *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 39, pp. 487-508.
104. Griffiths, J. C., 1949, Directional permeability and dimensional orientation in Bradford sand. *Bull. Pennsylvania State Coll., Min. Ind. Expt. Sta.*, v. 54, pp. 138-163.
105. Griffiths, J. C., and Rosenfeld, M. A., 1950, Progress in measuring grain orientation in Bradford Sand. *Bull. Pennsylvania State Coll., Min. Ind. Expt. Sta.*, v. 56, pp. 202-236.
106. Griffiths, J. C., 1953, A further test of dimensional orientation of quartz grains in Bradford Sand. *Amer. Jour. Sci.*, v. 251, pp. 192-214.
107. Grogan, R., 1945, Shape variation of some Lake Superior beach pebbles. *Jour. Sed. Petrology*, v. 15, pp. 3-10.
108. Grout, F. F., 1932, Petrography and petrology. New York, McGraw-Hill, 522 pp.
109. Grout, F. F., 1946, Microscopic characters of vein carbonates. *Econ. Geol.*, v. 41, pp. 475-502.
110. Hälbäck, I. W., 1982, On the morphology of the Dwyka Series in the vicinity of Loeriesfontein, Cape Province. *Ann. Univ. Stellenb.*, v. 37, ser. A, no. 2, 162 pp.
111. Hares, C. J., 1917, Gastroliths in the Cloverly Formation. *Jour. Washington Acad. Sci.*, v. 7, p. 429.

112. Harris, S. A., 1958a, Differentiation of various Egyptian asolani-  
menis by mechanical composition: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 164-174.
113. Harris, S. A., 1958b, Probability curves and the recognition of  
depositional environment: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 151-163.
114. Harrison, P. W., 1957, A clay-tuff fabric—its character and origin: Jour.  
v. 65, pp. 275-308.
115. Harp, F. H., Rastall, R. H. and Black, M., 1938, The petrology of the  
tary rocks, 3rd ed.: London, Murby, 383 pp.
116. Helmhold, R., 1952, Beitrag zur Petrographie der Tannur Grauwacken: Hel-  
delberger Beitr. Min. Pet., v. 3, pp. 253-288.
117. Henbest, L. G., 1968, Diagenesis in oolitic limestones of Morrow (Early Pes-  
sylvanian) age in northwestern Arkansas and adjacent Oklahoma. U. S. Geol. Surv.  
Prof. Paper 594-F, 22 pp.
118. Hirschwald, J., 1912, Handbuch der bautechnischen Geotestprüfung; Berlin,  
Gerbrüder Borntraeger, pp. 511-512.
119. Hohl, R. B., 1948, The nature and origin of limestone porosity: Colorado  
School Mines Quart., v. 43, no. 4, 51 pp.
120. Holmes, C. D., 1941, Till fabric: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1299-1354.
121. Horowitz, A. S. and Potter, P. E., 1971, Introductory petrography of fossils:  
New York, Springer, 302 pp.
122. Hough, J. L., 1942, Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts. Jour. Sed. Pet-  
rology, v. 12, pp. 16-30.
123. Howell, J. L., Notes on the pre-Permian Paleozoics of the Wichita Mountains  
area: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 6, pp. 413-425.
124. Humbert, F. L., 1968, Selection and wear of pebbles on gravel beaches: Ph. D.  
dissertation, Groningen, 144 pp.
125. Hunt, C. E., 1954, Desert garnish Science, v. 120, pp. 183-184.
126. Hing, L. V., 1954, Bahaman calcareous sands. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,  
v. 38, pp. 1-95.
127. Ingerson, E., 1940, Fabric criteria for distinguishing pseudo-ripple marks from  
ripple marks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 557-570.
128. Ingerson, E., and Ramsch, J. L., 1942, Origin of stages of quartz sand grains;  
Amer. Mineral., v. 27, pp. 595-606.
129. Inman, D. L., 1949, Sorting of sediments in the light of fluid mechanics: Jour.  
Sed. Petrology, v. 19, pp. 51-70.
130. Inman, D. L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments:  
Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 125-145.
131. Irani, R. R., and Callis, C. R., 1963, Particle size measurement, interpretation,  
and application: New York, Wiley, 165 pp.
132. Jamieson, T. F., 1860, On drift and rolled gravel of the north of Scotland:  
Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 16, pp. 347-371.
133. Jazba, Z. V., 1971, Mathematical analysis of grain orientation, in Procedures in  
sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 313-334.
134. Johansson, C. E., 1955a, Structural studies of sedimentary deposits (orientation  
analysis, literature digest, and field investigations) Lund Stud. Geogr., ser. A, Phys.  
Geogr., no. 32, 61 pp.
135. Johansson, C. E., 1955b, Orientation of pebbles in running water: Geol. Fören.  
Stockholm Förh., v. 87, pp. 3-61.
136. Judson, S., and Barks, R. E., 1961, Microstratigraphy on polished pebbles: Amer.  
Jour. Sci., v. 259, pp. 371-381.
137. Kaku, J. S., 1956a, The analysis and distribution of the properties of packing  
in sand-size sediments 1. On the measurement of packing in sandstones: Jour. Geol.,  
v. 64, pp. 385-395.
138. Kaku, J. S., 1956b, Analysis and distribution of packing properties in sand-size  
sediments 2. The distribution of the packing measurements and an example of packing  
analysis: Jour. Geol., v. 64, pp. 378-606.
139. Kaku, J. S., 1959, Anisotropic sedimentary parameters: Trans. New York Acad.  
Sci., ser. 2, v. 21, pp. 373-386.
140. Kalkowsky, E., 1908, Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsand-  
stein: Zeitschr. Deutsche. Geol. Ges., v. 60, pp. 68-125.
141. Karlstrom, T. N., 1952, Improved equipment and techniques for orientation  
studies of large particles in sediments: Jour. Geol., v. 60, pp. 489-493.
142. Kaufman, L. K., 1960, A statistical study of stone orientation in glacial till:  
Bull. Comm. Geol. Finland, no. 188, pp. 87-97.
143. Keller, W. D., 1945, Size distribution of sand in some dunes, beaches, and sand-  
stones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 29, pp. 215-221.

144. Ketter, W. H., 1946, Evidence of texture on the origin of the Cheltenham fireclay of Missouri and associated shales: *Jour. Sed. Petrology*, v. 16, pp. 63-71.
145. Kelling, G., and Williams, P. F., 1967, Flume studies of the reorientation of pebbles and shells: *Jour. Geol.*, v. 75, pp. 243-267.
146. Kindle, E. M., 1936, Dominant factors in the formation of firm and soft sand beaches: *Jour. Sed. Petrology*, v. 6, pp. 16-22.
147. Kittleman, L. R., Jr., 1964, Application of Rosin's distribution to size frequency analysis of clastic rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 483-502.
148. Klein, G. deV., 1963, Boulder surface markings on Quaco Formation (Upper Triassic), St. Martin's, New Brunswick, Canada: *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 49-52.
149. Klován, J. E., 1966, The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions: *Jour. Sed. Petrology*, v. 36, pp. 115-125.
150. Knopf, E. B., and Ingersoll, E., 1938, Structural petrology: *Geol. Soc. Amer. Mem.* 6, 270 pp.
151. Kolduk, W. S., 1968, On environment-sensitive grain-size parameters. *Sedimentology*, v. 10, pp. 57-69.
152. Kolmogorov, A. N., 1941, Über das logarithmische Verteilungsgesetz der Teilchen bei Zerkleinerung: *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, v. 31, pp. 90-101.
153. Konzewitsch, N., 1961, La Forma de los clasos. *Serv. Hidrografia Naval Publ.* v. 626, 113 pp. (with English summary).
154. Köster, E., 1964, Granulometrische und morphometrische Messmethoden an Mineralkörnern, Steinen, und sonstigen Stoffen: Stuttgart, Enke, 336 pp.
155. Krinsley, D. H., 1973, Atlas of sand surface textures: *Cambridge Earth Sci. Series*, 91 pp.
156. Krinsley, D., and Donahue, J., 1968, Environmental interpretation of sand grain surface texture by electron microscopy: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 79, pp. 743-748.
157. Krinsley, D., and Funnell, B., 1965, Environmental history of sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England: *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 121, pp. 435-461.
158. Krinsley, D., and Margolis, S., 1969, A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope: *Trans. New York Acad. Sci.*, ser. II, v. 31, pp. 457-477.
159. Krinsley, D., and Takahashi, T., 1962a, The surface textures of sand grains, an application of electron microscopy. *Science*, v. 138, pp. 923-925.
160. Krinsley, D., 1962b, The surface textures of sand grains, an application of electron microscopy. *Glaciology: Science*, v. 138, pp. 1262-1264.
161. Krinsley, D., 1962c, Applications of electron microscopy to geology. *Trans. New York Acad. Sci.*, ser. II, v. 25, pp. 3-22.
162. Krumbein, W. C., 1934, Size frequency distributions of sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 4, pp. 65-77.
163. Krumbein, W. C., 1938, Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve: *Jour. Sed. Petrology*, v. 8, pp. 84-90.
164. Krumbein, W. C., 1939, Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits: *Jour. Geol.*, v. 47, pp. 673-706.
165. Krumbein, W. C., 1940, Flood gravel of San Gabriel Canyon, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 51, pp. 636-676.
166. Krumbein, W. C., 1941a, Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles: *Jour. Sed. Petrology*, v. 11, pp. 64-72.
167. Krumbein, W. C., 1941b, The effects of abrasion on the size, shape, and roundness of rock fragments: *Jour. Geol.*, v. 49, pp. 482-520.
168. Krumbein, W. C., 1942a, Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 53, pp. 1355-1402.
169. Krumbein, W. C., 1942b, Settling velocity and thum-behaviour of non-spherical particles. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1942, pp. 621-633.
170. Krumbein, W. C., and Monk, G. D., 1942, Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand: *Amer. Inst. Min. Metall. Eng. Tech. Publ.* 1492, 11 pp.
171. Krumbein, W. C., and Pettijohn, F. J., 1938, Manual of sedimentary petrography: New York, Plenum, 549 pp.
172. Krumbein, W. C., and Tisdell, F. W., 1940, Size distributions of source rocks of sediments: *Amer. Jour. Sci.*, v. 238, pp. 296-305.
173. Krynnie, P. D., 1941, Petrographic studies of variations in cementing material in the Oriskany sand: *Bull. Pennsylvania State Coll.*, 33, pp. 108-118.
174. Krynnie, P. D., 1942, Critical velocity as a controlling factor in sedimentation (abstract): *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 52, p. 1805.
175. Krynnie, P. D., 1946, Microscopic morphology of quartz types: *Proc. 2nd Pan Am. Congr. Min. Eng. Geol.*, v. 3, 2nd Comm., pp. 35-49.

176. Krynine, P. D., 1948, The megascopic study and field classification of tary rocks. *Jour. Geol.*, v. 56, pp. 130—186.
177. Kuocon, Ph. H., 1942, Piled pebbles: *Leidsa Geol. Meded.*, v. 13, pp. 1
178. Kuenen, Ph. H., 1955, Experimental abrasion of pebbles. 1. Wet sandblast *Leidsa Geol. Meded.*, v. 20, pp. 131—137.
179. Kuenen, Ph. H., 1956, Experimental abrasion of pebbles. 2. Rolling by *Jour. Geol.*, v. 64, pp. 336—368.
180. Kuenen, Ph. H., 1958, Some experiments on fluvialite rounding: *Proc Koninkl. Nedert. Akad. Wetensch.*, ser. B, v. 61, pp. 47—53.
181. Kuenen, Ph. H., 1959, Experimental abrasion. 3. Fluvialite action on sand: *Amer Jour Sci.*, v. 257, pp. 192—190.
182. Kuenen, Ph. H., 1960a, Experimental abrasion of sand grains: *24th Int. Geol. Congr.*, Norden, pt. 10, pp. 50—53.
183. Kuenen, Ph. H., 1960b, Experimental abrasion, 4. Eolian action. *Jour. Geol.*, v. 68, pp. 427—449.
184. Kuenen, Ph. H., 1954, Experimental abrasion. 6. Surf action: *Sedimentology*, v. 3, pp. 29—43.
185. Kuenen, Ph. H., 1969, Origin of quartz silt. *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1631—1633.
186. Kuenen, Ph. H., and Perdok, W. G., 1961, Frosting on quartz grains. *Proc Koninkl. Nedert. Akad. Wetensch.*, ser. B, pp. 343—345.
187. Kuenen, Ph. H., and Perdok, W. G., 1962, Experimental abrasion 5 Frosting and defrosting of quartz grains: *Jour. Geol.*, v. 70, pp. 648—658.
188. Lamson, R. E., 1930, An analysis of beach pebble abrasion and transportation: *Jour. Geol.*, v. 38, pp. 437—446.
189. Lane, E. W., et al., 1947, Report of the subcommittee on sediment terminology: *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 28, pp. 936—938.
190. Landermilk, I. D., 1931, On the origin of desert varnish. *Amer. Jour. Sci.*, ser. 3, v. 21, pp. 51—68.
191. Lenk-Chevich, P., 1959, Beach and stream pebbles. *Jour. Geol.*, v. 67, pp. 103—108.
192. Linck, G., 1903, Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. *Neues Jahrb. Min.*, B. B. v. 16, pp. 495—513.
193. Lyndsen, D. A., 1966, Sediment transport in a Pleistocene ice age—the Huronian Gowganda Formation. *Science*, v. 154, pp. 1442—1443.
194. McBride, E. F., 1971, Mathematical treatment of size distribution data, in *Procedures in sedimentary petrology* (Carver, R. E., ed.). New York, Wiley-Interscience, pp. 109—127.
195. McIver, N. L., 1970, Appalachian turbidites, in *Studies of Appalachian geology: central and southern* (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., and Weaver, K. N., eds.). New York, Wiley-Interscience, pp. 69—61.
196. McKee, E. D., and Gutschick, R. C., 1969, History of Redwall Limestone of northern Arizona. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 114, pp. 1—725.
197. Majewske, O. P., 1969, Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin section: (*Int. Sed. Petrog. Ser.*, v. 13) Leiden, Brill, 102 pp.
198. Margolis, S. V., 1968, Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains: *Sed. Geol.*, v. 2, pp. 243—276.
199. Marshall, C. E., 1941, Studies in the degree of dispersion of clays. IV The shapes of clay particles. *Jour. Phys. Chem.*, v. 41, pp. 81—93.
200. Marshall, P. E., 1927, The wearing of beach gravels. *Proc. New Zealand Inst.*, v. 58, pp. 507—532.
201. Martinez, I. D., 1958, Photometer method for studying quartz grain orientation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 42, pp. 588—608.
202. Martinez, I. D., 1963, Discussion, rapid methods for dimensional grain orientation measurements (W. Zimmerman and L. C. Bonham). *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 483—484.
203. Mason, C. C., and Folk, R. L., 1958, Differentiation of beach, dune, and eolian flat environments by size analyses, Mustang Island, Texas. *Jour. Sed. Petrology*, v. 28, pp. 211—226.
204. Mast, R. F., and Paiter, P. E., 1963, Sedimentary structures, sand shape fabrics, and permeability, pt. 2. *Jour. Geol.*, v. 71, p. 548—565.
205. Mazzoni, M. M., and Spalletti, L. A., 1972, Sedimentologia de las arenas del Rio Grande de Juyuy. *Rev. Mus. La Plata (msl. Sec. Geol.)*, v. 8, pp. 35—117.
206. Meade, R. H., 1964, Removal of water and rearrangement of particles during compaction of clayey sediments—a review. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 497 B, 23 pp.
207. Mellon, G. B., 1964, Discriminatory analysis of calcite and silicate cemented phases of the Mountain Park Sandstone. *Jour. Geol.*, v. 72, pp. 786—809.

208. Middleton, G. V., 1967, The orientation of concavo-convex particles deposited from experimental turbidity currents: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 229-232.
209. Molodt, R. J., and Wetsler, D., 1968, Textural parameters: an evaluation: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 45-53.
210. Molodt, R. J., 1969, Environmental analysis of ancient sandstone bodies by discriminant analysis (abstr.): Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, p. 733.
211. Monaghan, P. H., and Lytle, M. A., 1956, The origin of calcareous oolites: Jour. Sed. Petrology, v. 26, pp. 111-118.
212. Moore, B. N., 1934, Deposits of possible nuée ardente origin in the Crater Lake Region, Oregon: Jour. Geol., v. 42, pp. 358-375.
213. Moore, H. B., 1939, Faecal pellets in relation to marine deposits, in Recent marine sediments (Trask, P., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 516-524.
214. Moors, H. T., 1969, The position of graptolites in turbidites: Sed. Geol., v. 3, no. 4, pp. 241-261.
215. Moors, H. T., 1970, Current orientation of graptolites: its significance and interpretation: Sed. Geol., v. 4, no. 2, pp. 117-134.
216. Moss, A. J., 1962, The physical nature of common sandy and pebbly deposits, pt. 1: Amer. Jour. Sci., v. 260, pp. 337-373.
217. Moss, A. J., 1963, The physical nature of common sandy and pebbly deposits, pt. 2: Amer. Jour. Sci., v. 261, pp. 297-343.
218. Moss, A. J., 1966, Origin, shaping, and significance of quartz sand grains: Jour. Geol. Soc. Australia, v. 13, pp. 97-136.
219. Moss, A. J., 1972, Bed-load sediments, Sedimentology, v. 18, pp. 157-219.
220. Muir, R. O., and Walton, E. K., 1957, The East Kirton limestone: Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 22, pp. 157-168.
221. Müller, G., 1967, Methods in sedimentary petrology: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, 283 pp.
222. Nanz, R. H., 1955, Grain orientation in beach sands—a possible means for predicting reservoir trend (abstr.): Jour. Sed. Petrology, v. 25, p. 130.
223. Newell, N. D., Purdy, E. G., and Imbrie, J., 1960, Bahamian oolitic sand: Jour. Geol., v. 68, pp. 481-497.
224. Newell, N. D., and Rigby, J. K., 1957, Geological studies on the Great Bahama Bank, in Regional aspects of carbonate deposition: Soc. Econ. Paleont. Mtn. Spec. P.M. 5, pp. 15-72.
225. Niggli, P., 1934, Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach Kor. zusammensetzung: Schweiz. Min. Pet. Mitt., v. 15, pp. 31-38.
226. Oertel, G., and Curtis, C. D., 1972, Clay-ironstone concretions preserving fabrics due to progressive compaction: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2597-2606.
227. Onions, D., and Middleton, G. V., 1968, Dimensional grain orientation of Ordovician turbidite graywackes: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 164-174.
228. Otto, G. H., 1939, A modified logarithmic probability graph for interpretation of mechanical analyses of sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 9, pp. 62-76.
229. Parkash, B., and Middleton, G. V., 1970, Downcurrent textural changes in Ordovician turbidite graywackes: Sedimentology, v. 14, pp. 259-293.
230. Passaga, R., 1957, Texture as a characteristic of clastic deposition: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 1952-1934.
231. Passaga, R., 1964, Grain size representation by CM patterns as a geological tool: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 830-847.
232. Pelletier, B. R., 1958, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1033-1064.
233. Pettijohn, F. J., 1930, Imbricate arrangement of pebbles in a pre-Cambrian conglomerate: Jour. Geol., v. 38, pp. 568-573.
234. Pettijohn, F. J., 1940, Relative abundance of size grades of clastic sediments (abstr.): Program Soc. Econ. Paleont. Mtn. 1940 meeting.
235. Pettijohn, F. J., and Lundahl, A. C., 1943, Shape and roundness of Lake Erie beach sands: Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 69-78.
236. Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R., 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
237. Phemister, J., 1956, Petrography, in The limestones of Scotland: Mem. Geol. Surv., Spec. Repts. Min. Res. Great Britain, v. 37, pp. 66-74.
238. Plumley, W. J., 1948, Black Hills ferrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526-577.
239. Porter, J. J., 1962, Electron microscopy of sand surface texture: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 124-135.
240. Potter, P. E., 1955, Petrology and origin of the Lafayette gravel: Jour. Geol., v. 63, pp. 1-38.



241. Potter, P. E., and Peltjohn, F. J., 1963, Paleocurrents and basin  
York Springer, 295 pp.
242. Powers, M. C., 1963, A new roundness scale for sedimentary particulates,  
Sed. Petrology, v. 23, pp. 117-119.
243. Pryor, W. A., 1971, Grain shape, in Procedures in sedimentary petrology {  
ver. R. E., ed.}: New York, Wiley - Interscience, pp. 131-150.
244. Raleigh, L., 1943, The ultimate shape of pebbles, natural and artificial: Proc.  
Roy. Soc. London, v. 181, pp. 107-118.
245. Raleigh, L., 1944, Pebbles, natural and artificial. Their shape under various con-  
ditions of abrasion: Proc. Roy. Soc. London, v. 182, pp. 321-335.
246. Rastall, R. H., and Hemingway, I. E., 1940, The Yorkshire Dogger, I The coas-  
tal region: Geol. Mag., v. 67, pp. 177-197.
247. Rastall, R. H., 1941, The Yorkshire Dogger, II. Lower Eskdale: Geol. Mag.,  
v. 78, pp. 351-370.
248. Ricci Lucchi, F., and Casa, G. D., 1970, Surface textures of desert quartz grains.  
A new attempt to explain the origin of desert frosting: Ann. Museo. Geol. Bologna, ser.  
2a, v. 36, pp. 751-796.
249. Richter, K., 1932, Die Bewegungs-richtung des Inlandsees, rekonstruiert aus  
deni Krätzen und Längsachsen der Geschiebe: Zeitsch. Geschlechterforsch., v. 8, pp. 62-66.
250. Richter, K., 1936, Ergebnisse und Aussichten der Gefügeforschung im poanere-  
schen Diluvium: Geol. Rundschau v. 27, pp. 196-206.
251. Rittenhouse, G. R., 1943, Sedimentation near junction of Maquoketa and Missis-  
sippi Rivers - a discussion Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 40-42.
252. Rittenhouse, G. R., 1949, Petrology and paleogeography of Greenbrier Forma-  
tion Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1704-1730.
253. Rittenhouse, G. R., 1971, Mechanical compaction of sands containing different  
percentages of ductile grains. a theoretical approach: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,  
v. 55, pp. 92-96.
254. Robinson, G. W., 1949, Solls. their origin constitution and classification, 3rd  
ed.: London, Murby, 573 pp.
255. Rogers, J. J. W., and Head, W. B., 1961, Relationships between porosity, median  
size, and sorting coefficients of synthetic sands: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 467-470.
256. Rogers, J. J. W., Krueger, W. C., and Krog, M., 1963, Sizes of naturally abra-  
ded materials Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 628-632.
257. Roller, P. S., 1937, Law of size distribution and statistical description of par-  
ticulate materials. Jour. Franklin Inst., v. 223, pp. 609-633.
258. Roller P. S., 1941, Statistical analysis of size distribution of particulate mate-  
rials with special reference to bimodal frequency distributions: Jour. Phys. Chem., v. 45,  
pp. 241-261.
259. Rosin, P. O., and Rammeler, E., 1934, Die Kornzusammensetzungen des Maligules  
im Lichte der Wahrscheinlichkeitslehre: Kolloid Zeitschr., v. 67, pp. 16-26.
260. Roth, R., 1932, Evidence indicating the limits of Triassic in Kansas, Oklahoma,  
and Texas Jour. Geol., v. 40, pp. 718-719.
261. Rolkpitz, A., 1892, On the formation of oolite. Bot. Centralbl., no. 35 (Cra-  
slin, F. F., trans.), in Amer. Geol., v. 10, pp. 279-282.
262. Rowland, R. A., 1946, Grain-shape fabrics of clastic quartz: Bull. Geol. Soc.  
Amer., v. 57, pp. 547-561.
263. Ruedemann, R., 1897, Evidence of current action in the Ordovician of New  
York: Amer. Geol., v. 19, pp. 367-391.
264. Russell, R. D., and Taylor, R. E., 1973a, Bibliography on roundness and shape  
of sedimentary rock particles. Rept. Comm. Sedimentation 1936-1937, Nat. Res. Coun.,  
pp. 65-80.
265. Russell, R. D., 1937b, Roundness and shape of Mississippi River sands: Jour  
Geol., v. 45, pp. 225-267.
266. Russell, R. J., 1968, Where most grains of very coarse sand and gravel are  
deposited. Sedimentology, v. 11, pp. 31-38.
267. Rust, B. R., 1972, Pebble orientation in fluvial sediments: Jour. Sed. Petrology,  
v. 42, pp. 384-388.
268. Sahu, B. K., 1964a, Depositional mechanisms from the size analysis of elastic  
sediments Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 73-83.
269. Sahu, B. K., 1964b, Significance of the size distribution statistics in the inter-  
pretation of depositional environments. Res. Bull. Panjab Univ. (a e.), v. 15, pls. 3-4,  
pp. 213-219.
270. Sander, Bruno, 1936, Beiträge zur Kenntnis der Ablagerungs- (Rhythmische  
Kaike und Dolomite aus der Trias): Min. Pet. Mitt., v. 48, pp. 27-139; Contributions  
to the study of depositional fabrics (Rhythmically deposited Triassic limestones and dolo-  
mites), Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 207 pp. (Knopf, E. B., trans., 1951)

271. Саркисян С. Г., Климова Л. Г. Ориентировка гальки и методы их изучения для палеогеографических построений. — Изв. АН СССР, 1955 104.
272. Scheidegger, A. E., 1957, The physics of flow through porous media. New York, Macmillan, Inc., 236 pp.
273. Schermerhorn, L. J. G., 1966, Terminology of mixed coarse-fine sediments. Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 831—835.
274. Schlee, J., 1957, Upland gravels of southern Maryland. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1371—1410.
275. Schlee, J., Uchupi, E., and Trumbull, J. V. A., 1965, Statistical parameters of Cape Cod beach and eolian sands. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-D, pp. 118—122.
276. Schokitsch, A., 1933, Ueber die Verkleinerung der Geschiebe in Flusssäulen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math. — Natur. Kl., sec. 112, v. 142, no. 8, pp. 343—365.
277. Schwarzscher, W., 1951, Grain orientation in sands and sandstones. Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 162—172.
278. Scott, H. W., 1947, Solution sculpturing in limestone pebbles. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 58, pp. 141—152.
279. Scott, K. M., and Graessle, G. C., Jr., 1968, Flood surge on the Rubicon River, California — hydrology, hydraulics and boulder transport. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 422—M, 40 pp.
280. Sedimentary Petrology Seminar, 1965, Gravel fabric in Wolf Run. Sedimentology, v. 4, pp. 273—282.
281. Seifert, G. V., 1954, Das mikroskopische Korngefüge des Eszabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem dänischen Wohld. Meyniana, v. 2, pp. 126—189.
282. Sellacher, A., 1960, Strömungszeichen im Hunsrückshiefer. Notizbl. Hessischen Landesanst. Bodenforsch., Wiesbaden, v. 88, pp. 88—106.
283. Sestini, G., and Pranzini, G., 1965, Correlation of sedimentary fabric and sole marks as current indicators in turbidites. Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 100—108.
284. Shepard, F. P., 1954, Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 151—158.
285. Shrock, R. R., 1930, Polyhedral pisolites. Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 19, pp. 368—372.
286. Shrock, R. R., 1948a, Sequence in layered rocks. New York, McGraw-Hill, 507 pp.
287. Shrock, R. R., 1948b, A classification of sedimentary rocks. Jour. Geol., v. 56, pp. 118—129.
288. Sindowski, K.-H., 1957, Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. Geol. Jahrb., v. 73, pp. 235—275.
289. Stichter, C. S., 1899, Theoretical investigation of the motion of ground water. U. S. Geol. Surv., 19th Ann. Rept., pt. II, p. 305.
290. Smalley, I. J., 1964a, Representation of packing in a clastic sediment. Amer. Jour. Sci., v. 262, pp. 242—248.
291. Smalley, I. J., 1964b, A method for describing the packing texture of clastic sediments. Nature, v. 203, pp. 281, 234.
292. Smalley, I. J., 1966, Origin of quartz sand. Nature, v. 211, pp. 476—479.
293. Smalley, I. J., and Vita-Finzi, C., 1968, The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of «desert» loess. Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 766—774.
294. Sneed, E. D., and Folk, R. L., 1958, Pebbles in the lower Colorado River, Texas — a study in particle morphogenesis. Jour. Geol., v. 66, pp. 114—150.
295. Solohub, J. T., and Kivian, J. E., 1970, Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments. Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 81—101.
296. Sorby, H. C., 1963, Ueber Kalkstein-Geschiebe mit Eindrück: Neues Jahrb. Min., pp. 801—607.
297. Sorby, H. C., 1879, The structure and origin of limestones. Proc. Geol. Soc. London, v. 35, pp. 56—95.
298. Spencer, D. W., 1963, The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 180—190.
299. Spry, A., 1929, Metamorphic textures. London, Pergamon, 350 pp.
300. Stauffer, C. R., 1945, Gastroliths from Minnesota. Amer. Jour. Sci., v. 243, pp. 336—340.
301. Stieglitz, R. D., 1969, Surface textures of quartz and heavy mineral grains from fresh-water environments: an application of scanning electron microscopy. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, pp. 2091—2094.
302. Stopes, M. C., and Watson, D. M. S., 1969, On the present distribution and origin of the calcareous concretions in coal-seams, known as coal balls. Trans. Roy. Phil. Soc. London, ser. B, v. 200, pp. 167—218.
303. Swensen, F. A., 1942, Sedimentation near junction of Maquoketa and Mississippi Rivers. Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 3—9.

304. Swell, Keene, Klein, G. de V., and Smith, D. M., 1971, A Cambrian body—the Eriboll sandstone of northwest Scotland: an ancient-recent analogue, v. 79, pp. 400—415.
305. Tanner, W. F., 1958, The zig-zag nature of Type I and Type IV curves; *Sed. Petrology*, v. 28, pp. 372—375.
306. Tanner, W. F., 1959, Sample components obtained by the method of difference; *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 408—411.
307. Taylor, J. H., 1949, Petrology of the Northampton Sand Ironstone formation; *Mem. Geol. Surv. Great Britain*, 111 pp.
308. Taylor, J. M., 1950, Pore-space reduction in sandstones; *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 34, pp. 701—716.
309. Thiel, G. A., 1940, The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size; *Jour. Sed. Petrology*, v. 10, pp. 102—124.
310. Todd, D. K., 1950, Ground water hydrology; New York, Wiley, 336 pp.
311. Trefethen, J. M., 1950, Classification of sediments; *Amer. Jour. Sci.*, v. 248, pp. 55—62.
312. Trowbridge, A. C., and Shepard, F. J., 1932, Sedimentation in Massachusetts Bay; *Jour. Sed. Petrology*, v. 2, pp. 3—37.
313. Truesdell, P. E., and Yarnes, D. J., 1950, Chart correlating various grain-size definitions of sedimentary materials; *U. S. Geol. Surv.*
314. Turnau-Morawska, M., 1955, Optical orientation of elongated quartz sand grains; *Arch. Min.*, v. 18, pp. 293—302 (Polish with English summary).
315. Twenhofel, W. H., 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.; Baltimore, Williams and Wilkins, 926 pp.
316. Twenhofel, W. H., 1937, Terminology of the fine-grained mechanical sediments. *Rept. Comm. Sedimentation 1936—1937*, Nat. Res. Coun., pp. 81—104 (mimeographed).
317. Twenhofel, W. H., 1950, Principles of sedimentation; New York, McGraw-Hill, 673 pp.
318. Tyrell, G. W., 1921, Some points in petrographic nomenclature; *Geol. Mag.*, v. 58, pp. 501—502.
319. Udden, J. A., 1898, Mechanical composition of wind deposits; *Augustana Library Publ.* 1, pp. 1—65.
320. Udden, J. A., 1914, The mechanical composition of clastic sediments; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 25, pp. 655—744.
321. Urug, R., 1956, Preferred orientation of pebbles in Recent gravels of the Dunajec River in the Western Carpathians; *Bull. Acad. Polonaise Sci.*, Ch. 3, v. 14, pp. 469—473.
322. Urug, R., 1957, Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec Valley (western Carpathians); *Acta Geol. Polonica*, v. 7, pp. 217—257 (Polish with English summary).
323. Virkkala, K., 1960, On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland; *Bull. Comm. Geol. Fintande* 188, pp. 161—176.
324. Visher, G. S., 1969, Grain size distributions and depositional processes; *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1074—1106.
325. Villa-Finzi, C., and Smalley, I. J., 1970, Origin of quartz silt. Comments on a note by Ph. H. Kuenen; *Jour. Sed. Petrology*, v. 40, pp. 1367—1368.
326. Von Engelken, O. D., 1930, Type form of faceted and striated glacial pebbles; *Amer. Jour. Sci.*, ser. 5, v. 19, pp. 9—16.
327. Wadell, H., 1932, Volume, shape, and roundness of rock particles; *Jour. Geol.*, v. 40, pp. 443—451.
328. Wadell, H., 1935, Volume, shape, and roundness of quartz particles; *Jour. Geol.*, v. 43, pp. 250—280.
329. Waldschmidt, W. A., 1943, Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil; *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 25, pp. 1839—1879.
330. Walker, T. R., 1957, Frosting of quartz grains by carbonate replacement; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, pp. 267—268.
331. Waskow, I. D., 1958, Roundness as an indicator of environment along the coast of panhandle Florida; *Jour. Sed. Petrology*, v. 28, pp. 351—360.
332. Wayland, R. G., 1939, Optical orientation in elongate clastic quartz; *Amer. Jour. Sci.*, v. 237, pp. 99—109.
333. Wentworth, C. K., 1919, A laboratory and field study of cobble abrasion; *Jour. Geol.*, v. 27, pp. 507—521.
334. Wentworth, C. K., 1922a, A field study of the shapes of river pebbles; *Bull. U. S. Geol. Surv.*, no. 730-C, p. 114.
335. Wentworth, C. K., 1922b, The shapes of beach pebbles; *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 131-C, pp. 75—83.

336. *Wentworth, C. K.*, 1922a, A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Jour. Geol.*, v. 30, pp. 377—392.
337. *Wentworth, C. K.*, 1931a, The mechanical composition of sediments in glacial form: *Iowa Studies Nat. Hist.*, v. 14, no. 3, 127 p.
338. *Wentworth, C. K.*, 1931b, Pebble wear on Jarvis Island beach: *Washington Univ. Studies, Sci. and Tech.*, n. s., no. 5, pp. 11—37.
339. *Wentworth, C. K.*, 1932, The geologic work of ice jams in subarctic rivers: *Washington Univ. Studies, Sci. and Tech.*, no. 7, pp. 49—81.
340. *Wentworth, C. K.*, 1933, Fundamental limits to the sizes of clastic grains: *Science*, v. 77, pp. 633—634.
341. *Wentworth, C. K.*, 1935, The terminology of coarse sediments, *Bull. Nat. Res. Coun.*, v. 98, pp. 225—246.
342. *Wentworth, C. K.*, 1936a, An analysis of the shapes of glacial cobbles: *Jour. Sed. Petrology*, v. 6, pp. 85—96.
343. *Wentworth, C. K.*, 1936b, The shapes of glacial and ice jam cobbles: *Jour. Sed. Petrology*, v. 6, pp. 97—108.
344. *Wentworth, C. K., and Williams, H.*, 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: *Bull. Nat. Res. Coun.*, v. 89, pp. 19—53.
345. *West, R. C., and Donner, J. I.*, 1956, The glaciation of East Anglia and the East Midlands: a differentiation based on stone orientation measurement of hills: *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 112, pp. 69—91.
346. *White, W. S.*, 1952, Imbrication and initial dip in a Keweenaw conglomeration bed: *Jour. Sed. Petrology*, v. 22, pp. 189—199.
347. *Whitney, M. L., and Dietrich, R. I.*, 1973, Ventifact sculpture by windblown dust: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 84, pp. 2561—2581.
348. *Willman, H. B.*, 1942, Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa, and Streater quadrangles: *Bull. Illinois Geol. Surv.* 66, pp. 343—314.
349. *Wolfe, M. I.*, 1967, An electron microscope study of the surface texture of sand grains from a basal conglomerate: *Sedimentology*, v. 8, pp. 239—247.
350. *Wolff, R. G.*, 1964, The dearth of certain sizes of materials in sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 320—327.
351. *Woodford, A. O.*, 1925, The San Onofre Breccia: *Bull. Univ. California Dept. Geol. Sci.*, v. 15, pp. 159—280.
352. *Zimmerle, W., and Bonham, L. C.*, 1962, Rapid methods for dimensional grain orientation measurements: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 751—763.
353. *Zingg, Th.*, 1935, Beiträge zur Schotteranalyse: *Min. Petrol. Mitt. Schweiz*, v. 15, pp. 39—140.

## ГЛАВА 4. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

### Введение и классификация

Текстуры — это такие черты осадочных пород, которые, в противовес структурам, предпочтительно наблюдать и изучать в обнажениях, а не в образцах или шлифах. Структуры, отражающие взаимоотношения между зернами, лучше всего видны под микроскопом; текстуры, отвечающие более крупным элементам строения осадочных пород, хорошо наблюдаются при полевых исследованиях. Следовательно, анализ текстур — такое же старинное занятие, как и собственно изучение геологии. Такие текстуры, как косая слоистость, знаки ряби и трещины сыхания, описаны в самых первых печатных работах геологов.

Первичные осадочные текстуры используются для определения агентов или условий осадконакопления. Например, градиционная или косая слоистость, это текстурные признаки применяются для уточнения стратиграфического разреза по вертикали или для определения первернутого залегания слоев [201]. В последние годы направленные текстуры применяются для картирования палеотечений и установления палеонаклонов и прогибов осадков [169, 171]. Особое внимание уделяется изучению биогенных текстур [ichnofossils], указывающих на условия осадконакопления. По сравнению с настоящими фаунистическими остатками эти текстуры не подвергаются переработке или переносу [194]. В последнее время повысился интерес к текстурам течения и характеру потоков, в которых они образовались [150].

Возрожденный интерес к осадочным текстурам, возникший в процессе изучения современных осадков и картирования распределения палеотечений в древних отложениях, привел к публикации многочисленных работ, посвященных различным аспектам этого вопроса. К ним относятся атласы Хабакова [112], Потгера и Петтиджона [171], Риччи Люччи [180], учебник по осадочным текстурам Кондобра и Крука [47] и монография Гублера и соавторов [84]. Существует большое количество крупных работ, посвященных особым классам текстур — пероглифам [215, 67, 61, 69] и биогенным текстурам [2, 132, 193]. Заслуживают упоминания труды синонимизма по первичным осадочным текстурам и их гидродинамической интерпретации [150]. Помимо этих работ опубликовано много отдельных статей, рассматривающих конкретные текстуры, а также ряд обстоятельных работ, посвященных слоистости, наиболее распространенной текстуре, характеризующей осадочные образования [13, 228, 36, 24, 28, 29]. Даже существует учебник по методам изучения осадочных текстур, особенно развитых в современных морских отложениях [32].

В результате повышенного интереса к осадочным текстурам делались различные попытки разработать классификацию и номенклатуру этих признаков осадочных пород. К решению проблемы классификации возможны два подхода. Один из них морфологический, другой — генетический. В первом случае делается попытка сгруппировать осадочные текстуры по признаку формы или геометрии и по месту их залегания.

например по отношению к подошве слоя. В генетической классификации текстуры объединяются в группы в соответствии с процессом образования и выделяются текстуры биогенные, гидродинамические или деформационные [155, 72]. В генетической классификации предполагается, что текстуры имеют вполне определенное происхождение. Это не всегда оправдано. Более того, многие текстуры являются сложными, и в их образовании участвуют несколько процессов. Например, при образовании рифленых отпечатков (flute cast) и знаков ряби происходит деформация осадочного материала одновременно с образованием этих текстур течениями. Но составление чисто морфологической классификации тоже связано с трудностями. Знаки ряби можно рассматривать как образования на поверхности слоя, но они могут образовывать и наклонную микроступность, которая является внутренней текстурой. Даже трещины усыхания могут быть первой поверхности слоя, могут образовывать внутреннюю текстуру породы или быть подошвенными знаками (как, например, слепки трещин усыхания в подошве нерезывающего песчаника). Чисто морфологическая классификация [47] довольно искусственна и в ней объединяются совершенно не связанные текстуры. Такая схема может пригодиться для распознавания текстур, но не прибавляет наших знаний о них.

Таблица 4-1

Классификация текстур осадочных пород

Морфологические		Однородные
Механические („первичные“)	Химические („вторичные“)	
<p><b>A. Слоистость: геометрия</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Параллельная</li> <li>2. Волнистая</li> </ol> <p><b>Б. Внутренние текстуры</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Косая слоистость</li> <li>2. Слоистость со знаками ряби</li> <li>3. Градационная слоистость</li> </ol> <p><b>В. Слоистость нарастания</b></p> <p><b>Г. Знаки на плоскостях слоистости (в подошве)</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Промоины или знаки течений (рифели)</li> <li>2. Механические знаки (борозды и т. д.)</li> </ol> <p><b>Д. Знаки на плоскости слоистости (на поверхности)</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Следы волн и всплесков</li> <li>2. Ямки и отпечатки (капли дождя и т. д.)</li> <li>3. Линейности течения</li> </ol> <p><b>Е. Деформационная слоистость</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Текстуры погружки и оседания</li> <li>2. Консидерационные складки и брекчия</li> <li>3. Песчаные дайки и каналы</li> </ol>	<p><b>A. Текстуры растворения</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Стилолиты</li> <li>2. Коррозионные каналы</li> <li>3. Пустоты, отпечатки округлые и т. д.</li> </ol> <p><b>Б. Текстуры нарастания</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Стижения</li> <li>2. Конкреции</li> <li>3. Кристаллические агрегаты (сферолиты и роетки)</li> <li>4. Прожилки</li> <li>5. Полосчатая раскраска</li> </ol> <p><b>В. Сложные текстуры</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Жеолы</li> <li>2. Сепарии</li> <li>3. Фунтковая текстура (conspire)</li> </ol>	<p><b>A. Окаменелости</b></p> <p><b>Б. Слоистость (Wentz и подобные строматолиты)</b></p> <p><b>В. Смешанные</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Следы сверления</li> <li>2. Следы ползания</li> <li>3. Отпечатки и слепки</li> <li>4. Фекальные комочки и копролиты</li> </ol>

Как и при разработке классификации осадочных пород, целесообразно для систематики текстур применить оба прегенетический и морфологический. Для удобства крупные системные единицы выделены на генетической основе, а мелкие — по логическому принципу. Поэтому осадочные текстуры подразделяются на физические, химические и биологические (табл. 4-1). Физические (механические) текстуры — это в основном первичные признаки пород, образующиеся одновременно с накоплением осадка. Они бывают гидродинамическими (образованными течениями) и реологическими, т. е. возникающими при гидропластических консолидационных деформациях, и могут образоваться в длительный постседиментационный период. Органические, или биогенные, текстуры образуются организмами в процессе осадконакопления. (Поскольку диагенетические текстуры являются постседиментационными и в основном с процессом осадконакопления не связаны, они рассматриваются отдельно в гл. 12, посвященной диагенетическим преобразованиям и их продуктам).

В целом осадочные текстуры не зависят от состава породы для литологии. Косая слоистость характерна для любых зернистых материалов, не связанных силами сцепления, будут ли они сложены зернами кварца или карбонатным песком. Градационная слоистость и зерография характерны как для некоторых известняков, так и для определенных классов песчаных пород, но существуют и исключения. Косая слоистость и знаки ряби встречаются неключидельно в рыхлых зернистых материалах, а трещины усыхания характерны для вязких илестых осадков. Строматолиты, за редкими исключениями, встречаются только в карбонатных отложениях. Однако сохранность осадочных текстур во многом зависит от состава породы. Текстуры, образующиеся на поверхности илестого осадка, могут сохраниться только в виде следов в основании перекрывающих песчаных слоев. Если же ил содержит примесь карбонатного материала и превращается при литификации в известняк, черты строения такого слоя сохраняются и будут различимы на его поверхности. Именно поэтому большинство опубликованных фотографий современных трещин усыхания сделаны в глинистых породах, а их ископаемые аналогов — в известняках.

## Слоистость

Наиболее характерной первичной текстурой осадочных пород является слоистость, или стратифицированность. По сути дела, понятие «слоистая порода» является почти синонимом термину «осадочная порода», несмотря на то что некоторые редкие разновидности осадочных пород, например тиллиты, лишены слоистости, а некоторые дивергенные породы, такие как, например, поверхностные излияния, являются слоистыми.

Слоистость, или стратифицированность выражается чередованием осадочных пород плоской или колесовидной формы, обнаруживающих один и тот же литологический состав или текстуру и таким образом отделяющихся от других слоев, с которыми они переслаиваются. Пейн [166] применял термин иласт (stratinit) для слоя «более 1 см по мощности, визуальноразличимого от подстилающего и перекрывающего слоев, разделение которых предопределено четкой разницей литологического состава или резким изменением физических свойств». Термин слоистки (lamination) применяется к чередованию аналоговых

единиц мощностью менее 1 см. Следовательно, основное различие между понятиями — в масштабе явления. Пейн пересмотрел общепринятые термины, применяемые к пластам, а именно листоватый, сланцеватый, плитчатый и массивный, и установил для каждой разновидности пределы мощности. Мак-Ки и Уир [144] сделали попытку различить термины, применяемые к пластам в зависимости от их мощности, и термины, определяющие способность расслаиваться. Как и Пейн, Мак-Ки и Уир [144] называют единицы мощностью менее 1 см слойками, а те, что больше 1 см, — слоями (beds). Слой от 1 до 5 см считается очень тонким, от 5 до 60 см — тонким, от 60 до 120 см — толстым, а свыше 120 см дается определение толстослоистые. По характеру расслаивания при той же мощности отдельных единиц порода может быть листоватой, сланцеватой, плитчатой и массивной соответственно. Более тонкие отложения называются слойчатыми (laminated), а при мощности слоя менее 2 мм — тонкослойчатыми.

Отто [153] попытался дать определение двух значащих единиц, а именно седиментационный элемент (unit) и слойчатость (lamination). Седиментационный элемент определяется как «мощность осадка, который отложился в преимущественно постоянных физических условиях». Поток по своей природе никогда не бывает совершенно однородным, поэтому, например, не встречаются осадочные породы, сложенные частицами одного размера. Фактически существует некоторое преобладающее течение, откладывающее частицы определенного размера. Это течение характеризуется средней скоростью и отлагает материал некоторого среднего размера на протяжении значительного отрезка времени. За этот промежуток времени и отлагается седиментационный элемент разреза. Когда течение резко меняется и устанавливаются новые условия (в иное время), то будет формироваться новый осадочный элемент разреза. Конечно, наблюдаются отдельные колебания скорости потока, которыми объясняется образование слоеватости или фаз [15], незначительно отличающихся друг от друга. Например, косой слой песка представляет из себя седиментационный элемент. Его образование происходит в преимущественно выдержанных условиях. Течение, отлагающее песок, выдерживает более или менее постоянное направление и скорость потока. Косые слои регистрируют местные и непродолжительные колебания скорости отлагающего течения. Второй косослоистый элемент, залегающий над первым, обнаруживающий слоистость в том же самом или другом направлении, являясь отдельным и четким седиментационным элементом и несет в себе запись нового и отличающегося эпизода осадкоаккумуляции.

Разница между седиментационным элементом и слойками, по мнению Отто, состоит не в различной мощности. Годичные слои в ленточных глинах плейстоценовых постледниковых озер, как правило, по мощности больше 1 см, но могут быть и меньше этой величины. Представляется неоправданным называть один из них слоями или пластами, а другие — слойками. Все они являются мало мощными седиментационными элементами. Поскольку алевроитистые или песчанистые участки отдельных более мощных годичных лент обычно слоеватые, необходимо различать слои и годичные слои, а следовательно, слои и слойки на другой основе, нежели предопределенное и спорное понятие мощности.

Несмотря на очевидную пользу понятия седиментационный элемент, его трудно применить к некоторым типам пород, и во многих



ситуациях оно больше подходит к грубообломочным отложениям, чем к породам чисто химического или биогенного происхождения.

Большое внимание уделяется внешней форме и геометрии тол слоистости, а также характеру и роли плоскостей, разделяющих эти элементы. Слои описываются как плоские, если ограничивающие их поверхности параллельны в пределах обнажения, и *линовидные*, если они сходятся или расходятся.

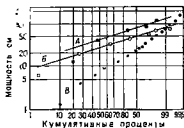


Рис. 1-1 График мощности стратифицированных слоев, построенный на логарифмической вероятностной бумаге. По [202]

А — архейские отложения, равнины озера Миникитки, западная часть провинции Онтарио, Канада; Б — архейские отложения, равнины озера Миникитки, западная часть провинции Онтарио, Канада; В — архейские отложения, равнины озера Миникитки, западная часть провинции Онтарио, Канада.

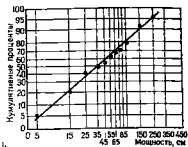


Рис. 1-2 График мощности слоев, построенный на логарифмической вероятностной бумаге. По Шварцману [189]

Континентальные осадочные комплексы и мелководные моря Атлантики

если они связаны друг с другом. Ограничивающие поверхности могут быть неровными. Такие термины, как волнистая или желваковая и концентрическая текстуры характеризуют породы, которые выклиниваются или раздуваются, или даже распадаются на неясные

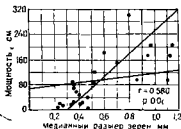


Рис. 1-3 График мощности и медианного размера зерен в конгломератах осадочных комплексов мелководных морей Атлантики

лизы и желваковые тела. Закономерность строения слоистого разреза можно охарактеризовать постоянством мощности от слоя к слою и выделением мощности и состава отдельных слоев по простиранию. Выделяется четыре класса слоев: 1) слой равной или почти равной мощности, состав и мощность которых выдержаны по простиранию; 2) слой неравной мощности, выдержанные по простиранию; 3) слой неравной мощности, проявляющиеся по простиранию, но переменной мощности и 4) слой неравные по мощности, не выдержанные по простиранию.

Слоистость можно измерять, поэтому главные ее параметры в определенной степени могут получить количественную оценку. Установлено, что значения мощности отдельных слоев многих разрезов, особенно разрезов турбинитовых отложений и чешуйчатых накоплений, почти

ются логнормальному распределению [189, 76] (рис. 4-1 и 4-21. В целом, хотя далеко не всегда, грубость обломочного материала к мощности осадочного элемента связаны между собой (рис. 4-3). Эта связь наблюдается даже в косослонистых отложениях [189] и в песчанниках из разрезов турбидитовых отложений [76, 172]. В турбидитовых песчанниках и отложениях вулканического пепла как размерность зерен, так и мощность слоев сокращается вниз по течению [187]. Следовательно, характер слонистости в этих отложениях четко указывает на фазия верховья и низовья потока, формировавшего эти отложения. Не имеет значения, наблюдается логнормальная закономерность изменения мощности слоя или нет; асимметричность в распределении мощностей по отношению к маломощным слоям выражена очень четко. Бокман [26] и предложил 6-шкалу, которая должна упорядочить первоначально асимметричное распределение мощности аналогично тому, как 6-шкала регулирует распределение гранулометрического состава.

Давно известно, что поверхности наслоения, вероятно, отмечают этапы прерывов в осадконакоплении, а в некоторых случаях, возможно, и размыв. Подобные прерывы получили название диастремы [23, с. 794] и по времени, вероятно, отвечают более длительным отрезкам, чем время накопления слоя.

### **Внутреннее строение и текстура слоев**

#### **Массивная слонистость**

Редко встречаются слои, лишенные какого-либо внутреннего строения или текстуры. Но те, которые не обладают явно выраженной текстурой, получили название массивных. На рентгеноструктурных снимках слоев, кажущихся однородными, во многих случаях заметна внутренняя слоистость [92]. Следовательно, истинно массивные слои встречаются вероятно очень редко.

#### **Тонкая слонистость (слоистость)**

Во многих слоях обнаруживается внутренняя слоистость определенного типа. В некоторых из них эти слоики располагаются параллельно плоскостям, ограничивающих слой. В других случаях слоики наклонены к плоскостям раздела под небольшими углами (1—10°) или расположены под более крутым углом (10—35° и выше). В последнем случае слоистость называется косой слонистостью, которая характерна для песчаных отложений. Слоики в таких образованиях просто регистрируют переходные фазы или мелкие случайные колебания скорости потока, образующего осадок.

Слоистость наиболее характерна для мелкозернистых отложений, в особенности алевролитов и глинистых сланцев. Она выглядит как более или менее четкое чередование материала, отличающегося по гранулометрии или составу. Обычно мощность слоиков колеблется от 0,5 до 1,0 мм. Они бывают выдержанными и четкими, либо прерывистыми и неясными. Примерами слоистости могут служить чередование грубых и тонких частиц, т. е. алевроита, мелкозернистого песка и глины (см. рис. 8-3), темных и светлоокрашенных алевроитовых слоев, в которых содержится различное количество органического вещества (см. рис. 8-4), и чередование известняка и алевроита.

Причинами для образования подобной слоистости являются колебания в скорости переноса различных материалов, которые объясняют

ся случайным смещением отлагающего потока, климатическими (особенно шклическими изменениями), связанными с или ежегодными ритмами), а также аперриодическими штормовыми наводнениями. Условия для образования и сохранения годовичных и критерии их распознавания рассмотрены в детальных работах Бр [34] и Руби [183].

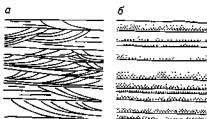
В некоторых разновидностях глинистых сланцев ярко выраженная слоистость — отличительная черта, для других характерно отсутствие этой текстуры. Типичным примером тонкослоистых глин являются озерные отложения. Меньше всего слоистость выражена в массивных илах и подобных им наземных отложениях; четкой слоистости характеризуются карбонатные осадки приливных равнин. В консолидированном состоянии эти отложения называются ламинитами.

Четкость выраженности и степень сохранности слоистости отчасти являются приближенной мерой спокойствия водной среды, в которой накапливались отложения. Даже незначительное донное течение приводит к разрушению любой слоистости, образовавшейся ранее. Поэтому слоистость отвечает осадконакоплению в зоне ниже уровня волнений. Выраженность слоев в глинах может быть связана с соленостью воды. Определенные электролиты, из которых самым типичным является раствор хлористого натрия, вызывают хлопьеобразование или смешение (summixis), которое приводит к перемешиванию алевроитовых и глинистых частей и образованию практически однородной, а не слоистой глины. Вполне возможно, что микрослоистость осадков могут разрушать организмы, поедающие органическое вещество в донных илах. В конечном результате это приводит к нереработке осадка и к частичному или полному разрушению слоистости. Поскольку такие явления наблюдаются практически повсеместно, сохранение слоистости указывает на высокую скорость накопления осадков или на придонные условия, неблагоприятные для жизнедеятельности бентосной фауны. В последнем случае могут образоваться отдельные микрослои не толще листа бумаги, проследиваемые на расстоянии в несколько километров [12, рис. 9].

В общем виде, чем тоньше слои, тем медленнее скорость накопления осадка. Справедливость этого положения очевидна из сопоставления двух слоев, образовавшихся с разной скоростью за равные отрезки времени, например за год.

### Внутреннее строение и текстура

Вслед за основными параметрами — мощностью и латеральной протяженностью — внутренняя текстура слоя — это наиболее важное его свойство (рис. 4-6). Выделяются два основных типа внутренней текстуры:



косая и градиционная слоистости. Хотя эти текстуры наиболее характерны для песчаных слоев, они могут устанавливаться как в грубообломочных, так и в мелкозернистых отложе-

Рис. 14 Слоистость течения (а) и градиционная слоистость, (б) По Бейли [19]

ниях, включая многие известняки обломочного происхождения. Бейли [18] отмечал, что эти текстуры являются взаимноисключающими и, по всей вероятности, отвечают двум прямо противоположным обстановкам осадконакопления.

### Косая слоистость и знаки ряби

Косая слоистость и знаки ряби обычно рассматривают как явления, не связанные друг с другом. Косая слоистость считается внутренней чертой слоя, а знаки ряби принято считать поверхностными знаками или текстурами на плоскости наложения. На самом деле они тесно связаны и представляют собой две стороны одного явления. Косая слоистость образуется при миграции мегаряби или песчаной волны, а знаки ряби образуют мелкомасштабную косую слоистость (слоистость ряби) при миграции.

В общем виде знак ряби — элемент мелкомасштабной текстуры. Длина волны равняется нескольким сантиметрам, а высота ее измеряется миллиметрами. В определенных условиях, однако, широко распространены гигантские знаки ряби. Такая мегарябь имеет длину волны, изменяющуюся метрами и в некоторых случаях — десятками метров, и амплитуду в несколько десятков сантиметров. Рябь таких размеров описана в приливных каналах [208, 161] и реках [211, с. 270]. Возникает вопрос, являются ли эти крупные образования знаками ряби? Их часто называют дюнами, или песчаными волнами [40, с. 17]. Сколы знаков, ориентированный вверх по потоку, обычно пологий (1—2°), и мегарябь зачастую бывает осложнена знаками ряби обычного размера.

Несмотря на некоторое родство мелкомасштабных знаков ряби с крупными песчаными волнами (или дюнами) по общим морфологическим признакам и по образованию косой слоистости при миграции обоих знаков, здесь они рассматриваются раздельно. Это частично объясняется тем обстоятельством, что знаки ряби, образующие мелкомасштабную текстуру, довольно часто встречаются в геологическом разрезе на поверхностях слоистости, а крупные песчаные волны — наоборот. Кроме того, разница между ними может быть связана с кардинальными различиями физических процессов их образования [5]. С тем, чтобы подчеркнуть эти различия, мы применяем термины рябь к мелкомасштабным формам слоистости, песчаная волна, или дюна — к крупным формам, в целом термины слоистость ряби к косой микрослоистости, образованной миграцией ряби, и косая слоистость — к текстуре, образованной миграцией крупных песчаных волн.

Косая слоистость, или косая слойчатость вызывает большой интерес, чем все остальные осадочные текстуры вместе взятые. Это явление поддается количественной оценке и чрезвычайно полезно при реконструкции палеотечений.

Косая слоистость — это текстура, характерная для песков, рыхлых зернистых материалов независимо от их состава. Она известна и под другими названиями: косая слойчатость, слоистость течения, знагоналиная слоистость, ложная слоистость; точно определить эту текстуру трудно. Для некоторых исследователей косая слоистость означает только наклонную слоистость, т. е. под крутым начальным углом. В нашем понимании она применяется ограничению к внутреннему наложению, называемому передовой слоистостью, наклонной к основной поверхности накопления в пределах одного седиментационного элемента. Такое определение, которое рассматривает косую слоистость

как внутреннюю текстуру слоя, исключает наклонную его происхождения, как, например, пляжевую слоистость, передовые слои и слоистость латерального наращивания. Но определение не зависит от масштаба явления. Косослоистости же колеблются по мощности от 3 до 30 м.

Определение, приведенное выше, используется довольно широко применительно к большинству случаев, когда выделяется косая слоистость.

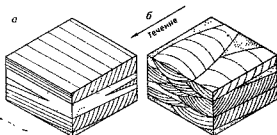


Рис. 4-5 Два типа косой слоистости.

а — плоская слоистость с рядами ленточных; б — мультислойная (или фестончатая). По Петтеру и Петтиджону [171] с разрешения издательства «Шпрингер». Стрелка указывает направление течения.



Рис. 14 Крупномасштабная косая слоистость в отложенных песчанках Панама (гора), Национальный парк Сноук, штат Юта, США. Фото Хамблдена

Мак-Ки и Уир [144, с. 382] определяют пласт передовых слоев как «косой пласт», а косослоистый элемент разреза — «набор косых пластов». Они проводят различие между косой слоистостью, у которой мощность передовых слоев больше 1 см, и «косой слоистостью», у которой мощность передовых слоев меньше 1 см.

Классификация косой слоистости затруднительна потому, что она редко встречается по форме и размеру, и отчасти из-за недостаточно обобщения типов разрезом, отчетливо существующие сложные схемы классификации трудно или невозможно применить на практике. Имеется два главных типа косой слоистости (рис. 4-5). Первый тип — это плоский раздельный слоистость, в которой наблюдаются плоские передовые слои. Второй тип представляет мультислойным набором косых слоистостей передовых слоев в которых искривлены. Даже два контра

ных типа трудно различить в мелких, неясных или неблагоприятно ориентированных разрезах. Легче всего их различать на открытой для наблюдения поверхности напластования. Контуры пересеченных слоев в первом случае представляют собой прямые линии, во втором случае они заметно изогнуты и обращены вогнутой стороной вниз по течению. Направление течения потока указывает биссектриса. Мак-Ки и Уир [144] и Адлен [6] выделили и описали множество разновидностей этих основных типов косої слоистости.



Рис. 4-7. Мелкомасштабная косо́ слоистость в алевролитах слиты Мартинсберг (Гордовик), район Мидлтаун, штат Нью-Йорк. (ИЛ Фото Мак-Брайда [136], натуральная величина)

Простая плоская косослоистая серия характеризуется масштабом, наклоном и азимутом. Масштаб отвечает мощности косослоистого элемента, которая, как упоминалось, может колебаться от 1—2 см до многих метров (рис. 4-6 и 4-7). Большинство косых серий по мощности меньше 1 м. Наклон означает падение передовых слоев. Обычно он отвечает телесному (или двугранному) углу между плоскостями передовых слоев или наклону плоскости касательной к среднему слою в месте максимального наклона к истинной слоистости.

Предполагается, что последняя была горизонтальной в момент отложения осадков — движение правильное, но не совсем точное. Наклон обычно определяется с «углом откоса», к которому он действительно приближается. Хотя считается, что угол естественного откоса составляет 33—34°, средний наклон косослоистых серий вероятно колеблется от 15 до 20°. В некоторых случаях наклон бывает чрезмерно крутой и

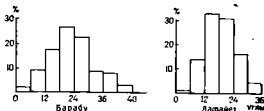


Рис. 4-8. Частота распределения наклонов косо́ слоистости в девонских кварцитах Барабу (слева) и в палеозойских отложениях слиты Лафайет

в исключительных случаях даже перевернутый (рис. 4-9), результат постседиментационной деформации. Азиму-  
стости представляет собой горизонтальный угол между  
горизонтальной проекцией линии падения передовых слоев.  
воря, это направление течения потока. Когда косослоистый  
отличается от простого плоского вытянутого тела, необходимо  
приведенные понятия. Геометрическое строение мутьдообразной  
слоистой серии лучше всего характеризовать понятиями ширины  
глубины мутьды. Отношение ширины к глубине является

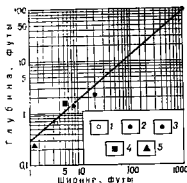


Рис 4-9. Соотношение ширины и глубины мутьдообразных прогибов в косослоистых сериях.

1 — Rio Grande (Harms and Fohnstork, 1963); 2 — Red-River (33); 3 — Kasper (Knight, 1929); 4 — Coast-Yam (206); 5 — Mississippi (McDowell, 1963).

точно постоянным даже при ш  
колебаниях значения параметров  
с. 215] (рис. 4-9). Размеры мутьд  
леблются от нескольких сантиметров  
до 30 м по ширине и от долей  
метра до 10 м и более по гл  
Горизонтальные контуры передо  
слоев заметно изогнуты и об  
вогнутой стороной вниз по  
[см. рис. 4-5)."

Рисунок на поверхности в  
стояния, представляющий мелкомас-  
штабную мутьдообразную косую сло-  
истость, различными авторами опреде-  
лялся по-разному. Например, Стоке  
[200] называл его «ребристо-борозд-  
ковым» (riv-and-furrow), Хамблин  
[91] «микрокосослоистостью» и Герш  
[85] «косой дугообразной слоисто-  
стью» (Schrägschichtungsbögen) (рис.  
4-10).

Несмотря на то что в большин-  
стве случаев контуры передовых слоев  
имеют прямую форму и пересекаются с верхней и нижней поверхно-  
стями; плоского косослоистого элемента под одним и тем же углом,  
в иных случаях их контуры представлены изогнутыми линиями и рас-  
полагаются по касательной к подошве слоя.

Хотя слой, залегающий над косослоистой серией и подстилающий  
ее, получили специальные названия кровельных и подошвенных,  
эти понятия неподходящие. Обычно передовые слои не переходят из  
в один, ни в другие. Косая слоистость не образуется в результате разви-  
тия микродельты, как можно заключить из применяемых понятий. Пере-  
ровые слои определяются терминном «срезанные», за которым стоит  
предположение об участии в их образовании процесса эрозии; эта кон-  
цепция тоже, вероятно, ошибочна.

Происхождение «косой слоистости» получило несколько объяснений.  
По определению, принятому в настоящей книге, косая слоистость не-  
сомненно образуется в результате миграции песчаной волны, размер  
которой и определяют масштаб косой слоистости. При миграции для  
возникает крупномасштабная косая слоистость, а миграция явля форми-  
рует мелкие косослоистые образования. Происхождение плоскопарал-  
лельной косой слоистости хорошо видно на рис. 4-11. Здесь кососло-  
истый элемент характеризуется начальным наклном вверх по течению,  
передовые слои на изогнуты вниз по течению. Начальные падения в первом  
случае очень незначительные, обычно 1—2°, и они не видны в единич-

дом обнажении. Также как масштаб косой слоистости определяется высотой дюны, морфология косослоистого элемента определяется строением ряби в мелкомасштабной косой слоистости и строением дюны (песчаной волны) в крупной косослоистой текстуре [6]. Правильные линейно вытянутые знаки ряби или песчаные волны образуют простую плоскопараллельную косую слоистость. Действие извилистых волн приводит к образованию мутьлообразной косой слоистости.

Значимость косой слоистости также была предметом длительной дискуссии. Косая слоистость располагается не беспорядочно, а обнару-

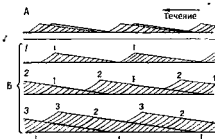
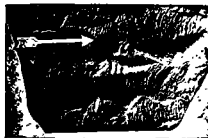


Рис. 4-10 Ребристо бороздчатые знаки, показывающие направление течения. По [206]. Пачка Солт-Уотч, сайта Моррисон (юра), горы Харрисо, штат Аризона, США

Рис. 4-11. Образование косой слоистости. По Шоттеру [1937].

А — общая картина, Б — этапы образования слоистости (1, 2, 3)

живает строго направленную ориентировку в пределах изучаемой свиты (рис. 4-12). В аллювиальных отложениях косая слоистость ориентирована вниз по палеосклону. В морских отложениях значение косой слоистости менее определенное, хотя, как правило, наблюдается направленная ориентировка. Противоположные азимуты слоистости, отвечающие течению в высокую и низкую фазы прилива, встречаются достаточно часто, и в отдельных обнажениях удается наблюдать характерную для таких отложений текстуру типа «рыбьего скелета» (herringbone). Косая слоистость золотого типа отражает преобладающие направления ветров, не обязательно планетарного масштаба. До настоящего времени не удается установить конкретный тип или масштаб косой слоистости, характерный для определенной обстановки или агента переноса, однако крупномасштабная косая слоистость, вероятно имеет скорее золотое или морское происхождение, чем речное.

Масштаб косой слоистости (и песчаной волны, приводящей к ее образованию) в субкавалных отложениях связан с глубиной водоема [6] (рис. 4-13). По наблюдениям Кари и Келлера [40], размер дюн или песчаных волн реки Миссисипи пропорционален увеличению расхода воды (и, следовательно, глубины) в периоды половодья. Даже при быстрых колебаниях наблюдений заметна приуроченность крупных песчаных волн и, следовательно, большая мощность косослоистых серий к крупным, а не мелким водоотокам. Исследования Аллена [6, с. 198] соотношения высоты песчаной волны с глубиной воды показали линейное увеличение высоты с увеличением глубины. Полученное соотношение позволяет исследователям оценивать глубину водоема по резуль-



татам изучения масштаба косой слоистости в древних с. 212].

Знаки ряби как наиболее распространенное образованных песчаных равнинах и на подошвенных плоскостях песчаников привлекали внимание не только геологов, но и изучающих волновые процессы. По этому вопросу имеется много блыканий.

Большое внимание уделялось знакам ряби как явлению на гравлах сред. Когда скорость потока над песчаным ложем достигает определенного значения, песчаные частицы приходят в движение, и на

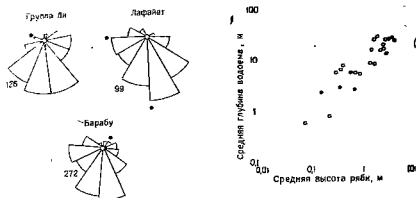


Рис. 4-12. Азимуальное направление косой слоистости в кварцитах Барабу (докембрий), группе Ли (пенсильванский); сэнте Лафайет (племона — плейстоцен). По Бретту [1953] и Поттеру [1955]

Рис. 4-13. Соотношение между глубиной водоема и высотой ряби, последний показатель определяет масштаб косой слоистости. По Аллену [5].

Залитые кружки — морские бассейны и эстуарии, незалитые соответствуют рекам

верности песка является рябь. Значительная часть ранних работ была направлена на изучение этого процесса и характера образующейся ряби. Среди первых наиболее обстоятельных геологических исследований этой проблемы следует отметить статьи Бухера [37] и Киндла [113], которых также интересовали ископаемые песчанники со знаками ряби.

Исследователи знаков ряби обращали внимание на два аспекта этого явления. Первый из них — это палеогеографическое значение знаков, особенно их ориентировки, примером чего может служить статья Хайла [107], посвященная знакам ряби в песчанике Береа (миссисипий в Огайо). Второй аспект проблемы связан с изучением внутренних текстур песчаных и алевролитных слоев, образованных наложенными друг на друга мигрирующими знаками ряби. Это текстуры, которые Хамблин [91] называл микрокосмогонностью, или слоистостью ряби, хорошо различимой в вертикальном разрезе и образующей знаком «ребристо-бороздчатый» рисунок на поверхностях напластования. В последнее время появилось много публикаций, посвященных явлению, известному под названием «качающейся ряби» (climbing ripples), и образованной ею слоистости [217, 219, 6, 142, 143]. Наиболее темные современные работы, рассматривающие знаки ряби со все

точек зрения, принадлежат Аллену [6, 8]. Рябь течения состоит из многочисленных удлиненных, в основном параллельных и отстоящих друг от друга на более или менее равное расстояние холмиков, образующих прямые или слегка изогнутые линии под прямым углом к потоку (рис. 4-14). При определенных условиях течения распределение знаков ряби становится менее закономерным и в конечном итоге они разбиваются на сжатые с боков серповидные знаки, имеющие U-образную форму в плане. Они называются серповидными и (supale), или барханоидными в том случае, если их флаги направлены вниз по течению, и лингулоидными (linguloid), если они направлены против течения (рис. 4-15). Последняя разновидность ряби наиболее характерная. Дальнейшее увеличение скорости потока приводит к исчезновению ряби и образованию ровной поверхности, по которой перемещается песок.

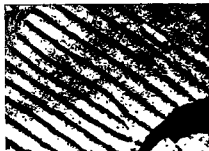


Рис. 4-14. Знаки ряби в кварците Барабу (джембри), озеро Девилс-Лейк, штат Висконсин, США

Если песчаный материал перемещается по дну, сложенному, например, затвердевшим илом, а объем его недостаточен для образования непрерывного слоя, то песок может накапливаться в форме изолированных холмиков ряби. По определению некоторых авторов это недоразвитая рябь, которая в поперечном разрезе выглядит как плосковыгнутые линзы песка, заключенные в глинистую массу. Такой тип слоистости получил название линзовидной [177], или флазерной [47, с. 98].

На песчаном дне в условиях застойного мелководья обычно наблюдаются знаки ряби колебательных движений, образованные перемещением воды, вызванным волнением. В плане рябь колебательных движений очень похожа на рябь течения и, вероятно, даже более правильная. В сечении знаки колебательной ряби симметричны, этот признак в сочетании с более резкими вершинами и широкими округлыми углублениями между ними, в свою очередь осложненными мелким срединным холмиком, отличает этот тип ряби от ряби течения. Различия между знаками и их отпечатками делают эти текстуры ценным критерием при идентификации подошвы и кровли крутопадающих слоев [48: 201, с. 114].

Элементы знаков приводятся на рис. 4-16. Длина  $l$  называется расстоянием между двумя аналогичными точками на двух соседних знаках. Высота (в ранних публикациях называемая амплитудой) измеряется вертикальным расстоянием между вершиной и точкой максимального прогиба. Отношение длины к высоте называется индексом ряби. Аналогичные термины можно использовать и для описания ряби течения, но их применение затруднено из-за менее правильной формы серповидных или луноподобных знаков ряби. Более того, рябь течения отличается асимметричным строением в поперечном сечении. Знаки ряби в сечении обнаруживают ложный склон вверх по течению и крутой в противоположном направлении, что служит надежным критерием для восстановления направления течения.

Известны и другие типы знаков ряби. Две наложения ряби образуют «интерференционную рябь», известную, в «гнезда головастики» (headoleneis). Довольно необычный описанный Страатеном, встречается в планетных осадках. Эта рябь состоит из равномерно размещенных более или менее симмет-



Рис. 4-15. Современная рябь течения в отложенных песчаного бара, р. Вермиллон, штат Иллинойс, США. Фото Поттера [171], с разрешения издательства «Ширинер»  
Течение направлено с левого верхнего угла фотографии к правому нижнему.

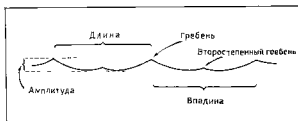


Рис. 4-16. Основные элементы знака ряби

держанных хребтиков, ориентированных параллельно течению потока. Существует еще один своеобразный тип ряби, так называемая ромбoidalная рябь [105], распространенная которой, по-видимому, ограничена зонами изрытости на пляжах.

Различные типы ряби могут быть сложными образованиями, возникающими при совместном взаимодействии волн и течений. Эти различные смешанные формы описаны в работе Страатена [208].

**Слонистость ряби (ripple hedding).** Наиболее важным аспектом знаков песчаной ряби является их внутреннее строение и мелкомасштабная (и часто сложная) косая слонистость, которая образуется при их миграции. В поперечном сечении в результате миграции образуется мелкомасштабный косослонистый пласт, то что Хамблин называла микрослонистостью. Образуется простейшая форма в виде косого слоя мощностью около 1 см. Но если условия, благоприятные для образования ряби, существуют в течение длительного времени, и один слой ряби накладывается на другой, во многих случаях образуется очень сложный тип слонистости ряби (рис. 4-17). Андерсен [11, с. 175] обратил внимание на эти сложные формы (которые он называл «катящиеся слои»), наблюдая их во флювиогляциальных отложениях Дании. Мак-Ки [140, 141] описал аналогичный пример сложной слонистости ряби в отложениях, образующихся в половодье на р. Колорадо в районе Большого Каньона. Для образования такого наложения ряби существует несколько возможных путей. Рябь может быть наложена по фазе, так, что знаки не выглядят смещенными. Чаще встречается соотношение, при котором наблюдается наложение ряби с направленным смещением вершин, таким образом рябь «дрейфует», и вышележащая «взбивается» на пологую сторону подстилающей ряби. Менее упорядоченная текстура образуется при наложении друг на друга серий ряби, совершенно не совпадающих по фазе. В этом случае образуется слутанная слонистость с линзообразными включениями, получившая название флазерной (рис. 4-18).



Рис. 4-17. Сложная текстура ряби и набегающая рябь, аллювий р. Колорадо. Фото Мак-Ки [140]

Набегающая рябь и косослонистые отложения, в которых она встречается, называемая различными терминами, например, текстура набегающей ряби [143], слонистость дрейфующей ряби или косая микрослонистость дрейфующей ряби [217, 219], демонстрирует большое разнообразие формы (см. рис. 4-17). В некоторых случаях наблюдается переход микрослонистости из одной формы ряби в другую. В других случаях косые слойки четко ограничены тыловыми плоскостями слонистости. В первом случае сохраняются слойки, обращенные к направлению движения потока, хотя они тоньше, чем слойки противоположной стороны. Во втором — слойки, обращенные к направлению движения потока, не устанавливаются. Они либо не сохранились, либо были уничтожены эрозией. Особый случай первого типа подчеркивается накоплением илистого материала в прогибе между рябью и алевритом или песка со стороны, обращенной к потоку. При таком скоплении материалов образуются серии, состоящие из чередования алевритовых и глинистых слоев с крутым падением вверх по течению, которые по своему облику напоминают крупномасштабную косую слонистость и при беглом наблюдении принимаются за нее. Этот тип, по-видимому, наиболее характерен для турбидитовых отложений [217]. Аллен [9] проанализировал гидравлические факторы, определяющие тип набегающей слонистости и угол ее подъема.

Менее упорядоченное наложение серых ряби приводит к беспорядочной внутренней слоистости. Видно, что по мере текстура явно образовалась за счет ряби, но установить мерность или направленность такого наложения не удастся. По песчаным и алевроитовым слои характеризуются волнистой слоистостью.

Присутствие глинистого материала делает форму элемента текстуры более выраженной. Глинистые прослои в форме линз образуются в результате накопления илистого материала в прогибах между рябью.

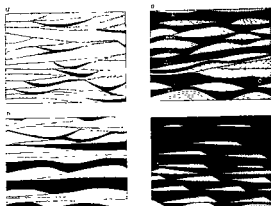


Рис. 4-18 Волнистая слоистость и флазерная текстура По Рейнику и Вундерлиху [177], с разрешения издательства «Эльзевир».

а — флазерная текстура; б — волнистая слоистость; в — линзовидная слоистость; г — нерасправленная рябь

таким образом возникает флазерная слоистость. Если глинистые прослои сливаются, то образуется волнистая слоистость. При преобладании глинистого материала элементы разреза становятся изолированными, заключенными в глинистый матрикс, такая слоистость ряби может быть линзовидной или нерасправленной [177] (см. рис. 4-18).

Можно предположить, что еще одна черта внутреннего стресса песчанников связана со слоистостью ряби, а именно, ребристобороздчатая (rib-and-groove) текстура, выделенная Стоксом [206]. Герих [85] описал этот тип текстуры в плитках монастыря Маульбронн в Центральной Европе и дал ей название «Schrägschichtungsbögen». Текстура, как можно видеть на поверхности напластования, состоит из мелких поперечных серповидных знаков, которые образуют серию, приуроченных к относительно длинным и узким бороздкам, отделенных друг от друга очень узкими и не всегда выдержанными ребрами (см. рис. 4-10). Меридиональные бороздки обычно располагаются параллельно друг другу и параллельно направлению течения. Они сохраняют ширину в несколько сантиметров, а длина достигает одного метра. Мелкие поперечные знаки имеют изогнутую форму, внутренней стороной обращены вверх по течению, а биссектриса угла направлена параллельно течению потока. Эти поперечные знаки представляют собой эродированные края ориентированной текстуры — перевернутых дугообразных слоев,

Ребристо-бороздковая текстура некоторых песчаников является простым отображением кривой микрослоистости, порожденной миграцией лингвальных знаков рьби в плоскости пласта. Стоке описал этот тип на примере отложений свиты Мозиколли (триас) и песчаной пачки Солтуш свиты Моррисон (юра) в штате Юта. Эта текстура наблюдалась в девонских плетняках в штате Пенсильвания. Текстура рьби может деформироваться одновременно с осадконакоплением. Обычно это проявляется в том, что слои становятся круче. Постепенные утончающие деформации может привести к опрокинутому залеганию знаков рьби. Вероятно, существует тесная связь между текстурой рьби и конволютной слоистостью, которая представляет собой максимально деформированный вариант текстуры рьби. Когда знаки рьби образуют изогнутые группы на поверхности илистого осадка, они могут создать нагрузку деформации и закопаться или погрузиться в подстилающий ил. Так образуются слепки знаков рьби [60].

Знаки рьби, как и кривая слоистость, оказались чрезвычайно полезными для определения стратиграфической последовательности в разрезе, для восстановления направления течения потока и характера самого потока. Меньшее значение имеют знаки рьби для определения условий осадконакопления, поскольку они образуются в различных условиях, в водной среде практически любой глубины. Волновые знаки отличаются от знаков рьби тем, что их образование происходит в одноподвижном потоке, а эоловая рьбь заметно отличается от волновой рьби. К сожалению, первая разновидность редко устанавливается в геологическом разрезе, если встречается вообще. Знаки рьби оказывают большую помощь при региональных палеогеографических реконструкциях.

Градационная слоистость как наиболее характерная особенность некоторых разрезов осадочных пород привлекала внимание геологов, установивших, что она может быть исключительно полезной для установления последовательности напластования изогнуто или перевернутых пластов. Бейли [18, 19] впервые указал на геологическую значимость градационной слоистости и выделение градационной и кривой слоистости как отличительных характеристик двух противоположных фациальных обстановок песчаного осадконакопления. В настоящее время общепринятым является представление, что градационная слоистость вероятно наиболее характерная черта турбидитного осадконакопления, происходящего в морском бассейне на значительной глубине.

Градационные слои представляют собой седиментационные элементы, выделяемые по изменению размерности обломочного материала от грубого к тонкому от подошвы к кровле элемента (рис. 4-19). Градационные слои образуются при отложении из ослабевающего потока. Их мощность колеблется от 1 см (или менее) до 1 м (и более). Отсортированные материалы могут быть представлены алевроитом, песком и в редких случаях гравелистом. Как правило, большинство слоев с градационной слоистостью представлено песчаниками (обычно граувакками в древних отложениях), мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до метра. В целом чем мощнее сортированный слой, тем более грубый материал залегает в его подошве [172]. Распределение мощности сортированных слоев происходит по логнормальному закону (см. рис. 4-2).

Градационная сортировка бывает нескольких типов. Часть градационных слоев является составной, очевидно, образованной под дейст-

нием второй волны, приходящей до того как первый формирования отложений, или при «срезании» ранее на тернала перед отложением нового градационного слоя.

Несмотря на вариации характера градационной сортировки, даемые в полевых условиях, совершенно ясно, что существует ный, или стандартный разрез текстур, характерных для наиболее-ного градационного элемента. Такой идеальный цикл получил и шива Боу ма, по имени исследователя, давшего наиболее исчер-вающую характеристику [31, с. 48]. Идеальный разрез, в его представ-лений (рис. 4 20) состоит из пяти подразделений, или «интервалов». Самый нижний интервал (А) обнаруживает четкую градационную слою-

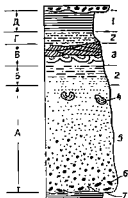
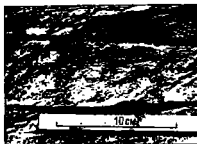


Рис. 4 14 Градационная слоистость. По Петтаджону, Поттеру и Сиверу [236], с разрешения издательства «Шарнтер».

Турбидит арктического побережья, озеро Миникотта, западная часть провинции Онтарио, Канада. Фото автора

Рис. 4 20 Идеализированный набор осадочных текстур в турбидитном слое. По Стейн

1 — асимметричные волны; 2 — горизонтальная слоистость; 3 — знак ribs течения и конволутированная слоистость; 4 — обломки, водонесенные сильным течением; 5 — градационная слоистость; 6 — обломки размыта — знаки в подложке класта (селепки)

стость и, как правило, составляет наибольшую по мощности часть разреза. В отдельных случаях градационная слоистость незаметна или даже отсутствует, если поток характеризуется исключительно хорошей сортировкой. За слоем с градационной слоистостью выше следует интервал тонкоослоного песка (В), над которым залегает интервал с микропеском слоистостью и знаками ribs (В). По данным Боу ма, этот слой сменяется верхним интервалом песчаных или алевритистых глин с слабо выраженной слоистостью (Г), интервал бывает плохо выражен и не всегда выделяется в разрезе. В кровле разреза Боу ма, завершая его располагается интервал Д, сложенный в основном глинами или сазингами.

Как отмечал Боу ма, разрезы, сложенные всеми перечисленными интервалами, встречаются редко. Во многих из них бывают срезы верх, и обычно встречаются неполные циклы, в которых хорошо представлены нижний интервал, а некоторые из перекрывающих интервалов отсутствуют. Часто наблюдается срезание в основании цикла и разрез начинается с отложений более высокого интервала. Но, по наблюде-

ниям Боума, в «срезанных» разрезах все остальные интервалы устанавливаются в соответствующем порядке.

Образование неполных разрезов объясняется ослаблением формирующего течения, по мере того как оно рассеивается по дну бассейна. По мере выпадения в осадок грубообломочного материала и ослабления силы течения из разреза может исчезнуть интервал с градационной слоистостью, и осадконакопление начнется с нижних тонкослоистых песков. Дальнейшее ослабление течения приведет к тому, что первый интервал будет сложен отложениями с текстурами ряби.

Такое латеральное изменение характера градационных слоев, сопровождаемое уменьшением их мощности, предполагает объяснение возникающей зависимости между мощностью и гранулометрическим составом. Уменьшение мощности и гранулометрического состава вниз по направлению течения в идеальном разрезе с градационной слоистостью происходит по отрицательной экспоненте [187]. Последовательное выпадение нижних интервалов даст нам ключ к пониманию «приближенности» отложений. Слои, располагающиеся близко к источнику глоса, обнаруживают полный разрез. В наиболее удаленных наблюдается срезание базальных слоев. Из этих отношений Уокер [218] вывел «показатель приближенности»  $P$ , который определяется по формуле  $P = A + 1/2B$ , где  $A$  и  $B$  — процентные содержания слоев в разрезе, начинающемся соответственно с интервалов  $A$  и  $B$  в разрезе Боума.

Как отмечалось выше, градационная и косая слоистости представляют собой символы двух прямо противоположных обстановок песчаного осадконакопления. Как взаимноисключающие черты, они, следовательно, не встречаются в одном и том же разрезе. Но было также отмечено, что мелкомасштабная косая слоистость или текстура ряби является составной частью идеального градационного слоя. Крупномасштабная косая слоистость, захватывающая осадочный элемент шельфом, явно отсутствует в градационных разрезах.

Градационная слоистость пользуется широким распространением во времени и пространстве. Это самая характерная черта практически всех ранних докембрийских разрезов на Канадском щите [162, 221]. Аналогичная слоистость описана в ранних докембрийских разрезах Финляндии [202].

Градационная текстура также установлена и описана в архейских отложениях Южной Африки и Австралии [59]. Но она встречается не только в архейских образованиях. Ее можно наблюдать и в более молодых отложениях. Опубликованы великолепные описания этой текстуры, установленной в породах силура в районе Аберистунт в Уэльсе [181, 121, 226], в отложениях Аленин [129, 86], в кембрийских породах свода Харлек в Уэльсе [115], в разрезе палеогена по ручью Санта-Паула в Калифорнии [157], в карбоне район Кульм в центральной части Европы [130], в Карпатском флише [64], в свите Мартинсберг (ордовик) в центральных Аппалачах [137] и в верхней части морского левона на той же территории [139]. Градационная слоистость установлена также в позднепалеозойских отложениях свиты Стенли-Джекфорд в горах Уачита в Арканзасе и Оклахоме [43] и в меловых отложениях в долине Сакраменто, Калифорния [162], а также во многих других разрезах отложений различного возраста. Градационная слоистость вероятно характерна для всех мощных геосинклинальных накоплений граувакк, переслаивающихся с глинами и сланцами. Ее также можно наблюдать в кернях современных глубоководных песков [158; 124, с. 10].



Градационная слоистость в первую очередь характерна, главным образом граувакки палеозойского и более древнего возраста. Однако она встречается не только в этой разновидности осадочных пород, но и в некоторых известняках, которые на ранней стадии становились карбонатными песчаниками. Эта разновидность известняков получила название аллоэпических (alloclastic) [149, с. 156]. Случаи градационной слоистости наблюдаются в кварцитах и других породах древних пород как древних, так и современных, но это не типичное явление, так как они не являются глубоководными отложениями, характеризованными полностью или частично шилами Боума. В этих случаях градационный слой встречается изолированно или спорадически.

Образование градационной слоистости получило несколько объяснений. Бейли [18] приписывал ее землетрясениям, которые «время от времени распределяли песчаный и глинистый материал». Он предполагал, что градационные слои являются «результатом осаждения в относительно спокойной придонной воде, что позволяет песчаному и глинистому материалу накапливаться в одном и том же месте, хотя накопление илов происходит с некоторым отставанием, поскольку они обладают более тонкой структурой». По мнению Бейли, «песок и илы, образующие неустойчивые скопления на границах геосинклиналей, перемещаются и периодически выбрасываются подводными землетрясениями в суспензию, из которой оседают осадки в относительно спокойной и глубоководной обстановке».

Кюнен и Миглорини [129] первыми высказали предположение, что большая часть градационных текстур вероятно образуется турбидитными течениями. Кюиси [120] представил детальный обзор доказательств в пользу образования градационной слоистости в турбидитных течениях. Наиболее убедительное доказательство заключается в текстуре слоя, т. е. в постепенном уменьшении зернистости по разрезу, явлению, получившем подтверждение при моделировании турбидитных течений [129, 128]. Примечательными чертами являются выдержанность мощности даже наиболее грубых интервалов (в обычных высокоскоростных течениях образуются линзообразные косослоистые элементы), отсутствие косой слоистости — черты глубоководного происхождения (соответствующая микрофауна в глинистых прослоях) и отложение грубых обломков на поверхности подстилающего или без малейших ее нарушений (ходы червей сохраняются в виде отпечатков на подошве перекрывающего песчаного пласта). Очевидно, каждый градационный слой регистрирует один кратковременный эпизод и является результатом глубоководного осадконакопления за пределами влияния обычных донных течений и волн. Имеющиеся данные почти определенно указывают на отложение из плотного турбидитного потока, натекающего в результате подводного оползания, возможно, вызванного землетрясениями. Несмотря на достаточно единогласное мнение о происхождении градационной слоистости, некоторые исследователи возражают против объяснения ее образования в турбидитных потоках [214: 106, с. 696]. Рекомендуем ознакомиться с этими статьями, а также с дискуссией по затронутым вопросам в работах Кюенена [125, 126].

Можно предположить, что градационные слои образуются и другими способами. Близкое сходство маломощных градационных слоев с ленточными глинами и завитками илеистоцепоновых прогляциалей озера породило точку зрения о происхождении градационной сло-

сти при сезонном поступлении осадков, контролируемом сезонным таянием ледника. Такой механизм был привлечен для объяснения происхождения градационных слоев в отложениях формации Садбери в провинции Онтарио, Канада [45, с. 234], в архейских отложениях района Тампере, Финляндия [202], и в архее на озере Миннитак, Онтарио [167]. Эти объяснения почти наверняка являются неправильными и выдвигались до разработки концепции о турбидитных потоках. Если эти градационные слои имели сезонный характер, то их мощность свидетельствует о неоправданно высокой скорости осадконакопления. Несмотря на то что в отложениях плейстоценовых озер устанавливаются достаточно мощные песчаные слои, трудно предположить, что градационные слои в древних отложениях образовались подобным путем. Помимо этого в древних отложениях с градационной слоистостью не встречаются натежные образования (dropstones) — наиболее примечательная черта ледниково-озерных или ледниково-морских отложений.

Если интервал времени, за который происходило образование разреза отложений с градационной слоистостью, разделить на число градационных слоев, то можно сделать вывод, что слои регистрируют события, разделенные длительными промежутками времени. Кюени [120] таким путем подсчитал, что один градационный слой от другого отделен промежутком времени от нескольких сотен до нескольких тысяч лет. Эта точка зрения была поддержана другими исследователями [109, с. 550]. Градационные слои регистрируют очень кратковременные события. Переслаивающиеся с ними пелитовые слои образуются на месте их накопления происходит чрезвычайно медленно.

Несмотря на то что отдельные или спорадические градационные слои могут образоваться при вулканических извержениях, обширных наводнениях или ураганных штормах, большая часть повторяющихся морских отложений с градационной слоистостью почти наверняка образуется мутьевыми потоками. Градационная слоистость, образование которой вызвано другими причинами, встречается относительно редко в виде изолированных образований и отличается по строению и сопровождающим проявлениям, поэтому принять ее за слоистость мутьевых потоков невозможно. Исключение, вероятно, представляют более тонкие равнослоистые мелкозернистые алевролиты. Отличить эти отложения от настоящих сезонных осадков гораздо труднее.

Происхождение отложений с градационной слоистостью неразрывно связано с вопросом о турбидитах. Поэтому для дальнейшего ознакомления с градационной слоистостью рекомендуем исчерпывающие работы по турбидитам [31, 33, 220].

Слоистость нарастания (growth bedding). Термин слоистость нарастания применяется в книге для обозначения слоистости, образованной *in situ* в результате жизнедеятельности организмов или при химическом осаждении на поверхностях осадконакопления. Эта слоистость отличается от описанной ранее, в которой составляющие породу зерна распределяются в ее текстуре под действием течения. Таким образом слоистость нарастания, в противоположность слоистости течения, особенно характерна для некоторых классов известняков и отложений известковых туфов и травертинов.

Наболее примечательной чертой является, вероятно, строматолитовая слоистость, хорошо выраженная во многих раннепалеозойских и докембрийских известняках. Поскольку указанный тип слоистости связан с образованием и свойствами водорослевых скоплений,

в нем объединяются свойства осадочной текстуры и ортоков. Более подробно эти образования рассматриваются в священной биогенным текстур.

Многие химически осажденные материалы (травертины, известковые туфы всех сортов и чилийская селитра) обнаруживают тость или наслоение, часть которых близко копирует строма слоистость [223]. Слоистость такого типа тесно связана с крической структурой породы и с некоторыми типами диагенети слоистости, в частности с определенными разновидностями сел [153]. Они рассматриваются в гл. 12, посвященной диагенетическим скоплениям.

## **Знаки на поверхностях напластования и текстуры**

Когда слои свободно разделяются по плоскостям напластования, на образующихся поверхностях обычно обнаруживаются различные знаки или текстуры. Эти характерные черты образуются на поверхности напластующегося осадка, но большая часть их, если не подавляющее большинство, сохраняется в виде следов в нижней части, или подошве, перекрывающего слоя. Это в особенности справедливо, когда подстилающий материал сложен глинистым илом, а перекрывающий представлен песком. Отпечатки дождевых капель, трещины усыхания, рифы, бороздки и тому подобное сохраняются в виде «следов» в подошве перекрывающего песчанника. С другой стороны, некоторые знаки появляются либо в подошве, либо в кровле пласта. Например, знаки ряби встречаются в виде как следов, так и нормальной текстуры ряби на плоскости напластования песчанника. Таким же образом плоскость, разграничивающая слои, может быть выражена в верхней или нижней поверхности песчаной плитке. Однако те знаки, образование которых характерно для поверхности илового материала, обычно проявляются в виде подошвенных знаков и здесь рассматриваются отдельно. Текстуры, образующиеся на песчаных поверхностях, которые могут появляться как в кровле, так и подошве пласта, рассматриваются отдельно как «поверхностные знаки».

### **Подошвенные знаки**

Подошвенные знаки являются чертой строения плоскостей напластования, характеризующей подошву некоторых песчаных слоев, реже известняков, перекрывающих глинистые толщи. Они представляют собой рельефные текстуры, образовавшиеся при заполнении углублений на поверхности ила, на которую оглаживается песчаный материал. Хотя подошвенные знаки известны давно [90], тем не менее в их происхождении много неясного. Они вполне оправдывают свое название иероглифы и были расшифрованы сравнительно недавно [215, 122, 61, 67, 70]. Значительная часть ранних работ была направлена на описание и классификацию этих текстур и их использование в качестве индикаторов направлений. Стремление понять их происхождение привело к постановке экспериментальных исследований [62, 69, 10].

Подошвенные знаки образуются в результате действия течений, при деформациях, вызываемых нагрузкой вышележащих пород и за счет жизнедеятельности организмов (см. табл. 4-1). Здесь мы рассматриваем в основном знаки, образованные течениями. Они относятся к двум классам, а именно, образованным эрозивной деятель

струй и знаками, оставленными обломками, движущимися по поверхности дна. Последние также известны под названием следов выпакивания (lool marks).

**Знаки течений и следы выпакивания.** В результате деятельности течений образуются промоины, которые заполняются песчаным материалом и перекрываются слоем песка, такие знаки получили название слепков выемок (ilute casls) (рис. 4-21). Они выглядят как рельефные выпуклые образования в подошве вышележащего песчаного слоя. Форма, размер и характер расположения слепков изменчивы. Слепки обычно слегка приплюснутые, удлиненные, с изогнутым клювом, обращенным вверх по течению, противоположный конец знака расплюснывается и сливается с плоскостью напластования. Размеры этих слен-



Рис. 4-21. Подошвенный слой песчаного монолита покрытый большим количеством слепков выемок  
Глубоководные песчаные Денбиг (скелр), Уэльс. Длина образца около 55 см

ков изменяются от 1—2 см до 1 м в длину и от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в высоту. Некоторые вытянуты больше, другие по форме треугольные, или дельтовидные. Рельефный нос, или клюв, ориентированный против течения, иногда закручивается или изгибается. Слепки выемок образуют скопления, изолированные знаки встречаются относительно редко. Они либо широко отстоят друг от друга, либо полностью закрывают подошву и даже выходят за ее пределы. В редких случаях знаки образуют диагональные ряды или системы [122].

Выемки выполняются песком, во многих случаях более крупным, чем основная масса песчаного пласта, частью которого являются сленки выемок. Менее правильные выемки (рифели) становятся похожи на отпечатки пагрузки, но они различаются тем, что знаки течения врезаются или эродированы и секут слоистость в подстилающей породе. Некоторые знаки бывают скульптурными или ступенчатыми, что отражает избирательный размыл по микроструктуре в подстилающей материи. Микроструктура вокруг деформационных сленков или углублений обычно деформированы, и знаки их не пересекают.

Знаки течений формируются под воздействием завихряющихся струй. При соответствующих динамических условиях в потоке образуется масса завихрений, которые взмучивают подстилающую поверх-

ность ила. Размеры завихрений зависят от динамического потока. Размер выемок определенным образом связан с к обложочного материала и энергией потока. Образующиеся знаки ий чрезвычайно полезны при реконструкции палеотечений. Хотя образуются в различных обстановках осадконакопления, наиболее ко знаки выражены в подолве слев турбидитовых песчаников (известняков) и, следовательно, являются наиболее примечательной чертой флювиальных образований.

Еще одна форма знаков, образующаяся при вымывающем действии течения (и следовательно, связана со знаками течений), серповидные намывы (сугgent crescent) — подковообразные углубления (и) немецки — Hufeisenwülste). Эти знаки образуются при размывании материала



Рис. 4-22 Нижняя поверхность плитчатого песчаника из отложений святы Хаг, группы Нанка, верхний девон, озеро Конесус штат Нью-Йорк, США. Видны различные типы следов борозд. Направление течения сверху вниз по образу. Размер образца в длину 44 см, около 38 см

вокруг какого-либо предмета, например гальки, лежащей на поверхности теска. Размы и рывинки максимальны на стороне, обращенной к потоку, и прослеживаются по обе стороны от упомянутого препятствия. Во многих случаях препятствие на пути потока создает обломки останец глинистых пород, после выветривания которых остается отверстие, окруженное серповидным холмиком, являющимся следом углубления.

Течения также переносят песчаные зерна, раковины, обломки глинистых сланцев и т. п. Они перемещаются по поверхности ила, перекатываются и оставляют отпечатки, которые сохраняются в виде слабых

выявленных положительных форм в основании подстилающего песчаника; эти знаки получили общее название следов выпавивания.

Наиболее примечательные из них — следки борозд, рельефы, прямые или изогнутые, окруженные или заостренные выступы нижней поверхности некоторых песчаных кластов (рис. 4-22). Некоторые знаки сложные и состоят из микробороздок и холмиков второго порядка. Часть из них как бы «оперенные», т. е. сопровождаются меньшими, слегка раздваивающимися бороздками, расположенными симметрично по обе стороны основного следа борозды. Предполагается, что эти знаки образуются при заполнении углублений, оставленных на затвердевшей поверхности ила различными движущимися предметами. Они также называются «знаками выпавивания», или «следами выпавивания» [122].

Следки борозд редко встречаются по одиночке; чаще они образуют серии. На одной поверхности обычно присутствует не менее двух серий, пересекающихся друг с другом под острым углом. Одна серия частично срезает другую. В пределах каждой серии не наблюдается отклонений и изгибов или наблюдаются лишь незначительные отклонения

ния в направлении борозд. Слепки борозд редко встречаются совместно со слепами течений; вероятно, это взаимоисключающие знаки. Отдельно взятый слепок борозды обычно имеет 1—2 мм в высоту, его отличается прямолинейность, а в большинстве обнажений бывает трудно установить начало или конец знака. Поэтому очень трудно установить механизм образования слепков.

Слепки борозд следует отличать от знаков или слепков скольжения, образующихся при движении крупных предметов по дну, например глыб, сложенных глинистыми сланцами. Такие скользящие предметы при движении поворачиваются или вращаются, поэтому они оставляют искривленный след, отражающий это вращение. Слепки борозд выглядят менее упорядоченно, они могут ассоциироваться с другими знаками выпахивания, такими как отпечатки отскоков, ударов, но редко со слепами выемок. Подобно текстурам струй течения, борозды наиболее характерны для подолженных слоев турбидитных отложений. Они, вероятно, наиболее типичные подолженные знаки флишевых фаций.

Происхождение слепков борозд долгое время оставалось загадкой. Очевидно, они создаются потоком, и их ориентировка тесно коррелируется с направлением потоков, формирующих другие текстуры. То, что они являются знаками выпачивания, доказывается очень редкими находками обломков раковин или песчаных зерен в конусах борозд, ориентированных вниз по течению. Точная динамика процесса окончательно не установлена. Движение многих предметов, перемещаемых течением, сопровождается качением и скачкообразными перемещениями (сальтациями), о чем свидетельствуют различные следы ударов. Однако для образования борозд необходим постоянный контакт предмета с дном. Даже давление на него и, как показывает рисунок слепа борозд, при перемещении предмет не вращается. Вихревое движение потока приводит к образованию знаков струй, а не слепков борозд. Следовательно, механизм образования борозд окончательно не ясен.

Загадку представляют собой и пересекающиеся системы слепков борозд. Вероятно, борозды образовались под действием турбидитовых потоков плотных масс материала, передвигавшихся вниз по подводному склону. Но если одна система борозд регистрирует движение вниз по склону, то другая, по-видимому, нет. Возникает вопрос: образовались ли обе системы борозд одним течением или разными?

Поскольку слепки борозд широко распространены, они относятся к числу наиболее надежных индикаторов палеотечений. Однако использовать слепки борозд следует в сочетании с другими знаками, поскольку они дают азимут потока, но не его направление.

Помимо слепков борозд известны другие разнообразные следы выпачивания. Некоторые из них образуются при прерывистых контактах предметов со дном, другие — в случае, когда обломки катятся по дну и оставляют за собой характерный след, или роспись. К первой группе относятся следы ударов, царапин и вмятин. Слепки ударов, или скачков, регистрируют выбоины, производимые предметом при сальтации. Они выглядят как мелкие, слегка выпуклые знаки, отстоящие друг от друга на примерно равном расстоянии. Знаки царапин или их слепки — гермины, применяемый к подобным текстурам, но образующимся при случайных и нерегулярных ударах. Для отпечатков царапин также характерен слепок небольшого холмика, образующийся впереди движущегося предмета. Слепки тычков (prod cast) отличаются тем, что предмет типа разбухшей ветки проникает в поверхность ила, а затем перемещается по течению и, оторванный от

дна, уносится потоком. Поэтому слепки тычков выглядят как углубленные слепки бороздок с резким, более выраженным окончанием вниз по течению (см. рис. 4-22).

Знаки перекатывания отмечают путь, пройденный шмелем предметами. Обычно они наблюдаются во флишевых сериях, образуются при перекатывании плоских спирально завернутых вин, которые вращаются, подобно колесу или обручу и, подобно отпечатку автомобильной покрышки, оставляют характерную «роспись» или отпечаток [193].

Трещины усыхания. Еще одну разновидность подошвенных знаков, не связанных с деятельностью течений, представляют собой слепки трещин усыхания. Они образуются в пластичных материалах (напри-

мер, в илах) за счет усыхания при потере воды. В результате образуется многоугольная сеть трещин, достаточно широких на поверхности, но сужающихся вниз. Когда такая поверхность внезапно затопляется водой, песок, заполняющий трещины, сливается с вышележащим песчаным слоем, а при литификации и последующем выветривании подстилающих глин на подошве песчанка образуется полигональная сетка резко выпуклых борозд.

Текстура деформации. В результате деформации рыхлых осадков образуются разнообразные текстуры, некоторые из них значительные по масштабу. Среди мелких текстур выделяются подошвенные знаки, образующиеся при неравномерной нагрузке или в связи с нестабильной плотностью слоистой толщи. Такие знаки получили название



Рис. 4-23. Слепки внедрения в основании песчаной «пласты» юрты Оксфордской эмиссии штата Иллинойс. Фото С. Вебера

слепков внедрения и рассматриваются в настоящем разделе, поскольку тесно связаны с подошвенными знаками иного происхождения. Более подробно о деформации слоев и образующихся при этом текстурах изложено в следующем разделе.

Слепки внедрения, для которых наиболее подходящим является термин карманы внедрения, представляют собой пузырчатые или синецидные образования в подошве песчаного пласта, перекрывающего глинистый слой (рис. 4-23). Они похожи на слепки выемок по размеру и скульптуре, но отличаются неупорядоченностью расположения (отсутствием симметрии и ориентировки). Они не являются «слепами» ни в каком из значений этого понятия, поскольку деформация юрских глинистых слоистых глин приводит к направленной вниз «спотрудине» песка и не связана с заполнением промывки. Очевидно, подобные текстуры возникают в результате неравномерного распределения нагрузки и неоднородности по боковым и вертикальным направлениям перемещения при исключительных движениях глин и встречном восхождении перемещенной глинистой массы. Эти образования в иско-

чительных случаях приобретают форму мешочков, соединяющихся с материнской породой через пережатую горловину, в редких случаях они отделяются от пласта и погружаются в материал подстилающего слоя. Это так называемые «кисеты» внедрения, а при отделении от верхнего пласта — шары внедрения.

Иногда процесс образования слепков внедрения начинается при неравномерной нагрузке, связанной с процессом седиментации. При соответствующих свойствах подстилающей глинистой толщи слепки выемок и борозд могут оползать, приобретая некоторые черты сленков внедрения. Иногда угнетенные или изолированные знаки ряби являются причиной неравномерного давления на подстилающий слой и при благоприятных условиях «зарываются» в подстилающий ил [60]. Обычно знаки ряби сохраняют свое расположение и внутреннее строение унаследованными от материнского пласта.

Сленки внедрения образуются в любых обстановках осадконакопления, в которых песок накапливается на водонасыщенном гидростатическом иле. Они характерны для турбидитных отложений, но даже здесь в одних случаях проявлены многочисленные деформации, а в других их нет. Вероятно, там, где один мутьевой поток следует за другим, нижележащий ил не успевает дегидратироваться; в этом случае деформационный эффект проявлен очень ярко. Если же промежуток времени между потоками значительный, процесс естественного уплотнения делает маловероятным проявление сленков внедрения.

### Поверхностные знаки

К этой группе относятся различные борозды, знаки течений и тому подобные формы, образующиеся на поверхностях песчаных пород. Их можно наблюдать в виде нормальных текстур в кровле слоя или в виде «отпечатка» или «сленка» на подошве пласта. Знаки ряби как наиболее выраженные и распространенные формы рассматривались в предыдущих разделах, так же как и различные биогенные текстуры. Будет логично отнести в эту группу и трещины усыхания, характерные для илестых осадков.

Линейность течения (parting lineation) на плоскостях напластования некоторых тонкослоистых песчаников встречается довольно часто, но она плохо изучена, так как имеет слабовыраженную текстуру (рис. 4-24). Она особенно хорошо заметна в песчаниках, раскалывающихся на плитки. Стокс [206] называл такую текстуру первичной потоковой линейностью (current lineation), но раньше ее описал и изучил Ганс Клоз [44], который считал, что такая текстура ориентирована параллельно направлению отлагающего течения. Поскольку она выражена на поверхностях раздела, Кроуэлл [50, с. 1316] предложил называть такую текстуру линейностью на плоскостях напластования.

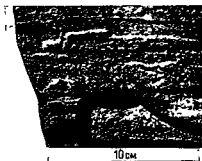


Рис. 4-24 Линейность течения в отложениях знака Солт-Уотс, свита Моррисон (юра) в Аризоне. По [206].  
Параллельное течения параллельно масштабной линейке



Текстура проявляется на плоскостях напластования в виде раздельных, слабовыраженных, вытянутых борозд и хребтинок рельефом. В других случаях, при менее совершенном расколе, на их поверхности наблюдаются неровности, как бы остатки и липшей штукатурки. К такой текстуре был применен термин «ступенчатая линейность на плоскостях напластования» [137] для того, чтобы отличить ее от нормальной линейности, характерной для ровных поверхностей. Мак-Брайд и другие [137] показали среднее направление зерен, ориентированных параллельно линейности. Стокс [206] считал, что указанная текстура означает «образование осадка в флювиальных условиях или по крайней мере под маломощным слоем текущей воды». Однако знаки линейности на плоскостях напластования установлены и в глубоководных турбидитных течениях.

Волновые промонны (rill), знаки заплеска (swash) и связанные с ними текстуры. На поверхности песчаного осадка образуется множество различных знаков, большинство из которых редко сохраняется в ископаемом состоянии. К ним относятся волновые промонны, четкие дендровидные, раздваивающиеся вверх по течению образования, характерные для прибойной зоны на пляже, а также встречающиеся в песчаных барах и на прибрежных песчаных равнинах. Своим образованием эти знаки обязаны перемещению гонкого слоя воды. Знаки заплеска выглядят как тонкие волнистые линии на пляжах, оставленные верхним гребнем волн [201, рис. 89]. Ромбондальные знаки «ряби» образуют систему сетчатых узоров с низким рельефом [105, 164], очевидно, возникающую при обратном течении на пляжах. В целом волноприбойные знаки, знаки заплеска и ромбондальные знаки «ряби» чрезвычайно редко сохраняются в ископаемом состоянии.

Знаки (ямки) капели дождя, града и брызг. Перечисленные знаки проявляются в виде мелких округлых или эллиптических ямок, образованных в свежих илах под действием дождя, капели или брызг. Знаки капели дождя обычно в виде следков встречаются в ископаемом состоянии в основании песчаных или алевролитовых слоев. Подобно трещинам усыхания, следы дождевых капель являются признаком накопления отложений в субаэральных условиях и чаще сохраняются в континентальных слоях. Отпечатки пузырей могут быть ложными на следках дождевых капель и иногда принимаются за них.

Трещины усыхания (mid cracks). Некоторые поверхности напластования разбиты трещинами, образующими неправильную систему многоугольников, которые в настоящее время заполнены песчаным или алевролитовым материалом (рис. 4-25). Первоначальная порода представляла собой ил, а система трещин возникла в результате усыхания, в большинстве случаев связанного с потерей воды при выведении илстого осадка на поверхность. Поэтому они также называются трещинами обезвоживания, или солесечными трещинами. Не все отложения трещин усыхания являются глинистыми по составу. Трещины усыхания наблюдаются в микрозернистых известняках и вызывают накопления карбонатным алевролитовым материалом и даже доломитич. алевролитом или песком. Трещины в глинистых илах часто образуют следки на нижней поверхности песчанников; эти же образования в карбонатных илах могут располагаться и кровле ныне литифицированной породы.

Размеры многоугольников, ширина трещин и их глубина в значительной степени изменчивы. Ширина многоугольников изменяется

нескольких миллиметров до 30 см, а ширина трещин колеблется от долей миллиметра до 3—5 см. Они проникают на глубину 1—2 см, иногда до нескольких десятков сантиметров. Характер многоугольников по крупности очевидно в определенной степени зависит от мощности обезвоженного слоя.

Как правило, трещины выклиниваются с глубиной. Они заполняются песком или более крупным обломочным материалом. Если подсыхающий слой относительно маломощный (несколько миллиметров), трещины могут прослеживаться через весь глинистый слой до следующего подстилающего песчаного пласта. Образованные при высыхании

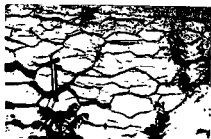


Рис. 4-25 Трещины усыхания в глинистом известняке, свита Уилс-Крик (силур), в окрестностях Раулитона, Мэриленд. Фото Уоррена Уайта

Рис. 4-26 Снятые песчаные чешуйки трещин усыхания, пачка Буффало-Спрингс, свита Кордокоич (кембрий), Мирамонтаун, штат Пенсильвания. Фото С. Вебера

многоугольники отрываются от пласта, слегка перемещаются, закручиваются или даже переворачиваются, их может подхватить последующий пачок, перенести и отложить среди песчаного материала перекрывающего слоя. Так образуются некоторые конгломераты, галька которых сложена глинистыми ошатышами, а матрикс породы представлен песком.

Во многих случаях в поперечном разрезе наблюдаются деформированные, «смятые» или разорванные песчаные прожилки (рис. 4-26). Верхний конец песчаного прожилка, заполняющего трещину, даже выглядит как бы вытолкнутым вверх, в материал перекрывающего слоя. Такое смятие происходит из-за несжимаемого характера материала заполнения трещины, приспособляющегося к уплотнению и сокращению мощности вмещающей породы. Некоторые исследователи [200] пытались использовать явление смятия для количественной оценки степени уплотнения.

Поскольку трещины образуются при усадке, они не встречаются в чистых песках, так как последние при усыхании практически не сокращаются в объеме. Собственно трещины в ископаемом состоянии не сохраняются, но представлены только заполняющим материалом («слюдками»). Разбитая трещинами глинистая порода обычно разру-

шается, но в перекрывающем песчаном слое полная система сохраняется в виде многоугольной сетки острровершинных хребтов нижней поверхности песчаного пласта.

Образование многоугольной системы трещин объясняется сокращением объема глинистого материала при потере воды. В основном происходит при субаэральном высыхании. Однако образование некоторых систем трещин усыхания относится за счет самопроизвольного обезвоживания гелеподобных материалов даже в субаквальных условиях. Таким путем объясняется образование системы трещин в отдельных конкрециях и кремнистых стяжениях [212]. Такие трещины получили название трещин синерезиса. Явление синерезиса объясняет образование систем трещин в дитиффированных илах, имеющих необычный состав, например, в доломитовых илах. Предполагается, что подобные трещины характерны для гелеподобных материалов [224, с. 466; 38]. Критерии для распознавания трещин усыхания от трещин синерезиса неясны. Очевидно, трехмерная радиальная система трещин в конкреционных телах образуется иначе, чем многоугольная система трещин, заполненных песком, наблюдаемая в глинистых отложениях.

Благоприятные осадочные обстановки для образования трещин усыхания существуют в приливно-отливной зоне, во временных пустынных озерах, а также на плоских затененных участках, периодически затопляемых реками в половодье. Баррел [22, с. 550] отмечает, что вероятность захоронения в ископаемом состоянии приливо-отливных равнин невелика, поэтому «...трещины усыхания являются одним из наиболее надежных указаний на континентальное происхождение глинистых осадков».

### Деформированная и нарушенная слоистость

Одновременно с осадконакоплением или непосредственно после него может происходить гравитационное перемещение материала, в результате которого осадочные текстуры оказываются деформированными. В частности, слоистость бывает нарушена или даже полностью уничтожена. Во многих случаях это вызвано нестабильностью осадка, которая приводит в действие гравитационные силы. Рассмотрим три из них.

В первом случае движение в основном вертикально: конвективный перенос материала возникает при непостоянной плотности стратифицированного материала, например, при отложении песчаного слоя на менее плотный и водонасыщенный пласт, сложенный алевроитовым или глинистым материалом. Если в подстилающем пласте происходят тектонические изменения, обуславливающие потерю его прочности, в результате образуются конвекционные ячейки, начинается перемещение песчаного материала вниз и компенсационное восхождение движения алевроитового или глинистого материала [16, 17, 14]. Это движение может происходить медленно, быстро и даже катастрофически.

Во втором случае неустойчивость осадков объясняется их положением на наклонном пологом склоне повышенной крутизны. Перемещение материала при крутых углах наклона характеризуется значительной латеральной компонентой и, следовательно, приводит к перемещению материала в почти горизонтальной плоскости. Медленное движение вниз по склону называется сползанием, ускоренное смещение называется скольжением, или обрушением. Эти явления могут происходить как в субаэральных, так и подводных условиях.

Третий случай связан исключительно с песчаными породами. В определенных условиях этот материал становится «зыбучим» и приобретает способность внедряться в виде даек или силлов в соседние слои. В этих случаях песок полностью лишается всех первичных текстур. Интересно отметить, что именно песок, а не глина становится мобильным. Аргиллиты или глины разрушаются и образуют обломки, погруженные в песок, обладающий большей мобильностью.

### Слепки внедрения, шаровая и подушечная текстуры

Незначительное вертикальное перераспределение обломочного материала приводит к образованию слепков внедрения, описанных ранее. В отдельных случаях образуются так называемые «кисеты внедрения». Языки глинистых пород, которые проникают в перекрывающий песчаный пласт, образуют в поперечном разрезе факельную текстуру. Иногда в глинах такие «факелы» опрокинуты в определенном направлении или даже завернуты в спираль, словно на них действовали боковые силы сжатия.

Некоторые пласты песчаников, подобно подводным лавовым потокам, обнаруживают подушечную текстуру (рис. 4-27). Песчаник разбит на многочисленные плотно упакованные шарообразные или подушковидные массы. Они также называются «псевдонодулями» [145], или «подушечками».

Употребляется также менее подходящий термин «потоковые окатыши» [203]. Описанные текстуры не являются первичными осадочными образованиями, а формируются в результате деформации, которая происходила до отложения перекрывающих пластов. Шаровая и подушечная текстуры характерны для определенных разновидностей песчаников, но встречаются также и в известняках, которые в момент своего отложения представляли собой карбонатные пески.

Текстуры, как правило, проявляются в нижней части изучаемого пласта. Размеры отдельных шаров и «подушечек» варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре. Чаще всего они имеют эллипсоидальную форму или образуют несколько удлинненные сфероиды. Нередко подушки по форме напоминают почку, или даже похожи на крупный перевернутый гриб с загнутыми краями. Некоторые из них имеют форму чаши или таза, обращенных выпуклостью вниз и вогнутой стороной вверх, и часто бывают слабо наклонены, но не перевернуты. Слоистость в шарах или «подушках» бывает деформирована. «Подушки» отделяются друг от друга и бывают частично или полностью окружены тонкозернистым глинистым или алевроитовым материалом, образовавшимся из подстилающего слоя.

Совершенно очевидно, что «подушки» не являются ни конкрециями, ни сферическими формами выветривания (оба этих типа текстур



Рис. 4-27. Шаровая и подушечная текстуры (потоковые окатыши), девонские отложения, Порт-Тревертон, штат Пенсильвания

устанавливаются в песчанниках). Нельзя их также считать оползаниями, как это часто делается. Симметрия и ориентировка форм свидетельствуют о движении, направленном вниз, а не по р.л.н. То, что чащеобразные и пачкватные текстуры могли образоваться при погружении неконсолидированного песка в подстилающий жидкий субстрат, было наглядно показано в экспериментах Кюнена [123, с. 18]. Проведенные недавно полевые исследования шарообразных и подушечных тектур в девонских отложениях штата Нью-Йорк [203] и в других районах [104] подтвердили точку зрения о внедрении песчаных масс, а не об их оползании. Вероятно, это явление происходило моментально или носило катастрофический характер.

### Консидиментационные складки и брекчии

Как отмечалось ранее, неконсолидированные осадки могут быть деформированы в результате движений, вызванных гравитацией, при значительной латеральной составляющей. нас интересуют только деформации, происходившие в тот момент, когда осадок еще находится в обстановке осадконакопления, таким образом исключается влияние тектонических движений и более поздних деформаций. В результате скопления или оползания в осадочном материале образуются складки, разрывы и брекчии. Поскольку тектонические движения и, возможно, другие консидиментационные процессы приводят к образованию аналогичных тектур, необходимо разработать критерии, по которым деформации осадка в «свежем» состоянии можно отличить от настоящих тектонических деформаций. В целом сделать это нетрудно, однако известны достаточно сложные случаи [151]. Текстуры, образовавшиеся до консолидации осадка, обычно приурочены к определенным пластам, в отдельных случаях мощностью всего 1—2 см. В противоположность складкам волочения, они не связаны с крупными структурами или с тектоническим строением региона. Примечательным также является отсутствие эпигенетических прожилков в зонах микронарушений или в промежутках между обломками брекчий. В большинстве случаев возникают мелкомасштабные складки, обычно срезаемые или уплощенные поверхностью напластования, что указывает на их образование в частичный разрыв, предшествующие отложению перекрывающего слоя. Все подобные текстуры считаются следствием воздействия гравитационных сил, направленных вниз по палеосклону. Если это так, то появление подобных структур служит указанием на существование палеосклона, и они соответственно должны тщательно регистрироваться и картироваться. На значение подобных тектур при палеогеографических реконструкциях обращали внимание Кюнен [119] и другие исследователи [154, 147, 190, 106].

Помимо описанных способов, существуют и другие пути образования деформированной слоистости. Образование складок в рыхлом осадке приписывается айсбергам, выброшенным на сушу, объясняется подвижками берегового льда и т. д. Хотя деформации такого типа характерны для отложений ледниковых озер, они встречаются также и там, где присутствие льда маловероятно. Для образования большинства консидиментационных тектур деформации очевидно вполне достаточно, действия гравитационных сил.

Консидиментационная складчатость встречается во многих отложениях. Она хорошо выражена в тонкослоистых пачках песков и гл

а складки оползания и брекчии четко выражены в разрезах известняков, в особенности вблизи рифовых массивов.

По наблюдениям Рича [181], конседиментационные складки бывают нескольких типов. Одна из разновидностей приурочена к единичному или маломощному песчаному или алевроитовому прослою, к кремнистому или карбонатному алевроиту. Такие складки не затрагивают собственно пласта, в нем нарушается только внутренняя слоистость. Такая текстура, получившая название конволютной складчатости, имеет неясное происхождение, вероятно, вызвана другими причинами, чем оползание, и в связи с этим здесь не рассматривается.

Истинные складки оползания обычно захватывают не один слой, чем они резко отличаются от конволютной текстуры. Складчатость подобного типа, описанная и охарактеризованная Хаддингсом [88], затрагивает несколько чередующихся слоев и образуется в результате массированного течения этих материалов, которое за продолжительное время может привести к частичному или полному нарушению слоистости и образованию брекчии или псевдоконгломератов. Движение в оползающей массе распределяется таким образом, что маломощные слои разбиваются на более мелкие и крупные, неправильные по форме, плитообразные фрагменты. Как правило, обломки сложены глинами или аргиллитами, а пространство между ними заполнено песчаным матриком. В некоторых случаях фрагменты только слегка отделяются друг от друга, нет признаков их вращения — расщепленная (*pull-aparts*) текстура. В других случаях фрагменты вращаются и закручиваются с образованием крюкоподобных форм, которые получили название опрокинутых складок оползания [51, с. 998]. Подобные образования и спирально закрученные шары оползания, или «текстуры снежного кома», по определению Хаддингса [88, с. 386], могут дать ключ к расшифровке направления скольжения. В результате образуется хаотическая смесь, которая при высоком содержании воды приобретает значительную подвижность, превращается в поток ила и приводит к образованию «галечного аргиллита» [51], или тиллонда. Эти отложения рассматриваются в гл. 6.

В некоторых случаях при оползании в слоях, залегающих над поверхностью скольжения, образуется система сжатых складок. Перемещение, связанное со срывом материала над подошвой пласта, приводит к образованию тектуры, аналогичной шарьжугу, по которому вверх по восстанию пласта происходит сокращение мощности отложений вплоть до исчезновения. Текстуры подобного типа встречаются в ленточных глинах плейстоценовых ледниковых озер [207, 74].

Оползневые текстуры достаточно широко распространены и бывают очень мощными, например, известен пласт мощностью 55 м [118, с. 135]. Кроуэла [51] охарактеризовал четко выраженные слои с текстурами оползания в меловых отложениях Калифорнии. Отдельные пласты с оползевыми текстурами настолько мощные, что их можно картировать [108], и они прослеживаются по площади на несколько квадратных километров. Большинство таких тектур в ископаемых отложениях представляют собой подводные морские образования.

Текстуры оползания в карбонатных породах существенно не отличаются от оползневых тектур в обломочных отложениях. Текстуры скольжения, варьирующие по размеру от мелкомаштабных смятий до крупных складок с амплитудой 10—15 м и прослоями крупной брекчии мощностью 10—15 м, распространенные на площади в десятки квадратных километров, наблюдались в пермских известняках вблизи рифового

комплекса Гвадалупе в штате Нью-Мексико [159, с. ...]. Известняковые брекчи в Альпах, ветревающиеся совместно с известняками, и «аллогенные известняки» Мемисиппи Кюнена и Каролин [127, с. 396], представляют собой фидель фронтальной части рифа.

### Песчаные дайки и силлы

Довольно часто в осадочных отложениях встречаются мелкие дайки, заполненные песком, которые пересекают слоистость на расстоянии нескольких сантиметров. Обычно они представляют собой трещины усыхания, заполненные песком. Они могут быть «припаяны» к перекрывающему песчаному слою, а после выветривания подстилающего глинистого слоя остается многоугольная система слепков трещин усыхания. Подобные образования характеризуют мелкомасштабную осадочную текстуру. Однако если дайки достигают по мощности несколько метров и прослеживаются на расстояние в сотни и даже тысячи метров, то они образуют достаточно крупные тела осадочных пород. Песчаные дайки и связанные с ними силлы рассматриваются подробно в гл. 5, посвященной геометрии песчаных тел.

### Конволютная слоистость

Конволютная слоистость, также называемая конволютным напластованием, или слоистостью скольжения, — одна из наиболее загадочных деформационных текстур (рис. 4-28). Рич [181] называл эту текстуру «внутрипластовым скручиванием», и это определение, вероятно, наилучшим образом подчеркивает природу явления. Конволютная слоистость — явление внутрипластовое и затрагивает прослой внутри пласта, но не сам пласт.



Рис. 4-28 Конволютная складчатость в левом южном пласте, свита Мартинсберг (ордовик), штат Нью-Джерси, США. Фото Старкса  
Длина черточки около 15 см

Конволютная слоистость характерна для прослоев крупнозернистых алевроитов или мелкозернистых песков, мощностью от 2 до 25 см. Внутри таких прослоев, которые бывают как кремнистыми, так и карбонатными, наблюдается целый набор сложных складок. Отдельные прослои непрерывны и прослеживаются от складки к складке, хотя в пределах слоя встречаются отдельные микросогласия. Синаклинали обычно пологие и широкие, антиклинали между ними узкие и острые. Конволютные тек-

стуры имеют тенденцию затухать как к кровле, так и к подошве слоя. В некоторых случаях антиклинали, по-видимому, срезаются эрозией.

Наблюдаемые текстуры смятия, очевидно, отличаются от простых линейных складок, поскольку гребни конволютных складок не прослеживаются на плоскости напластования. Складки представляют с группой резко выраженных кулолов и прогибов между ними. Такой характер расположения текстур свидетельствует о том, что их образо-

ние связано с вертикальными движениями, а не с латеральным перемещением материала. Геометрическая форма текстуры, ее приуроченность к единому пласту и связь с материалом определенной гранулометрической размерности (крупнозернистый алевроит или мелкий песок) указывают на образование материала, происходящее достаточно быстро.

Для объяснения происхождения конволютной слоистости были высказаны различные теоретические соображения [171, с. 154], но ни одно из них не является достаточно убедительным. Конволютная слоистость обычно связана с алевроитами и песками, содержащими знаки ряби с очень крутыми склонами или даже перевернутые. Отчасти задача выделения конволютной слоистости усложняется из-за того, что ее можно принять за другие деформационные текстуры.

## **Строматолиты и другие биогенные текстуры**

### **Строматолиты**

Термин строматолит заимствован из немецкого языка (stromatolith), впервые он был предложен Кальковским [110, с. 68] и означает слоистую текстуру, сложенную породами песчаной, алевроитовой и глинистой размерности, образовавшуюся при улавливании обломочных частиц и их связывании водорослевым материалом. Возможно, что более подходящим будет термин водорослевый строматолит. Обычно состав измельченных частиц бывает карбонатный и очень редко какой-либо другой [53]. Текстуры изменчивы по размеру от плоских мелких слоев, которые трудно отличить от нормальной слоистости, до мелких холмообразных форм, а также до столбообразных текстур, напоминающих стопку перевернутых глубоких суповых тарелок, и до различных раздваивающихся и ветвящихся тел. Помимо таких закрепленных форм наблюдаются подвижные, свободные перекатываемые тела — онколиты, имеющие концентрическое строение и внешне напоминающие конкреции.

Существуют также текстуры, размер и внешняя форма которых напоминают типичную полусферу строматолита, но внутреннее строение лишено характерных признаков слоистости. Эти образования получили название тромболитов, поскольку их внутреннее строение носит ступчатый характер [3].

Совершенно невозможно рассмотреть и проанализировать все разновидности строматолитовых текстур. Рекомендуем ознакомиться с ранними публикациями по этому вопросу, детально рассмотренному в работе Хофмана [100]. Однако специалист по седиментологии должен знать строматолитовые текстуры, а также уметь отличать их от различных псевдостроматолитовых форм нарастания, образующихся химическим путем.

Классификация и номенклатура строматолитов непрерывно усложняются. Первые исследователи считали их органическими остатками, поэтому применяли для обозначения строматолитов родовые и видовые названия. Считалось, что текстура такого типа образуется в результате жизнедеятельности особых организмов. Эта точка зрения оспаривалась другими исследователями. Было высказано предположение, что образование строматолитов тесно связано с водорослевыми постройками, сложенными различными одноклеточными и многоклеточными зелеными и синезелеными водорослями. Форма и размер образований зависит от условий осадкоотложения, а не от генетических факторов. Таким образом различные родовые наименования являются недействительными.



ми, поскольку названия относятся только к различным  
маемым накапливающимся осадками, и не существует пр  
между ними и особыми организмами. Строматолиты не  
ископаемыми водорослями. Различие между ископаемыми во  
и строматолитами [179, с. 129] заключается в том, что в остат  
рослей сохраняется различное скелетное строение, например,  
клеток и органы воспроизводства, строматолиты же характер  
тонкослойными и фрагментарными структурами.

В некоторых статьях делалась попытка классифицировать в  
название различным формам нарастания [100, 134, 148, 3]. Водор

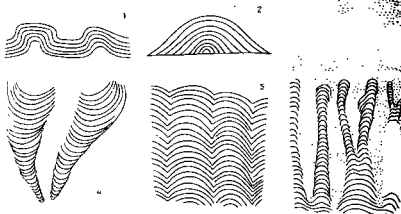


Рис. 4-29 Различные формы строматолитов. По Пиа [Pia, 1927].

1 — *Weedia* Walcott; 2 — *Colletes* Walcott; 3 — *Cryptozoon* Hall; 4 — *Cryptozoon boreale* Dawson; 5 — *Archaeon* Matthews. 6 — *Gimnolites* Stetsmann. На рисунке не  
указаны и водорослевые конкреции

левые строматолиты широко варьируют по размеру от мелких псевд  
пизолитов и корок до бисквитоподобных и каустоподобных образова  
ний значительных размеров (рис. 4-29; 4-30; 4-31). Псевдоконкреции  
формы водорослевого происхождения образуют мелкие полусфериче  
ска от 0,5—1,0 см в диаметре до крупных и несколько уплоще  
оидов. У крупных тел наблюдается более мощный, но не  
упорядоченный наружный слой. Как правило, рост во всех направ  
ниях происходит неравномерно, за исключением самых ранних ста  
В последующем наиболее активный рост происходит на верхней  
вершинности. В случае оидов наблюдается переворачивание, то повор  
вания происходят на обратной стороне. Многие пизолиты представ  
собой сложные образования и состоят из нескольких мелких тел, с  
шихся вместе и объединенных слоем более позднего нарастания.  
в таких образованиях является обломок чужеродного матер  
а в некоторых случаях кусочек водорослевой постройки.

Водорослевые корки обычно слоистые и сморщенные, не  
щие постепенно в неправильные желваковые массы с бугристой  
ностью. Корки бывают почти плоские, параллельные слоистости  
матолиты типа «*Weedia*»), слегка изогнутые, в диаметре достиг  
скольких сантиметров, а по высоте не более сантиметра.  
иметь полусферическую форму или быть похожи на капю  
высота образований равняется поперечному диаметру или п

его. Некоторые из крупных полусферических форм, измеряемых в дециметрах или даже в метрах, бывают сложнопостроенными и на их поверхности наблюдаются мелкие дополнительные наросты. Другой распространенный тип строматолитов похож на набор перевернутых блюдец или более крупных форм, похожих на суповые тарелки. Эти строматолиты образуют вертикальные скопления, обычно их несколько штук, высота таких образований от нескольких сантиметров до нескольких метров. В отдельных случаях вертикальные постройки, подобные дубинкам, вытягиваются вверх и образуется своеобразная текстура.



Рис 4-30. Строматолитовая слоистость двух типов:

а — верхний палеозой, Нова Скотия, Канада.  
б — известняк Брайтон, Австралия.  
Тип четверти и натурального размера



Рис 4-31. Строматолитовый известняк докембрий, Ист-арм. Большое Невольничье озеро, Северо-западные территории, Канада



В других случаях колонны или столбы раздваиваются или ветвятся в верхней части.

Некоторые из водорослевых текстур обнаруживают признаки асимметричного нарастания. Строматолитовые образования имеют скорее эллиптическую, чем шаровидную форму, а длинной стороной они ориентированы параллельно направлению преобладающего течения [96]. Асимметричность нарастания отражает облегающая слоистость, мощность которой больше на стороне, обращенной к течению.

Некоторые сложнопостроенные строматолитовые формы достигают крупных размеров. Отдельные столбообразные строматолиты достигают нескольких метров по высоте. Однако маловероятно, что в момент образования высота какого-либо строматолита превышала один метр. Окончательно размеры строматолитового образования формируются при его росте одновременно с процессом осадконакопления. Крупные водорос-

левые биогермы мощностью до 18 м и около 60 м в установлены в докембрийских известняках [97, с. 448].

Соотношения между отдельными строматолитами и их жающими отложениями различны. Иногда внутренняя слоистость слагается из одного строматолита к другому и не прерывающихся породах. В других случаях такая связь не устанавливается, а обломочный материал между строматолитами представлен карбонатным песком. Строматолитовые «головы» редко встречаются в виде одиночных образований. Как правило, они тесно упакованы, и для каждого отдельного слоя характерен определенный тип строматолитов.

Айткен [3, с. 1164] предложил термин тромболит для обозначения образований с водорослевой крипнокристаллической текстурой, тесно связанных со строматолитами, но лишенных внутренней слоистости и обладающих макроскопически выраженным слоистым строением. По внешней форме и размерам тромболиты не отличаются от строматолитов.

Строматолиты, по сути дела, представляют собой модифицированную слоистость — слоистость, видоизмененную в результате жизнедеятельности водорослевых построек, которые в зависимости от условий могут принимать разные формы. Под микроскопом удается различать текстуру, образованную слоями, параллельными наружной поверхности строматолита. Слоистость, как правило, очень тонкая, толщина единичного слоя не превышает одного миллиметра и подчеркивается большей или меньшей концентрацией карбонатов и других обломков. Даже алевроитовые кварцевые зерна могут оказаться между слоями.

Строматолиты и связанные с ними текстуры устанавливаются в известняках, возраст которых изменяется от докембрийских до современных. Они хорошо представлены и встречаются в большом количестве в древних породах, особенно в докембрийских и раннепалеозойских. Относительная редкость строматолитов в фанерозойских отложениях объясняется тем, что водорослевые постройки поедаются морскими животными, в частности, улитками. Водорослевая слоистость разрушается в результате жизнедеятельности роющих организмов [78]. Считается, что подобные организмы не существовали в докембрии в отдельных интервалах более позднего времени, когда соленость морской воды и другие условия осадконакопления сдерживали развитие живых организмов или приводили к их исчезновению.

Сравнительно недавно было окончательно установлено, что строматолиты и образуемые ими текстуры имеют водорослевое происхождение. Работа Блэка [25], посвященная Багамским островам, впервые позволила прочный фундамент под современные представления об органическо-седиментационной природе строматолитов. Окончательно сомнения в водорослевом происхождении строматолитов исчезли после находки современных литифицированных строматолитов прекрасной сохранности в заливе Шарк, у берегов Западной Австралии [133]. Последние работы по изучению современных строматолитов на Бермудских и Багамских островах позволили уточнить в деталях процессы развития водорослевых построек и улавливания ими осадочного материала [79]. Наблюдения за современными и ископаемыми строматолитами показывают, демонстрируют мелководный характер этих текстур. Поскольку образование трещин в слоистых водорослевых скоплениях объясняется усыханием, глубина воды должна быть незначительной, характерной для литоральной зоны. На произрастание водорослей не оказывают влияния ни соленость, ни температура воды. Совместное нахождение

известняков с трещинами усыхания, конгломератов из уплотненной гальки и оолитов дает дополнительное указание на исключительно мелко-водные условия. Асимметричное строение, наблюдаемое у отдельных строматолитов, служит индикатором на палеотечения. Ориентировка строматолитовых скоплений выпуклостью кверху также служит надежным критерием для установления стратиграфической последовательности напластования в вертикальном разрезе или при перевернутом залегании слоев.

### Другие биогенные текстуры

Введение. Седиментологу в работе следует помнить и о других текстурах, образование которых связано с жизнедеятельностью организмов, таких как следы ползания и сверления. В разрезах некоторых осадочных толщ такие формы встречаются очень часто. Они выглядят как знаки на поверхностях напластования (на верхней и нижней) или образуют формы, различные на разрезах, перпендикулярных слоистости.

Хотя эти текстуры известны достаточно давно, систематическое их изучение началось в совсем недавнее время. Как и при изучении строматолитов, многие из первых исследователей описывали текстуры как органические остатки, давали им родовые и видовые названия, а некоторые формы даже принимали за растительные остатки. На основании последних работ было установлено происхождение таких биогенных текстур, описана их геометрическая форма и детальная микроструктура и установлено, что эти знаки представляют собой «запись» жизнедеятельности разнообразных живых организмов. Существующие представления об образовании различных следов ползания и сверления во многом основаны на результатах наблюдения за современными осадочными обстановками. Значительный прогресс на раннем этапе был достигнут благодаря работам Вальгера на морской станции в Неаполитанском заливе и исследованиях Рудольфа Ряхтера в Северном море в районе Занкенберг-ам-Меер.

Здесь мы располагаем возможностью дать только краткую характеристику вопроса. Заинтересованному читателю рекомендуем многочисленные монографические исследования, посвященные следам жизнедеятельности организмов, или их ноофоссилий, как их принято называть [2, 115, 132, 93, 191, 194, 195, 49].

Биогенные текстуры, или органические образования в широком смысле слова, отличаются от настоящих организмов тем, что они не могут перерабатываться или переоткладываться. Хотя биогенные текстуры отмечают определенную сторону жизнедеятельности организма, например условия обитания или характер питания, особая их ценность заключается в том, что они регистрируют осадочную обстановку, в которой обитали живые организмы. Ассоциации таких «следов жизнедеятельности» являются очень хорошим показателем фациальной обстановки и глубины бассейна (рис. 4-32).

Следы жизнедеятельности позволяют получить информацию о скорости осадконакопления и являются показателем токсичности придонных вод. Они также с успехом используются для определения последовательности напластования в крутопадающих слоях или при перевернутом залегании.

Классификация. Следы жизнедеятельности можно классифицировать несколькими способами. Зейлахер [194], например, выделял пять функциональных классов следов ископаемых организмов, в зависимости

от их деятельности: 1) следы «плошадок от Cubichnia), или неглубокие следы, оставленные подвижными во время отдыха на морском дне; 2) следы ползания (Repichnia), оставленные организмами при движении по поверхности осадка; 3) текстуры места обитания или прикрепления (Wien, Domichnia), главным образом постоянные укрытия, обычно проделанные подвижными или полуприкрепленными организмами защиты от хищников или размыва в придонных слоях; 4) текстуры питания (Fressbauten, Fodinchnia) или ходы придонных илоедов в виде лучистых текстур, исходящих из одной точки; 5) следы касания (Weidespuren, Pasichnia), как правило, извилистые следы или ходы илоедов на границе раздела между водой и осадком или ниже ее.



Рис. 4-32 Батиметрическая зональность следов жизнедеятельности организмов. На мелководье преобладают следы илоедов суспензии, а в более глубоких водах — следы илоедов осадка. По Рейндеру (1964, с разрешения издательства «Знание»): I — фация Шалтин (платформальные пески); II — фация Glossifungites (пропущенные поверхности); III — фация Glyptotheca (горизонтально ориентированные пески и алеутиты); IV — фация Zoophycos (глинистые осадки и алеутиты); V — фация Nematoz (песчаные глины между турбидитами).

Эти биогенные образования также можно классифицировать по их взаимоотношению со слоистостью, по геометрической конфигурации и скульптуре, а также по внутреннему строению. Некоторые текстуры приурочены к поверхностям напластования, это в первую очередь касаются следов различного типа. Форма и характер распространения знаков варьируют от мелких приметок в местах отдыха плавающих организмов до следов, оставленных личинками. Сюда же относятся непрерывные, извилистые следы ползающих организмов. Многие знаки от них обнаруживают двустороннюю симметричность, симметричными бываю, и двусторонние отпечатки, поскольку они оставлены организмами соответствующего строения. Некоторые знаки осложнены отпечатками отростков или хвостов.

Следы касания также характерны для поверхностей напластования, и проявления их весьма разнообразны. Некоторые выглядят как неправильные по форме, изогнутые знаки, другие, наоборот, исключительно

правильные; есть знаки, спирально закрученные или имеющие четкую синусоидальную форму (см. рис. 4-32), а некоторые даже похожи на полигональную сетку (Paleoducton). В целом эти формы касания образуются на поверхности илестых осадков и, следовательно, сохраняются только в виде слепков на подошве перекрывающего песчаного или алевролитового слоя.

Целый ряд биогенных текстур гораздо лучше наблюдать в сечении, перпендикулярном слоистости, чем на ее плоскостях. Сюда относятся трубчатые формы, простые, например Skolithus, или более сложные U-образные трубки. Норы бывают прямые или ветвистые. Материал,

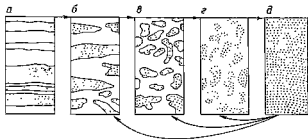


Рис. 4-33. Направленное изменение осадка роющими организмами. По Муру и Скритону [152].

а — нормальные слои; б — нарушенные слои; в — отчерчивая пятястость; з — неотчерчивая пятястость; д — гомогенный осадок

заполняющий норы, обычно по структуре отличается от вмещающей породы и в некоторых из них устанавливается последовательный или прерывистый характер заполнения. Норы достигают границы раздела между осадком и водой, поэтому текстура питания обнаруживает знаки слоистости, связанные с норами, и образующаяся текстура характеризуется как в плоскости наложения, так и в вертикальном разрезе.

Ходы илоедов могут также располагаться в основном в горизонтальной плоскости на границе между слоями или внутри какого-либо слоя. Некоторые прослеживаются на 20 см и более вниз по вертикали от верхней поверхности осадка, бывают и менее глубокие норы.

Ходы илоедов легко распознаются в разрезе по характеру структуры заполняющего материала и структуре вмещающей породы, особенно по разрушению слоистости, которую они пересекают. Если количество ходов больше, то от первоначальной слоистости остаются только реликты [152]. В результате жизнедеятельности организмов порода может оказаться разрыхленной или перепаханной. Для характеристики этого процесса применяется специальный термин биотурбация, а породы, образующиеся в результате процесса, называются биотурбиты (рис. 4-33).

Геологическое значение биогенных текстур. В целом биогенные текстуры в определенных случаях можно использовать для установления стратиграфической последовательности в вертикальном разрезе или для определения перевернутого залегания слоев [201, с. 173]. Многие из них сохраняются в виде слепков на нижней поверхности песчаных пластов.

Они также дают указание на величину скорости осадконакопления. Зейлахер [192] сумел показать, что песчаные слои в разрезах флише-

вых толщ характеризуются моментальными. Если бы это было не так, ходы илоедов начинались бы на различных уровнях и не прослеживались бы от кровли пласта. Песчаники в разрезах девонских отложений обычно тонкослоистые, а связанные с ними глины нарушены жизнедеятельностью различных организмов. Ненарушенные стые пески отлагались с высокой скоростью (вероятно за несколько токов), тогда как илестые осадки подвергались переработке организмами в течение многих лет и, вероятно, столетий.

Однако отсутствие ходов илоедов и сохранение тонкой слоистости совсем не обязательно означает высокую скорость осадконакопления. Это может означать угнетенные условия обитания бентоса из-за присутствия высокотоксичного свободного сероводорода или недостатка кислорода. Наличие следов жизнедеятельности организмов может также зависеть от солености воды [193].

Вероятно, максимальную пользу изучение следов жизнедеятельности организмов может принести в фацциальном анализе. Зейлахер [194], например, определил четыре основных фацциальных обстановки, каждая из которых характеризуется своим собственным комплексом икнофоссилий. Одна из фацций *Nereites* характерна для флишевых и турбидитовых бассейнов; фацция *Zoophycus* образуется в мелких, но спокойных водах; фацция *Cruziana* характеризует отложения мелководного шельфа, а фацция *Scolithus* образуется в возмущенных водах вблизи берегов. Глубоководная турбидитная обстановка (фацция *Nereites*) характеризуется главным образом следами касания, в противоположность турбулентной прибрежной зоне, где наблюдаются ходы сверлящих и прикрепленных организмов. Очевидно, морфологическое строение следов жизнедеятельности соответствует реакции организма или его приспособляемости к конкретной среде обитания.

В заключение следует отметить, что следы жизнедеятельности организмов оказывают серьезную помощь в работе седиментолога. Как и другие признаки осадочных пород, их можно картировать и использовать для выделения фацциальных зон [75, рис. 11] и для установления направленного изменения глубины палеобассейна [195].

## Диагенетические текстуры

Выделяется целый ряд текстур — конкреции, стяжения и другие тела, образующиеся в результате постседиментационного растворения и осаднения. Подробно такие диагенетические текстуры описаны в гл. 13.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aario, R., 1971. Syndepositional deformation in the Kurkiselkä esker, Kiiiminki, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, v. 43, pt. 2, pp. 163—170.
2. Abel, O., 1936. *Vorzeitliche Lebensspuren*. Jena: Gustav Fischer, 644 pp.
3. Aitken, J. D., 1967. Classification and environmental significance of cryptofossils in limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of western Alberta. *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 1163—1178.
4. Allen, J. R. L., 1962. Asymmetrical ripple marks and the origin of eolian. *Nature*, v. 194, pp. 167—169.
5. Allen, J. R. L., 1963a. Asymmetrical ripple marks and the origin of cosets of cross-strata: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 3, pt. 2, pp. 1—11.
6. Allen, J. R. L., 1963b. The classification of cross-stratified units and their origin. *Sedimentology*, v. 2, pp. 93—114.

7. Allen, J. R. L., 1964, Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin: *Sedimentology*, v. 3, pp. 89—108.
8. Allen, J. R. L., 1969, Current ripples: Amsterdam: North Holland, 433 pp.
9. Allen, J. R. L., 1970, A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits: *Sedimentology*, v. 14, pp. 5—26.
10. Allen, J. R. L., 1971, Some techniques in experimental geology: *Jour. Sed. Petrology*, v. 41, pp. 695—702.
11. Andersen, S. A., 1934, Om Aase of Terrasser Inden for Susaas Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsmeltingens Forløb (The eskers and terraces in the basin of the River Susaa and their evidences of the process of the ice-waning): *Danmarks geol. Undersøgelser* Raekke II, no. 5, 201 pp. (Danish with English summary).
12. Anderson, R. Y., Dean, W. E., Jr., Kirkland, D. W., and Snider, H. J., 1972, Permian Castile varved evaporite sequence, west Texas and New Mexico: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 83, pp. 59—86.
13. Andree, K., 1915, Ursachen und Arten der Schichtung: *Geol. Rundschau*, v. 6, pp. 351—397.
14. Ankelell, J. M., Ceglio, J., and Dzynynski, S., 1970, On the deformational structures in systems with reversed density gradients: *Ann. Soc. Geol. Pologne*, v. 40, pp. 3—30.
15. Apfel, E. T., 1938, Phase sampling of sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 8, pp. 67—68.
16. Артюшков Е. В. Вероятность конвекционной неустойчивости осадочных пород в основных закономерности ее развития. — Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 153, 1960а, с. 26—28.
17. Артюшков Е. В. Основные формы конвекционных текстур в осадочных породах. — Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 153, 1960 б, т. 43—45.
18. Bailey, E. B., 1930, New light on sedimentation and tectonics: *Geol. Mag.*, v. 67, pp. 77—92.
19. Bailey, E. B., 1936, Sedimentation in relation to tectonics: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 47, pp. 1713—1726.
20. Bailey, R. J., 1964, Ludlovian facies boundary in south central Wales: *Geol. Jour.*, v. 4, pt. 1, pp. 1—20.
21. Bajard, J., 1966, Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidal de la partie de la Baie du Mont—Saint-Michel: *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, v. 8, pp. 38—111.
22. Barrell, J., 1906, Relative geological importance of continental, littoral, and marine sedimentation: *Jour. Geol.*, v. 14, pp. 316—356.
23. Barrell, J., 1917, Rhythms and measurement of geologic time: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 28, pp. 745—904.
24. Birkenmajer, K., 1959, Systematyka waistwawan w ulworach lizowych i podobnych (Classification of bedding in flysch and similar graded deposits): *Stud. Geol. Polonica*, v. 3, 133 pp. (Polish with English summary).
25. Black, M., 1933, The algal sediments of Andros Island, Bahamas: *Trans. Roy. Phil. Soc. London*, ser. B, v. 222, pp. 165—192.
26. Bokman, J., 1957, Suggested use of bed-thickness measurements in stratigraphic descriptions: *Jour. Sed. Petrology*, v. 27, pp. 333—335.
27. Borrello, A. V., 1962, Sobre los diques clásticos: *Rev. Mus. La Plata (n. s.)*, v. 5, pp. 155—191.
28. Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород — Докл. АН СССР. Сер. геол. 1959, № 6, с. 16—33.
29. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — Труды ГИН АН СССР, № 59, 1962 542 с.
30. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости — Труды ГИН АН СССР, т. 119, 1965, 253 с.
31. Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*: Amsterdam, Elsevier, 169 pp.
32. Bouma, A. H., 1969, *Methods for the study of sedimentary structures*: New York, Wiley, 458 pp.
33. Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds., 1964, *Turbidites: Developments in Sedimentology*, v. 3: Amsterdam, Elsevier, 264 pp.
34. Bradley, W. H., 1929, The varves and climate of the Green River epoch: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 158E, pp. 87—110.
35. Brinkmann, R., 1933, Über Kreuzschichtung in detruschen Buntsandsteinbecken: *Göttingen Nachr. Math. Physik. Kl.* (V, no. 32, pp. 1—12).
36. Брунс Е. П. Наблюдения за особенностями слоистости отложений. М., ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954.
37. Bucher, W. H., 1919, On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretations: *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 47, pp. 149—210, 241—269.



38. Bursi, J. F., 1965, Subaqueously formed shrinkage  
ology, v. 35, pp. 348-353.
39. Campbell, C. V., 1967, Lamina, laminaset, bed, and bedset  
pp 7-26.
40. Carey, W. C., and Keller, M. D., 1957, Systematic changes in the  
rivers Jour Hydraulics Div., Proc. Amer. Soc. Civil Eng., iv, 4, paper 1381.
41. Castelfarin, A., 1966, Filon sedimentari nel Giurassico di Loppio: *Giornale*  
logia, ser. 2, vol. 33, pp. 527-546.
42. Chamberlain, C. K., 1971, Morphology and ethology of trace fossils from  
Ouachita Mountains, southeastern Oklahoma: Jour. Paleont., v. 45, pp. 212-246.
43. Choe, L. M., 1966, Late Paleozoic rocks of Ouachita Mountains, a flysch facies,  
Kansas Geol. Surv., Guidebook to Ouachita Mountains, pp. 91-111.
44. Choss, H., 1938, Primäre Richtigungen in Sedimenten der rheinischen Geosynklinalen  
Geol. Rundschau, v. 29, pp. 357-367.
45. Coleman, A. P., 1926, Ice ages, recent and ancient: New York: Macmillan, Inc.  
296 pp.
46. Collins, W. H., 1925, North shore of Lake Huron: Geol. Surv. Canada Mem. 143,  
160 pp.
47. Conbeare, C. E. B., and Crook, K. A. W., 1968, Manual of sedimentary structure-  
res: Bull. Australian Geol. Nat. Dev., Bur. Min. Res. Geol. Geophys. 102, 327 pp.
48. Cox, G. H., and Dake, C. L., 1916, Geological criteria for determining the struc-  
tural position of sedimentary beds: Bull. Missouri Univ. School Mines, v. 2, pp. 1-59.
49. Crimes, T. P., and Harper, J. C., eds., 1970, Trace fossils: Geol. Jour., spec. issue,  
v. 3, 547 pp.
50. Crowell, J. C., 1955, Directional current structures from the pre-Alpine flysch,  
Switzerland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1351-1384.
51. Crowell, J. C., 1957, Origin of pebbly mudstones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68,  
pp 993-1010.
52. Crowell, J. C., 1938, Sole markings of graded graywacke beds: a discussion: Jour.  
Geol., v. 66, p. 333.
53. Davis R. A., Jr., 1968, Algal stromatolites composed of quartz sandstone Jour.  
Sed. Petrology, v. 38, pp 953-965.
54. Diller, J. S., 1890, Sandstone dikes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 1, pp 411-442.
55. Dionne, J. C., 1971, Contorted structures in unconsolidated Quaternary deposits,  
Lake Saint-Jean and Saguenay regions, Quebec Rev. Geogr. Montreal, v. 25, no. 1,  
pp 5-33.
56. Door, J. A., Jr., and Kauffman, L. G., 1963, Rippled toroids from the Napoleon  
Sandstone Member (Mississippi) of southern Michigan Jour. Sed. Petrology, v. 33,  
pp. 751-758.
57. Doll, R. H., Jr., 1961, Squantum attitudes, Massachusetts - evidence of glaciation  
or subaqueous mass movement? Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, 1289-1306.
58. Doll, R. H., Jr., and Howard, J. K., 1962, Convolute lamination in non-graded  
sequences: Jour. Geol., v. 70, pp. 114-121.
59. Dunbar, G. J., and McCall, G. J. II., 1971, Archean turbidites and banded iron-  
stones of the Mt. Belcher area (Western Australia): Sed. Geol., v. 5, pp. 93-133.
60. Dzulinski, S., 1962, On load casted ripples Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 32,  
pp. 147-160.
61. Dzulinski, S., 1963, Directional structures in flysch: Stud. Geol. Polonica, v. 12,  
136 pp.
62. Dzulinski, S., 1966a, Influence of bottom irregularities and transported tools  
upon experimental scour markings Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 36, pp. 285-294.
63. Dzulinski, S., 1966b, Sedimentary structures resulting from convection-like pat-  
tern of motion: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 36, pp. 3-21.
64. Dzulinski, S., Ksiazkiewicz, M., and Kucenka Ph. H., 1959, Turbidites in flysch  
of the Polish Carpathian Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089-1118.
65. Dzulinski S. and Radzinski J., 1956, Clastic dikes in the Carpathian Flysch:  
Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 26, pp. 225-264.
66. Dzulinski S., 1966, Experiments on bedding disturbances produced by the impact  
of heavy suspensions upon intertidal sedimentary layers: Bull. Acad. Sci. Polonaise,  
v. 14 no. 4, pp. 227-230.
67. Dzulinski, S. and Sanders, F., 1962, Current marks on firm mud bottoms:  
Trans. Connecticut Acad. Arts Sci., v. 42, pp. 57-96.
68. Dzulinski, S. and Smith A. J., 1963, Convolute lamination, its origin, preserva-  
tion, and directional significance: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 617-627.
69. Dzulinski, S., and Walton, E. K., 1963, Experimental production of sole mar-  
kings: Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 19, pp. 279-306.

70. Dzulynski, S., 1965, Sedimentary features of flysch and greywackes: Amsterdam, Elsevier, 300 pp.
71. Eisbacher, G. H., 1970, Contemporaneous faulting and classic intrusions in the Quirke Lake Group, Elliot Lake, Ontario: Canad. Jour. Earth Sci., v. 7, pp. 215-225.
72. Elliott, R. E., 1965, A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematical parameters: Sedimentology, v. 5, pp. 193-209.
73. Fairbridge, R. W., 1946, Submarine slumping and the location of oil bodies: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 64-92.
74. Fairbridge, R. W., 1947, Possible causes of intralaminar disturbances in the Carboniferous rocks of Australia: Jour. Proc. Roy. Soc. New South Wales, v. 81, pp. 99-121.
75. Farrow, G. E., 1966, Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire: Paleogeogr. Paleoclim. Paleocool., v. 2, pp. 103-151.
76. Feige, K., 1937, Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Räume: Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst., n. s., v. 177, 218 pp.
77. Fronks, P. C., 1969, Synaeresis features and genesis of siderite concretions, Kiowa Formation (early Cretaceous), north-central Kansas: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 799-803.
78. Garrett, P., 1970, Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals: Science, v. 169, pp. 171-173.
79. Gebelein, C. D., 1969, Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 49-69.
80. Ginsburg, R. N., 1967, Stromatolites: Science, v. 157, pp. 339-340.
81. Glaessner, M. F., 1958, Sedimentary flow structures on bedding planes: Jour. Geol., v. 66, pp. 1-7.
82. Glennie, K. W., 1963, An interpretation of turbidites whose sole markings show multiple directional trends: Jour. Geol., v. 71, pp. 523-527.
83. Goffis, Ch., 1953, Les flots élastiques «intra formationnels» du flysch numidien tunisien: Bull. Soc. Géol. France, ser. 6, v. 3, pp. 775-784.
84. Gubler, Y., Bugnicourt, D., Faber, J., Kubler, B., and Nyssen, R., 1966, Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires: Paris, Editions Technip, 291 pp.
85. Gürich, G., 1933, Schrägschichtungsbögen und zapfenförmige Fließwülste im «Flagstone» von Pretoria und ähnliche Vorkommnisse im Quarz von Kuba, S. W. A., dem Schieferstein von Maulbrunn, u. a.: Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., v. 85, pp. 652-654.
86. ten Haaf, E., 1959, Graded beds of the northern Apennines: Ph. D. thesis, Rijks Univ., Groningen, 102 pp.
87. ten Haaf, E., 1965, Significance of convolute laminations: Geol. en Mijn. v. 18, pp. 188-194.
88. Hadding, A., 1931, On subaqueous slides: Förel. Geol. Stockholm Förel., v. 53, pp. 378-393.
89. Hall, J., 1943a, Geology of New York. pl. IV, Survey of the Fourth Geol. Div.: Albany, 683 pp.
90. Hall, J., 1943b, Remarks upon casts of mud furrows, wave lines, and other markings upon rocks of the New York System: Amer. Geol. Nat., Repl., pp. 422-432.
91. Hamblin, W. K., 1961, Micro-cross-lamination in Upper Keweenaw sediments of northern Michigan: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 390-401.
92. Hamblin, W. K., 1965, Internal structures of «homogeneous» sandstones: Bull. Kansas Geol. Survey 175, pp. 569-682.
93. Häntzschel, W., 1962, Trace fossils and problematics, in Treatise on invertebrate paleontology (Moore, R. C., ed.), pt. W, Miscellaneous: Boulder, Colo., Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas, pp. W177-W245.
94. Harms, J. C., Mackenzie, D. B., and McCubbin, D. G., 1983, Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana: Jour. Geol., v. 71, pp. 566-580.
95. Hein, A., 1908, Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung: Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont., v. 1, pp. 136-157.
96. Hoffman, P. F., 1967, Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination: Science, v. 157, pp. 1043-1045.
97. Hoffman, P. F., 1969, Proterozoic paleocurrents and depositional history of East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: Canadian Jour. Earth Sci., v. 6, pp. 441-462.
98. Hoffman, P. F., Logan, B. W., and Gebelein, C. D., 1969, Biological versus environmental factors governing the morphology and internal structure of recent algal stromatolites in Shark Bay, Western Australia: Geol. Soc. Amer., N. E. Section: 4th Ann. Mtg. Abstr., p. 1, pp. 28-29.
99. Hofmann, H. J., 1964, Mudcracks in the Ordovician Maysville group: Jour. Geol., v. 72, pp. 638-640.

100. Hofmann, H. J., 1969, Attributes of stromatolites: 69—39, 58 pp.
101. Holland, C. H., 1969, On convolute bedding in the Lower North-East Radnorshire: *Geol. Mag.*, v. 96, pp. 230—236.
102. Holland, C. H., 1960, Load-cast terminology and origin of some comments: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, p. 633.
103. Holland, C. H., 1963, Convolute lamination: a discussion: *Jour. Geol.*, v. p. 658.
104. Howard, J. D., and Lohrengel, C. F. II, 1969, Large nontectonic deformational structures from Upper Cretaceous rocks of Utah: *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1032—1039.
105. Hoyt, I. H., and Heary, V. J., Jr., 1963, Rhomboid ripple mark, indicator of current direction and environment: *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 604—608.
106. Hubert, J. F., 1966, Sedimentary history of Upper Ordovician geosynclinal rocks, Girvan, Scotland: *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, pp. 677—699.
107. Hyde, I. E., 1911, The ripples of the Bedford and Berea formations of central Ohio, with notes on the paleogeography of that epoch: *Jour. Geol.*, v. 19, pp. 257—269.
108. Jones, O. T., 1937, On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow period: *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 95, pp. 335—382.
109. Jordan, G. F., 1962, Large submarine sand waves: *Science*, v. 136, pp. 839—847.
110. Karkowsky, E., 1908, Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein: *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, v. 60, pp. 68—125.
111. Ketting, G., and Walton, E. K., 1961, Flow structure in sedimentary rocks: a discussion: *Jour. Geol.*, v. 69, p. 224.
112. Хабакон А. В. (ред.) Атлас структур и тектур осадочных горных пород. М., ВСЕГЕИ, 1962, 578 с.
113. Kindle, E. M., 1917, Recent and fossil ripple marks: *Bull. Mus. Geol. Surv. Canada*, 25, pp. 1—56.
114. Klein, G. de V., 1967, Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 51, pp. 366—382.
115. Kopstein, F. P. H. W., 1964, Graded bedding of the Harlech Dome: Ph. D. thesis, Rijks Univ., Groningen, 97 pp.
116. Krejci-Graf, K., 1932, Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fahrten, Baulen, Hieroglyphe und Fucoiden: *Senckenbergiana*, v. 4, pp. 19—39.
117. Książkiewicz, M., 1954, Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch: *Ann. Soc. Geol. Pologne*, v. 22, pp. 399—449 (Polish with English summary).
118. Książkiewicz, M., 1958, Submarine slumping in the Carpathian flysch: *Ann. Soc. Geol. Pologne*, v. 28, pp. 123—150.
119. Kuennen, Ph. H., 1952, Paleogeographic significance of graded bedding and associated features: *Pres. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. ser. B*, v. 55, pp. 28—36.
120. Kuennen, Ph. H., 1953a, Significant features of graded bedding: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 37, pp. 1044—1066.
121. Kuennen, Ph. H., 1953b, Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain: *Verhandl. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Nat.*, v. 20, no. 3, pp. 1—47.
122. Kuennen, Ph. H., 1957, Sole markings of graded graywacke beds: *Jour. Geol.*, v. 65, pp. 231—258.
123. Kuennen, Ph. H., 1958, Experiments in geology: *Trans. Glasgow Geol. Soc.*, v. 23, pp. 1—28.
124. Kuennen, Ph. H., 1964, Deep sea sands and ancient turbidites, in *Turbidites* (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.) Amsterdam: Elsevier, pp. 3—33.
125. Kuennen, Ph. H., 1967, Emplacement of flysch-type sand beds: *Sedimentology*, v. 9, pp. 203—243.
126. Kuennen, Ph. H., 1970, The turbidite problem: some comments: *New Jour. Geol. Geophys.*, v. 13, pp. 852—857.
127. Kuennen, Ph. H., and Carozzi, A., 1953, Turbidity currents and sliding in synclinal basins in the Alps: *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 363—372.
128. Kuennen, Ph. H., and Menard, H. W., 1962, Turbidity currents, graded-bedded deposits: *Jour. Sed. Petrology*, v. 22, pp. 83—96.
129. Kuennen, Ph. H., and Migliorini, C. J., 1950, Turbidity currents and graded bedding: *Jour. Geol.*, v. 58, pp. 91—127.
130. Kuennen, Ph. H., and Sanders, J. E., 1956, Sedimentation of and Flötleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany: *Amst.*, pp. 649—671.

131. Lanteaume, M., Beaudoin, B., and Campredon, R., 1967, Figures sédimentaires du flysch «Gres d'Annot» du synclinal de Petra-Cava: Paris, Éditions du Cent. Nat. Rech. Sci., 99 pp.
132. Lessertisseur, J., 1955, Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique: Soc. Geol. France Mem. 74, 142 pp.
133. Logan, B. W., 1961, Crypzocon and associated stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia: Jour. Geol., v. 69, pp. 517—533.
134. Logan, B. W., Rezak, R., and Ginsburg, R. N., 1964, Classification and environmental significance of algal stromatolites: Jour. Geol., v. 72, pp. 68—83.
135. Lowenstam, H. A., 1950, Niagara reefs of the Great Lakes area: Jour. Geol., v. 58, pp. 430—487.
136. McBride, E. F., 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 39—91.
137. McBride, E. F., and Yeakel, L. S., 1963, Relationship between parting lineation and rock fabric: Jour. Sed. Petrology, v. 83, pp. 779—782.
138. McGowen, J. H., and Garner, L. E., 1970, Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples: Sedimentology, v. 14, pp. 77—112.
139. McNett, N. L., 1970, Appalachian turbidites, in Studies of Appalachian geology: central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 69—82.
140. McKee, E. D., 1938, Original structures in Colorado River flood deposits of Grand Canyon: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 77—83.
141. McKee, E. D., 1939, Some types of bedding in the Colorado River delta: Jour. Geol., v. 47, pp. 64—81.
142. McKee, E. D., 1966a, Dune structures: Sedimentology, spec. ed., v. 7, pp. 1—69.
143. McKee, E. D., 1966b, Significance of climbing ripple structure: U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 550-D, pp. 94—103.
144. McKee, E. D., and Weir, G. W., 1953, Terminology of stratification and cross-stratification: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 381—390.
145. Macar, P., 1948, Les pseudonodules du Famenien et leur origine: Ann. Soc. Geol. Belgique, v. 72, pp. 47—74.
146. Marschalik, R., 1961, Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysch of central Carpathians: Geol. Prace (Bratislava), v. 60, pp. 197—230.
147. Marschalik, R., 1963, Sedimentary slump folds and the deposition slope (flysch of central Carpathians): Geol. Prace (Bratislava), v. 28, pp. 161—168.
148. Макаев, В. П., Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, с. 105—112.
149. Meischner, K.-D., 1964, Altopadische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken, in Turbidites (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 156—191.
150. Middleton, G. R., ed., 1965, Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 12, 255 pp.
151. Miller, W. J., 1922, Intraformational corrugated rocks: Jour. Geol., v. 30, pp. 587—610.
152. Moore, D. G., and Scruton, P. C., 1957, Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 2723—2751.
153. Miller, H. G., and Hoffmeister, I. E., 1968, Subaerial laminated crusts of the Florida Keys: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 183—192.
154. Murphy, M. A., and Schlanger, S. O., 1962, Sedimentary structures in Ilhas and Sao Sebastiao formations (Cretaceous) Recôncavo Basin, Brazil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 46, pp. 457—477.
155. Nagtegaal, P. J. C., 1965, An approximation to the genetic classification of non-organic sedimentary structures: Geol. Mijn., v. 44, pp. 347—352.
156. Nagaiama, H., Hirokawa, O., and Endo, T., 1958, History of researches on paleocurrents in reference to sedimentary structures, with paleocurrent maps and photographs of sedimentary structures: Bull. Japan Geol. Surv. 19, pp. 1—9.
157. Nalland, M. L., and Kuenen, Ph. H., 1951, Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 2, pp. 76—107.
158. Nesteroff, W. D., 1961, La «sequence type» dans les turbidites lertigènes modernes: Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn., v. 4, pp. 263—268.
159. Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whitman, A. G., Hickox, J. E., and Bradley, J. S., 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. San Francisco: Freeman, 236 pp.
160. Niehoff, W., 1958, Die Primär gerichteten Sedimentstrukturen insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein: Geol. Rundschau, v. 47, pp. 252—321.

161. Off, T., 1963, Rhythmic linear sand bodies caused by tidal, Assoc. Petrol. Geol., c. 47, pp. 324-341.
162. Ojakangas, R. W., 1968, Cretaceous sedimentation, Sacramento Buff Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 913-1008.
163. Otto, G. H., 1938, The sedimentation unit and its use in field sampling, Geol., c. 46, pp. 569-582.
164. Ottos, E. G., Jr., 1965, Types of rhomboid beach surface patterns, Amer. Sci., v. 263, pp. 271-276.
165. Pavoni, N., 1959, Roffmarken von Fischwirbeln aus der oligozänen Fierz von Engi-Mart (K. Gfarus): Eclogae Geol. Helvetiae, v. 52, pp. 961-949.
166. Payne, T. G., 1942, Stratigraphical analysis and environmental reconstruction, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 26, pp. 1697-1770.
167. Pettijohn, F. J., 1936, Early Precambrian varved slate in northwestern Ontario, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 621-628.
168. Pettijohn, F. J., 1943, Archean sedimentation, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925-972.
169. Pettijohn, F. J., 1962, Paleocurrents and paleogeography, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 46, pp. 1468-1493.
170. Pettijohn, F. J., and Potter, P. E., 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures, New York, Springer, 370 pp.
171. Potter, P. E., and Pettijohn, F. J., 1963, Paleocurrents and basin analysis, New York, Springer, 296 pp.
172. Potter, P. E., and Scheidegger, A. E., 1966, Bed thickness and grain size, graded beds, Sedimentology, v. 7, pp. 233-240.
173. Prenice, J. E., 1960, Flow structures in sedimentary rocks, Jour. Geol., v. 68, pp. 217-224.
174. Quirke, T. T., 1917, Espanola district, Ontario, Geol. Surv. Canada Mem. 102, 92 pp.
175. Reineck, H.-E., 1955, Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten, bei Martinsten, Nahe. Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 101, pp. 75-90.
176. Reineck, H.-E., 1963, Sedimentgerüge im Bereich der südlichen Nordsee: Senckenberg Naturf. Gesell. Abh., v. 505, 138 pp.
177. Reineck, H.-E., and Wunderlich, F., 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding, Sedimentology, v. 11, pp. 99-105.
178. Rettger, R. E., 1935, Experiments on soft-rock deformation, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 19, 271-292.
179. Rezak, R., 1957, Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 294-D, pp. 127-154.
180. Ricci Lucchi, F., 1970, Sedimentografia: Bologna, Zuccherelli, 288 pp.
181. Ruh, J. L., 1950, Flow markings, groovings, and intrastratal eruptions, etc., Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 717-741.
182. Rigby, J. K., 1958, Mass movements in Permian rocks of Trans-Pecos Texas, Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 298-315.
183. Richey, W. W., 1931, Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous rocks of the Black Hills region, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 185-A, pp. 1-54.
184. Sanders, J. E., 1960, Origin of convoluted laminae, Geol. Mag., v. 97, pp. 409-421.
185. Schajer, W., 1956, Wirkungen der Benthosorganismen auf den jungen Schichtverlauf Senckelberggrana, 37, pp. 183-264.
186. Schajer, W., 1962, Altpaläontologie: Frankfurt-am-Main, Kramer, 666 pp.
187. Scheidegger, A. E., and Potter, P. E., 1971, Downcurrent decline of grain size and thickness of single turbidite beds: a semi-quantitative analysis, Sedimentology, v. 17, pp. 41-49.
188. Schleiger, N. W., 1964, Primary scalar bedding features of the Siluro-Devonian sediments of the Seymour district, Victoria, Jour. Geol. Soc. Australia, v. 11, pt. 1, pp. 1-31.
189. Schwarzscher, W., 1953, Cross bedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia, Geol. Mag., v. 90, pp. 322-330.
190. Sroff, K. M., 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 60, pp. 72-107.

191. Seilacher, A., 1953, Über die Methoden der Paläozoologie: Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 96, pp. 421—452.
192. Seilacher, A., 1962, Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion: Jour. Geol., v. 70, pp. 227—234.
193. Seilacher, A., 1963, Umfagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen: Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh. 11, pp. 593—615.
194. Seilacher, A., 1964a, Biogenic sedimentary structures, in Approaches to Paleogeology (Imbrie, J. and Newell, N., eds.): New York, Wiley, pp. 296—316.
195. Seilacher, A., 1964b, Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils: Sedimentology, v. 3, pp. 253—256.
196. Seilacher, A., 1967, Bathymetry of trace fossils: Marine Geol., v. 5, pp. 413—428.
197. Selley, R. C., 1964, The penconemporaneous deformation of heavy mineral sands in the Torridonian Sandstone of northwest Scotland, in Deltaic and shallow marine deposits Amsterdam, Elsevier, pp. 362—367.
198. Selley, R. C., Shearman, D. I., Sutton, J., and Watson, J., 1983, Some underwater disturbances in the Torridonian of Skye and Raasay Geol. Mag., v. 100, pp. 224—243.
199. Sharp, R. P., 1963, Wind ripples: Jour. Geol., v. 71, pp. 617—636.
200. Shelton, J. W., 1962, Shale compaction in a section of Cretaceous Dakota Sandstone, northwestern North Dakota: Jour. Sed. Petrology v. 32, pp. 873—877.
201. Shrock, R. R., 1948, Sequence in layered rocks: New York, McGraw-Hill, 307 pp.
202. Simonsen, A., and Kuvoio, O., 1951, Archean varved schists north of Tampere in Finland: Soc. Geol. Finlande, Compte rendus, v. 24, pp. 93—117.
203. Sorauf, J. E., 1985, Flow rolls of Upper Devonian rocks of south-central New York State: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 553—563.
204. Stewart, H. H., 1961, Origin of cross-strata in fluvial sandstone layers in the Chinle Formation (Upper Triassic) on the Colorado Plateau: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-B, art. 54, pp. 127—129.
205. Stokes, W. L., 1947, Primary lineation in fluvial sediments: a criterion of current direction: Jour. Geol., v. 45, pp. 52—54.
206. Stokes, W. L., 1953, Primary sedimentary trend indicators as applied to ore finding in the Carrizo Mountains, Arizona and New Mexico: U. S. Atomic Energy Comm. RME-3043, pt. 1.
207. van Straaten, L. M. J. U., 1949, Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments: Buff. Geol. Comm. Finlande 144, pp. 7—18.
208. van Straaten, L. M. J. U., 1950, Giant ripples in tidal channels Konink. Nederl. Aardr. Genootsch., v. 67, pp. 76—81.
209. Sujkowski, Z. L., 1957, Fysich sedimentation: Buff. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 543—554.
210. Sultwold, H. H., Jr., 1969, Nomenclature of load deformation in turbidites: Buff. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1247—1248.
211. Sundborg, A., 1956, The River Klaräven: a study of fluvial processes: Geografiska Annaler, v. 38, pp. 127—316.
212. Taltajerro, N. I., 1934, Contraction phenomena in clerts: Buff. Geol. Soc. Amer., v. 45, pp. 189—232.
213. van der Linde, W. J. M., 1963, Sedimentary structures and facies interpretation of some massive deposits: Geol. Uffraeclina, Med. Geol. Inst. Utrecht, no. 12, 42 pp.
214. van der Linde, G. I., 1969, The turbidite problem: New Zealand Jour. Geol. Geophys., v. 12, pp. 7—50.
215. Вассоевич Н. Б. О некоторых флюидных структурах (знаках). — Труды Львовского геол. общ-ва Университета им. Ивана Франко, геол. сер. 3, 1953, с. 17—85.
216. Vitanage, P. W., 1954, Sandstone dikes in the South Platte area, Colorado: Jour. Geol., v. 62, pp. 493—500.
217. Walker, R. G., 1963, Distinctive types of rippled-rift cross-lamination: Sedimentology, v. 2, pp. 173—168.
218. Walker, R. G., 1967, Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 25—43.
219. Walker, R. G., 1969, Geometrical analysis of rippled-rift cross lamination: Canadian Jour. Earth Sci., v. 6, no. 3, pp. 383—391.

220. Walker, R. G., 1970, Review of the geometry and facies organization of turbidite bearing basins, in Flysch sedimentology in North America (L. Ed.), Geol. Assoc. Canada, spec. paper no. 7, pp. 219—252.
221. Walker, R. G. and Pettijohn, F. J., 1971, Archean sedimentation: Analysis of the Munichia Basin, northwestern Ontario, Canada: Buff. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2094—2130.
222. Wenner, R. J., and Hoyt, J. H., 1954, Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments: Jour. Paleont., v. 38, pp. 751—767.
223. Westphal, F., 1957, Synsedimentär gequollene Gesteine in alttertiären Sedimenten des Oberrheingrabens. Ber. Naturf. Ges. Freiburg im Br., v. 47, pp. 103—114.
224. White, R. A., 1961, Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 560—570.
225. Williams, E., 1960, Intra-stratal flow and convolute folding: Geol. Mag., v. 97, pp. 208—214.
226. Wood, A., and Smith, A. J., 1959, The sedimentation and sedimentary history of the Maryswydd Grits (Upper Liandoverian): Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 114, pp. 161—195.
227. Würster, P., 1958, Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungs-Körpern: Geol. Rundschau, v. 58, pp. 322—359.
228. Желтижников Ю. А. Попытка морфологической классификации осадочных пород — Горничья правда (Научно-технический листок) 1940

Будильник

1940  
1941  
1942  
1943  
1944  
1945  
1946  
1947  
1948  
1949  
1950  
1951  
1952  
1953  
1954  
1955  
1956  
1957  
1958  
1959  
1960  
1961  
1962  
1963  
1964  
1965  
1966  
1967  
1968  
1969  
1970  
1971  
1972  
1973  
1974  
1975  
1976  
1977  
1978  
1979  
1980  
1981  
1982  
1983  
1984  
1985  
1986  
1987  
1988  
1989  
1990  
1991  
1992  
1993  
1994  
1995  
1996  
1997  
1998  
1999  
2000  
2001  
2002  
2003  
2004  
2005  
2006  
2007  
2008  
2009  
2010  
2011  
2012  
2013  
2014  
2015  
2016  
2017  
2018  
2019  
2020  
2021  
2022  
2023  
2024  
2025  
2026  
2027  
2028  
2029  
2030  
2031  
2032  
2033  
2034  
2035  
2036  
2037  
2038  
2039  
2040  
2041  
2042  
2043  
2044  
2045  
2046  
2047  
2048  
2049  
2050  
2051  
2052  
2053  
2054  
2055  
2056  
2057  
2058  
2059  
2060  
2061  
2062  
2063  
2064  
2065  
2066  
2067  
2068  
2069  
2070  
2071  
2072  
2073  
2074  
2075  
2076  
2077  
2078  
2079  
2080  
2081  
2082  
2083  
2084  
2085  
2086  
2087  
2088  
2089  
2090  
2091  
2092  
2093  
2094  
2095  
2096  
2097  
2098  
2099  
2100  
2101  
2102  
2103  
2104  
2105  
2106  
2107  
2108  
2109  
2110  
2111  
2112  
2113  
2114  
2115  
2116  
2117  
2118  
2119  
2120  
2121  
2122  
2123  
2124  
2125  
2126  
2127  
2128  
2129  
2130  
2131  
2132  
2133  
2134  
2135  
2136  
2137  
2138  
2139  
2140  
2141  
2142  
2143  
2144  
2145  
2146  
2147  
2148  
2149  
2150  
2151  
2152  
2153  
2154  
2155  
2156  
2157  
2158  
2159  
2160  
2161  
2162  
2163  
2164  
2165  
2166  
2167  
2168  
2169  
2170  
2171  
2172  
2173  
2174  
2175  
2176  
2177  
2178  
2179  
2180  
2181  
2182  
2183  
2184  
2185  
2186  
2187  
2188  
2189  
2190  
2191  
2192  
2193  
2194  
2195  
2196  
2197  
2198  
2199  
2200  
2201  
2202  
2203  
2204  
2205  
2206  
2207  
2208  
2209  
2210  
2211  
2212  
2213  
2214  
2215  
2216  
2217  
2218  
2219  
2220  
2221  
2222  
2223  
2224  
2225  
2226  
2227  
2228  
2229  
2230  
2231  
2232  
2233  
2234  
2235  
2236  
2237  
2238  
2239  
2240  
2241  
2242  
2243  
2244  
2245  
2246  
2247  
2248  
2249  
2250  
2251  
2252  
2253  
2254  
2255  
2256  
2257  
2258  
2259  
2260  
2261  
2262  
2263  
2264  
2265  
2266  
2267  
2268  
2269  
2270  
2271  
2272  
2273  
2274  
2275  
2276  
2277  
2278  
2279  
2280  
2281  
2282  
2283  
2284  
2285  
2286  
2287  
2288  
2289  
2290  
2291  
2292  
2293  
2294  
2295  
2296  
2297  
2298  
2299  
2300  
2301  
2302  
2303  
2304  
2305  
2306  
2307  
2308  
2309  
2310  
2311  
2312  
2313  
2314  
2315  
2316  
2317  
2318  
2319  
2320  
2321  
2322  
2323  
2324  
2325  
2326  
2327  
2328  
2329  
2330  
2331  
2332  
2333  
2334  
2335  
2336  
2337  
2338  
2339  
2340  
2341  
2342  
2343  
2344  
2345  
2346  
2347  
2348  
2349  
2350  
2351  
2352  
2353  
2354  
2355  
2356  
2357  
2358  
2359  
2360  
2361  
2362  
2363  
2364  
2365  
2366  
2367  
2368  
2369  
2370  
2371  
2372  
2373  
2374  
2375  
2376  
2377  
2378  
2379  
2380  
2381  
2382  
2383  
2384  
2385  
2386  
2387  
2388  
2389  
2390  
2391  
2392  
2393  
2394  
2395  
2396  
2397  
2398  
2399  
2400  
2401  
2402  
2403  
2404  
2405  
2406  
2407  
2408  
2409  
2410  
2411  
2412  
2413  
2414  
2415  
2416  
2417  
2418  
2419  
2420  
2421  
2422  
2423  
2424  
2425  
2426  
2427  
2428  
2429  
2430  
2431  
2432  
2433  
2434  
2435  
2436  
2437  
2438  
2439  
2440  
2441  
2442  
2443  
2444  
2445  
2446  
2447  
2448  
2449  
2450  
2451  
2452  
2453  
2454  
2455  
2456  
2457  
2458  
2459  
2460  
2461  
2462  
2463  
2464  
2465  
2466  
2467  
2468  
2469  
2470  
2471  
2472  
2473  
2474  
2475  
2476  
2477  
2478  
2479  
2480  
2481  
2482  
2483  
2484  
2485  
2486  
2487  
2488  
2489  
2490  
2491  
2492  
2493  
2494  
2495  
2496  
2497  
2498  
2499  
2500  
2501  
2502  
2503  
2504  
2505  
2506  
2507  
2508  
2509  
2510  
2511  
2512  
2513  
2514  
2515  
2516  
2517  
2518  
2519  
2520  
2521  
2522  
2523  
2524  
2525  
2526  
2527  
2528  
2529  
2530  
2531  
2532  
2533  
2534  
2535  
2536  
2537  
2538  
2539  
2540  
2541  
2542  
2543  
2544  
2545  
2546  
2547  
2548  
2549  
2550  
2551  
2552  
2553  
2554  
2555  
2556  
2557  
2558  
2559  
2560  
2561  
2562  
2563  
2564  
2565  
2566  
2567  
2568  
2569  
2570  
2571  
2572  
2573  
2574  
2575  
2576  
2577  
2578  
2579  
2580  
2581  
2582  
2583  
2584  
2585  
2586  
2587  
2588  
2589  
2590  
2591  
2592  
2593  
2594  
2595  
2596  
2597  
2598  
2599  
2600  
2601  
2602  
2603  
2604  
2605  
2606  
2607  
2608  
2609  
2610  
2611  
2612  
2613  
2614  
2615  
2616  
2617  
2618  
2619  
2620  
2621  
2622  
2623  
2624  
2625  
2626  
2627  
2628  
2629  
2630  
2631  
2632  
2633  
2634  
2635  
2636  
2637  
2638  
2639  
2640  
2641  
2642  
2643  
2644  
2645  
2646  
2647  
2648  
2649  
2650  
2651  
2652  
2653  
2654  
2655  
2656  
2657  
2658  
2659  
2660  
2661  
2662  
2663  
2664  
2665  
2666  
2667  
2668  
2669  
2670  
2671  
2672  
2673  
2674  
2675  
2676  
2677  
2678  
2679  
2680  
2681  
2682  
2683  
2684  
2685  
2686  
2687  
2688  
2689  
2690  
2691  
2692  
2693  
2694  
2695  
2696  
2697  
2698  
2699  
2700  
2701  
2702  
2703  
2704  
2705  
2706  
2707  
2708  
2709  
2710  
2711  
2712  
2713  
2714  
2715  
2716  
2717  
2718  
2719  
2720  
2721  
2722  
2723  
2724  
2725  
2726  
2727  
2728  
2729  
2730  
2731  
2732  
2733  
2734  
2735  
2736  
2737  
2738  
2739  
2740  
2741  
2742  
2743  
2744  
2745  
2746  
2747  
2748  
2749  
2750  
2751  
2752  
2753  
2754  
2755  
2756  
2757  
2758  
2759  
2760  
2761  
2762  
2763  
2764  
2765  
2766  
2767  
2768  
2769  
2770  
2771  
2772  
2773  
2774  
2775  
2776  
2777  
2778  
2779  
2780  
2781  
2782  
2783  
2784  
2785  
2786  
2787  
2788  
2789  
2790  
2791  
2792  
2793  
2794  
2795  
2796  
2797  
2798  
2799  
2800  
2801  
2802  
2803  
2804  
2805  
2806  
2807  
2808  
2809  
2810  
2811  
2812  
2813  
2814  
2815  
2816  
2817  
2818  
2819  
2820  
2821  
2822  
2823  
2824  
2825  
2826  
2827  
2828  
2829  
2830  
2831  
2832  
2833  
2834  
2835  
2836  
2837  
2838  
2839  
2840  
2841  
2842  
2843  
2844  
2845  
2846  
2847  
2848  
2849  
2850  
2851  
2852  
2853  
2854  
2855  
2856  
2857  
2858  
2859  
2860  
2861  
2862  
2863  
2864  
2865  
2866  
2867  
2868  
2869  
2870  
2871  
2872  
2873  
2874  
2875  
2876  
2877  
2878  
2879  
2880  
2881  
2882  
2883  
2884  
2885  
2886  
2887  
2888  
2889  
2890  
2891  
2892  
2893  
2894  
2895  
2896  
2897  
2898  
2899  
2900  
2901  
2902  
2903  
2904  
2905  
2906  
2907  
2908  
2909  
2910  
2911  
2912  
2913  
2914  
2915  
2916  
2917  
2918  
2919  
2920  
2921  
2922  
2923  
2924  
2925  
2926  
2927  
2928  
2929  
2930  
2931  
2932  
2933  
2934  
2935  
2936  
2937  
2938  
2939  
2940  
2941  
2942  
2943  
2944  
2945  
2946  
2947  
2948  
2949  
2950  
2951  
2952  
2953  
2954  
2955  
2956  
2957  
2958  
2959  
2960  
2961  
2962  
2963  
2964  
2965  
2966  
2967  
2968  
2969  
2970  
2971  
2972  
2973  
2974  
2975  
2976  
2977  
2978  
2979  
2980  
2981  
2982  
2983  
2984  
2985  
2986  
2987  
2988  
2989  
2990  
2991  
2992  
2993  
2994  
2995  
2996  
2997  
2998  
2999  
3000  
3001  
3002  
3003  
3004  
3005  
3006  
3007  
3008  
3009  
3010  
3011  
3012  
3013  
3014  
3015  
3016  
3017  
3018  
3019  
3020  
3021  
3022  
3023  
3024  
3025  
3026  
3027  
3028  
3029  
3030  
3031  
3032  
3033  
3034  
3035  
3036  
3037  
3038  
3039  
3040  
3041  
3042  
3043  
3044  
3045  
3046  
3047  
3048  
3049  
3050  
3051  
3052  
3053  
3054  
3055  
3056  
3057  
3058  
3059  
3060  
3061  
3062  
3063  
3064  
3065  
3066  
3067  
3068  
3069  
3070  
3071  
3072  
3073  
3074  
3075  
3076  
3077  
3078  
3079  
3080  
3081  
3082  
3083  
3084  
3085  
3086  
3087  
3088  
3089  
3090  
3091  
3092  
3093  
3094  
3095  
3096  
3097  
3098  
3099  
3100  
3101  
3102  
3103  
3104  
3105  
3106  
3107  
3108  
3109  
3110  
3111  
3112  
3113  
3114  
3115  
3116  
3117  
3118  
3119  
3120  
3121  
3122  
3123  
3124  
3125  
3126  
3127  
3128  
3129  
3130  
3131  
3132  
3133  
3134  
3135  
3136  
3137  
3138  
3139  
3140  
3141  
3142  
3143  
3144  
3145  
3146  
3147  
3148  
3149  
3150  
3151  
3152  
3153  
3154  
3155  
3156  
3157  
3158  
3159  
3160  
3161  
3162  
3163  
3164  
3165  
3166  
3167  
3168  
3169  
3170  
3171  
3172  
3173  
3174  
3175  
3176  
3177  
3178  
3179  
3180  
3181  
3182  
3183  
3184  
3185  
3186  
3187  
3188  
3189  
3190  
3191  
3192  
3193  
3194  
3195  
3196  
3197  
3198  
3199  
3200  
3201  
3202  
3203  
3204  
3205  
3206  
3207  
3208  
3209  
3210  
3211  
3212  
3213  
3214  
3215  
3216  
3217  
3218  
3219  
3220  
3221  
3222  
3223  
3224  
3225  
3226  
3227  
3228  
3229  
3230  
3231  
3232  
3233  
3234  
3235  
3236  
3237  
3238  
3239  
3240  
3241  
3242  
3243  
3244  
3245  
3246  
3247  
3248  
3249  
3250  
3251  
3252  
3253  
3254  
3255  
3256  
3257  
3258  
3259  
3260  
3261  
3262  
3263  
3264  
3265  
3266  
3267  
3268  
3269  
3270  
3271  
3272  
3273  
3274  
3275  
3276  
3277  
3278  
3279  
3280  
3281  
3282  
3283  
3284  
3285  
3286  
3287  
3288  
3289  
3290  
3291  
3292  
3293  
3294  
3295  
3296  
3297  
3298  
3299  
3300  
3301  
3302  
3303  
3304  
3305  
3306  
3307  
3308  
3309  
3310  
3311  
3312  
3313  
3314  
3315  
3316  
3317  
3318  
3319  
3320  
3321  
3322  
3323  
3324  
3325  
3326  
3327  
3328  
3329  
3330  
3331  
3332  
3333  
3334  
3335  
3336  
3337  
3338  
3339  
3340  
3341  
3342  
3343  
3344  
3345  
3346  
3347  
3348  
3349  
3350  
3351  
3352  
3353  
3354  
3355  
3356  
3357  
3358  
3359  
3360  
3361  
3362  
3363  
3364  
3365  
3366  
3367  
3368  
3369  
3370  
3371  
3372  
3373  
3374  
3375  
3376  
3377  
3378  
3379  
3380  
3381  
3382  
3383  
3384  
3385  
3386  
3387  
3388  
3389  
3390  
3391  
3392  
3393  
3394  
3395  
3396  
3397  
3398  
3399  
3400  
3401  
3402  
3403  
3404  
3405  
3406  
3407  
3408  
3409  
3410  
3411  
3412  
3413  
3414  
3415  
3416  
3417  
3418  
3419  
3420  
3421  
3422  
3423  
3424  
3425  
3426  
3427  
3428  
3429  
3430  
3431  
3432  
3433  
3434  
3435  
3436  
3437  
3438  
3439  
3440  
3441  
3442  
3443  
3444  
3445  
3446  
3447  
3448  
3449  
3450  
3451  
3452  
3453  
3454  
3455  
3456  
3457  
3458  
3459  
3460  
3461  
3462  
3463  
3464  
3465  
3466  
3467  
3468  
3469  
3470  
3471  
3472  
3473  
3474  
3475  
3476  
3477  
3478  
3479  
3480  
3481  
3482  
3483  
3484  
3485  
3486  
3487  
3488  
3489  
3490  
3491  
3492  
3493  
3494  
3495  
3496  
3497  
3498  
3499  
3500  
3501  
3502  
3503  
3504  
3505  
3506  
3507  
3508  
3509  
3510  
3511  
3512  
3513  
3514  
3515  
3516  
3517  
3518  
3519  
3520  
3521  
3522  
3523  
3524  
3525  
3526  
3527  
3528  
3529  
3530  
3531  
3532  
3533  
3534  
3535  
3536  
3537  
3538  
3539  
3540  
3541  
3542  
3543  
3544  
3545  
3546  
3547  
3548  
3549  
3550  
3551  
3552  
3553  
3554  
3555  
3556  
3557  
3558  
3559  
3560  
3561  
3562  
3563  
3564  
3565  
3566  
3567  
3568  
3569  
3570  
3571  
3572  
3573  
3574  
3575  
3576  
3577  
3578  
3579  
3580  
3581  
3582  
3583  
3584  
3585  
3586  
3587  
3588  
3589  
3590  
3591  
3592  
3593  
3594  
3595  
3596  
3597  
3598  
3599  
3600  
3601  
3602  
3603  
3604  
3605  
3606  
3607  
3608  
3609  
3610  
3611  
3612  
3613  
3614  
3615  
3616  
3617  
3618  
3619  
3620  
3621  
3622  
3623  
3624  
3625  
3626  
3627  
3628  
3629  
3630  
3631  
3632  
3633  
3634  
3635  
3636  
3637  
3638  
3639  
3640  
3641  
3642  
3643  
3644  
3645  
3646  
3647  
3648  
3649  
3650  
3651  
3652  
3653  
3654  
3655  
3656  
3657  
3658  
3659  
3660  
3661  
3662  
3663  
3664  
3665  
3666  
3667  
3668  
3669  
3670  
3671  
3672  
3673  
3674  
3675  
3676  
3677  
3678  
3679  
3680  
3681  
3682  
3683  
3684  
3685  
3686  
3687  
3688  
3689  
3690  
3691  
3692  
3693  
3694  
3695  
3696  
3697  
3698  
3699  
3700  
3701  
3702  
3703  
3704  
3705  
3706  
3707  
3708  
3709  
3710  
3711  
3712  
3713  
3714  
3715  
3716  
3717  
3718  
3719  
3720  
3721  
3722  
3723  
3724  
3725  
3726  
3727  
3728  
3729  
3730  
3731  
3732  
3733  
3734  
3735  
3736  
3737  
3738  
3739  
3740  
3741  
3742  
3743  
3744  
3745  
3746  
3747  
3748  
3749  
3750  
3751  
3752  
3753  
3754  
3755  
3756  
3757  
3758  
3759  
3760  
3761  
3762  
3763  
3764  
3765  
3766  
3767  
3768  
3769  
3770  
3771  
3772  
3773  
3774  
3775  
3776  
3777  
3778  
3779  
3780  
3781  
3782  
3783  
3784  
3785  
3786  
3787  
3788  
3789  
3790  
3791  
3792  
3793  
3794  
3795  
3796  
3797  
3798  
3799  
3800  
3801  
3802  
3803  
3804  
3805  
3806  
3807  
3808  
3809  
3810  
3811  
3812  
3813  
3814  
3815  
3816  
3817  
3818  
3819  
3820  
3821  
3822  
3823  
3824  
3825  
3826  
3827  
3828  
3829  
3830  
3831  
3832  
3833  
3834  
3835  
3836  
3837  
3838  
3839  
3840  
3841  
3842  
3843  
3844  
3845  
3846  
3847  
3848  
3849  
3850  
3851  
3852  
3853  
3854  
3855  
3856  
3857  
3858  
3859  
3860  
3861  
3862  
3863  
3864  
3865  
3866  
3867  
3868  
3869  
3870  
3871  
3872  
3873  
3874  
3875  
3876  
3877  
3878  
3879  
3880  
3881  
3882  
3883  
3884  
3885

## ГЛАВА 5. ГЕОМЕТРИЯ ТЕЛ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

### Введение

Подобно изверженным породам, образующим тела различной формы (излившиеся потоки, купола или пластовые интрузии и штоки), осадочные породы также слагают тела разнообразной формы. Некоторые из них залегают как пластовые тела, образовавшиеся при выпадении осадка из суспензии, другие образуются при латеральном нарастании или в процессе осадконакопления. Некоторые тела образуются из потоков, имеющих ограниченное развитие (например грязевые потоки), или из обломков турбидитных потоков. Подобные отложения не обязательно образуются в том же бассейне, где они накапливаются. Распространение определенных отложений ограничено их близостью к области размыва и они формируют наземные или субаквальные конусы или слагают смешанные конусы и клиноподобные шлейфы. Распространение других тел ограничено по разным причинам, и их накопление приурочено к определенным участкам, например образование шнурковых (shoestring) отложений связано с руслами рек или береговыми линиями.

Однако часть осадочных тел представляет собой механические или химические накопления пород, форма которых косвенно связана или вообще не связана с обстановкой. Сюда относятся также органические постройки, как рифы и банки, форма и размещение которых являются результатом взаимодействия и влияния на сообщества организмов климата, гидрологии бассейна и рельефа морского дна. Подобным образом размер и форма таких механических скоплений, как дюны, определяются неуправляемыми факторами, которые трудно установить или измерить.

Незначительное число небольших по размеру и редких тел осадочных пород аналогично по форме телам интрузивных изверженных пород и представляет собой по сути дела дайки, силлы или диапйры. Наиболее примечательными из них являются, вероятно, соляные «купола», или штоки. Более распространены, но слагают незначительную часть объема осадочных пород отложения в крупных и мелких пустотах. Сюда относятся отложения в пещерах и пропастях.

Песчаники и известняки чаще всего накапливаются в виде локальных, четко выраженных образований. глинистые осадки преимущественно формируются в спокойной водной среде, однако последние не образуют форм, аналогичных шнурковым песчаным телам или известковым рифам.

Исключение представляют холмы, сложенные карбонатными глинистыми породами. Глины часто образуют «матрикс», в котором заключены песчаные тела (см. рис. 5-5).

Геоморфологический элемент может полностью совпадать с осадочным телом или ограничивать его, как, например, в случае рифов или дюн. С другой стороны, некоторые геоморфологические сложно построенные элементы состоят из нескольких самостоятельных осадочных



тел. Это наблюдается, например, в дельтах, в к  
гне разновидности песчаных тел различного проис

Интерес к изучению геометрии осадочных тел в  
процессе поисково-разведочных работ на нефть отчасти  
некоторые залежи нефти связаны с определенными осадочными  
(такими как рифы и шнурковые песчаники) или заключены в  
а также и потому что бурение густой сети скважин позволило дета  
изучить геометрию песчаных тел. Под геометрией тела мы понимаем  
его общую форму и размеры, но не внутреннее строение, хотя оба  
параметра взаимосвязаны. Последняя характеристика рассматривается  
в главе, посвященной анализу условий осадконакопления, для реконст  
рукции которых как внешняя форма, так и внутренние текстуры осадочного тела играют первостепенную роль.

Одной из первых работ, посвященных геометрии песчаных тел, была статья Рича [38], в которой автор сделал попытку разработать рациональную классификацию песчаных тел и обобщить их отличительные черты. Пристальное внимание ученых вызвала публикация в 1961 г. специального сборника по результатам симпозиума «Геометрия песчаных тел», содержащего 14 статей по этому вопросу. Работы последних лет включают исследования Поттера [33, 34], изучавшего форму и характер распространения позднеллозойских песчаных тел в Иллинойском бассейне; работу Лебланка [24] о геометрии песчаных пород-коллекторов, Шелтона и др. [45]. Конечно, существует большое количество публикаций, посвященных конкретным песчаным телам, некоторые из них упомянуты в настоящей работе, остальные рассматриваются в сборнике статей по песчаным коллекторам [50].

Серьезным толчком к изучению геометрии карбонатных тел послужило открытие нефти в некоторых ископаемых карбонатных рифах. Эти открытия привели к возрождению повышенного интереса к ископаемым и современным рифам. Значительная часть исследований была посвящена геометрии рифов, их форме и размерам. Вскоре было установлено, что не все биогермы, как называли локальные карбонатные постройки Камингса и Шрок [11], являются рифами. Некоторые представляют собой тела, сложенные обломочными известняками и глинисто-карбонатным материалом. Несмотря на то что исследованию размеров, формы и ориентировки этих карбонатных построек уделялось большое внимание, геометрия карбонатных образований изучена значительно хуже, чем геометрия песчаных тел.

С другой стороны, геометрия соляных куполов или штоков в связи с ними образований известна достаточно давно, что также объясняется приуроченностью нефти к указанным структурам. Современные представления об этих структурах суммированы в различных учебниках и справочниках, например в книге Леворсенна «Геология нефти» [26, с. 356—359] и в сборнике статей по диапиризму и диапирам [5]. В противоположность песчаным телам и рифам, соляные купола представляют собой вторичные или постседиментационные тела, не имеющие современных аналогов. Геометрия песчаных даек и силлов изучена только на примерах ископаемых отложений.

В целом геометрия осадочных тел может быть установлена при тщательном картировании отпрепарированных участков и разрезов рифов, песчаных тел и тому подобных образований или при изучении каротажных диаграмм, керна или шлама из скважин на хорошо разбуренной территории.

## Песчаные тела

Первоначально тела песчаных пород описывались либо как пластообразные, протяженные в двух измерениях и ограниченные в третьем направлении, либо как шнурковые, вытянутые только в одном направлении и ограниченные в двух других. Крынин [23] уве-

личил количество категорий песчаных тел до четырех: покровные или пластообразные, таблитчатые, призматические и шнурковые (рис. 5-1). Каждая категория получила свое определение в зависимости от величины отношения ширины тела к его мощности. Другие исследователи классифицировали песчаные тела по генетическому признаку (Риттенхауз [42], Лебляк [24]), обозначая их как аллювиальные конусы, дюны, пляжи и т. д. Хотя такой подход несет наибольшую геологическую смысловую нагрузку, он приводит к смешению вопроса геометрии (форма и размер)

с концепцией общей осадочной модели, охватывающей многие другие понятия. Более того, как отмечал Поттер [33], генетические классификации могут быть ошибочными, поскольку установ-

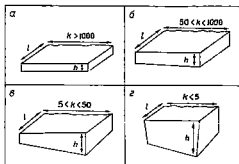
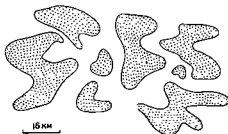


Рис. 5-1. Геометрия осадочных тел. По Крынину [23]:

а — покровные или пластообразные; б — таблитчатые; в — призматические; г — шнурковые. Параметры тел:  $l$  — длина,  $k$  — ширина в единицах,  $h$  — мощность в единицах.

Покровные или пластообразные



Удлиненные

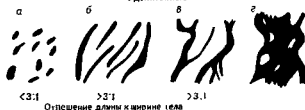


Рис. 5-2. Узоры покровных песчаных тел и четырех типов удлиненных песчаных тел:

а — дендритные, б — ленточные, в — дендроидные, г — расчес

ление условий накопления большинства ископаемых представляет сложную задачу. К тому же один тип песч. жет постепенно переходить в другой. Геофизические данные, визуальные подземное строение песчаного тела, не всегда позволяют отнести его к определенному генетическому типу. Поэтому кация Поттера носит строгий описательный и геометрический хар. Он выделял два класса: пластообразные песчаники, имеющие широкое распространение, и линейновытянутые, или удлинённые (в некоторых случаях прерывистые) песчаные тела. В штате Иллинойс позднелавозойские пластообразные песчаные тела обнаруживают незначительную мощность (менее 6 м), они сложены тонкозернистым материалом со знаками ряби и содержат морскую фауну. Песчаники образуют согласно залегающие покровы. Удлиненные тела имеют большую мощность (до 38 м), более грубый состав, содержат глинистые пропластки и мелкую кварцевую гальку. Песчаники косослонистые, в них заключены перетолщенная морская фауна и растительные остатки. Подошва удлиненных песчаных тел имеет эрозионный характер и несогласна по отношению к подстилающим породам. По характеру распространения выделяется четыре их типа: линзовидные, лентовидные, дендронидные и пояса (рис. 5-2).

Для наших целей мы различаем простые линейновытянутые или шнурковые песчаники, сложные и разветвленные тела, клиноподобные песчаные тела и плащеобразные песчаники. Песчаные дайки в свалы относятся к отдельному классу, поскольку имеют вторичную природу, а не являются первичным осадочным образованием. Песчаные тела, конечно, бывают не только кварцевого состава. Карбонатные песчаники также образуют обособленные тела [3], но по упомянутым ранее причинам их труднее отличить в ископаемом состоянии, чем тела кварцевых песчаников, заключенные среди глин.

### Шнурковые песчаники

Термин шнурковые песчаники (shoestring sands), предложенный Ричем [39], применяется к таким песчаным телам, которые значительно вытянуты по сравнению с их мощностью и шириной. Они образуются в результате накопления песчаного материала в относительно узком линейновытянутом поясе. Происхождение подобных песчаников и прогноз их распространения давно интересуют исследователей, а ставшая классической статья Басса [4], посвященная шнурковым песчаникам Бардсвилля в штате Канзас, вызвала значительный интерес к изучению этих отложений.

Шнурковые песчаники образуют тела от мелких, поперечное сечение которых укладывается в палец и один обнажение, до



Рис. 5.3 Руссо Бетел, (миссисипиан) и структурная карта по кровле глины Нью-Олбани, западная часть Кентукки

крупных, мощностью несколько десятков метров, их ширина колеблется от 0,8 км до 3,0 км при протяженности до 160 км. Например, песчаник Бетель (миссисипий) в западной части штата Кентукки и на юге центральной части штата Индиана прослеживается на расстоянии 320 км [38] (рис. 5-3). Вблизи Форт-Кнокса мощность песчанников составляет

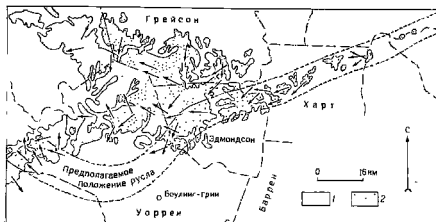


Рис. 5-4. Схематическая картина допенсильванского русла в округе Эдмонсон, штат Кентукки.

Фигуры: 1 — нерусловое, 2 — русловое

46—61 м при ширине песчаного тела от 0,8 до 1,3 км. [Семинар по осадконакоплению, 1969]. Русло Кейсвилл пенсильванского возраста в Кентукки прослежено на 161 км, мощность отложений от 30 до 60 м и ширина песчаного тела от 6,4 до 9,9 км (рис. 5-4). Аналогичный, но меньший по масштабам пример представляют собой песчанники Анвил-Рок пенсильванского возраста в штате Иллинойс (рис. 5-5). Шнурковые песчанники Бартлсвилл пенсильванского возраста в Канзасе и Оклахоме имеют мощность 15,2—45,7 м, ширина песчаного тела колеблется от 0,8 до 3,2 км, а отдельные тела вытянуты на 3,2—9,6 км. Как правило, песчанники образуют «тренды», или пояса длиной до 80 км (рис. 5-6).

Некоторые тела шнурковых песчанников располагаются во врезанных руслах, у других наблюдается плоская подошва и нет видимой связи с руслами. Тела шнурковых песчанников могут быть разорванными или прерывистыми. Этот невыдержанный характер частично объясняется процессами эрозии, в результате которой сохраняются изолированные останцы. В других случаях такой характер размещения предопределяется условиями осадконакопления; разорванные тела песчанников,

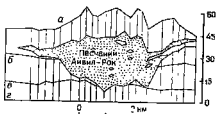


Рис. 5-5. Поперечный разрез песчанника Анвил-Рок (пенсильванский), округ Эдвардс, штат Иллинойс.

Угольные пласты: а — М 7, б — М 6, в — М 5а, г — М 5

как отмечалось выше, могут группироваться. Некоторые тела шнурковых песчаников имеют слегка изогнутую форму, другие — четкую и прямые тела шнурковых песчаников образуют сложные сочетания с раздваивающимися или сливающимися телами. Образование рассматриваются ниже.

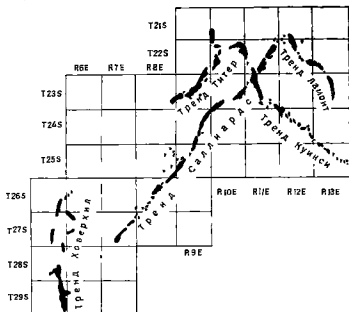


Рис. 5-6. Карта распределения шнурковых песчаников в округе Грин-вуд-Батлер, штат Канзас. По Бассу [4]

Шнурковые песчаные тела имеют различное происхождение. Часть из них представляет собой речные русла (Кейсвилл в Кентукки), некоторые заполняют подводноморские промонны, врезанные в отложения карбонатного шельфа (Бертел), и отдельные тела являются барьерными островами (Бартлсвилл).

#### Сложные песчаные тела

К этой категории песчаных тел относятся сложные образования, в которых наблюдаются раздвоение, схождение или расхождение отдельных ветвей (как в кровеносной системе).

Сложность строения появляется в том случае, когда более или менее простые песчаные тела наложены друг на друга. В результате наложения возникают песчаные тела переменной мощности. Такие наложенные тела можно назвать многоярусными (рис. 5-7).

В типичных случаях сложное строение песчаных тел объясняется наличием многочисленных разветвлений, подобных тем, что наблюдаются в распределительной системе дельты. В ряде случаев распределение песчаных тел сходно с кровеносной системой. Один из примеров

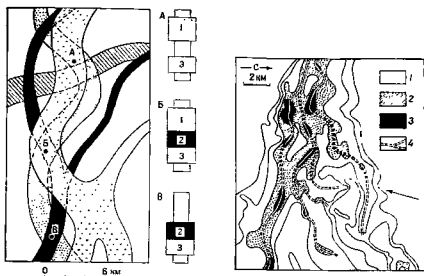


Рис. 5-7. Происхождение многоярусных песчаных тел:

А — незатопленные песчаные тела; В — трехъярусное песчаное тело, В — двухъярусное песчаное тело.

Положение подстилающего песчаного тела (заштриховано косыми линиями), контролируется другими факторами, по сравнению с песчаными телами 1, 2 и 3.

Рис. 5-8. Карта сложнопостроенного песчаного тела свиты «Фридо» (олигоцен).

Видна система распределительных русел (4) мелководной дельты: 1 — от 0 до 40, 2 — от 40 до 90, 3 — более 90. Стрелкой показано региональное распространение.

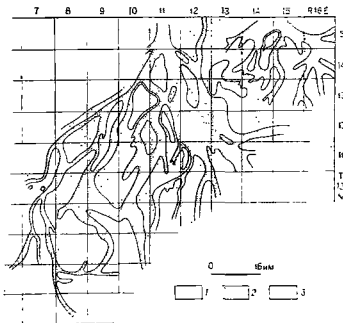


Рис. 5-9. Песчанник свиты Буч (ценезойский), округ Грейтер-Семинол, восточная Окла-хома. По Бушу [8].

1 — глина, 2 — песок мощностью менее 5 м; 3 — песок мощностью более 5 м

таких сложных песчаных тел — отложения **санит** месторождения Силигсон, которое по данным Найда в распределительной системе верхней части дельты (рис. 5-8). Юрские песчаники сант Джекинал в штате обладают теми же характеристиками и предполагается, что дельте их то же самое [43]. Одним из наиболее изученных широко разветвленных песчаных тел являются отложения с (пенсильваний) в восточной Оклахоме [8], которые рассма как отложения русловой распределительной системы дельты (рис. 5-

### Клиновидные [конусообразные] песчаные тела

Некоторые тела осадочных пород, в основном сложенные песчаниками и гравелитами, в поперечном сечении имеют клиновидную форму. В плане они выглядят как ответвления максимальной мощной апикальной части, от которой косые слои расходятся лучами. Примером крупного скопления форм подобного типа является пачка Солт-Уош сinit Моррисон (юра) в штатах Юта и Колорадо. Пачка достигает 183 м до

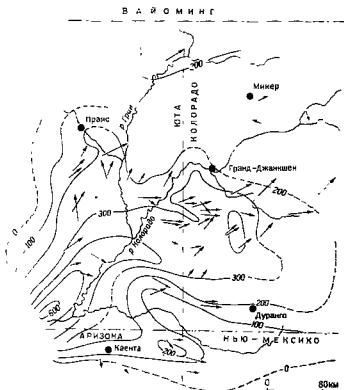


Рис. 5-10. Соотношение между направлением косой слоистости (стрелки) и изопакти территории сопредельных штатов

мощности в апикальной части клина и прослеживается на север, северо-восток и восток примерно на 322 км (рис. 5-10). В отдельных случаях многочисленные клиновидные тела сливаются и образуют сложный клиноподобный шлейф.

Известно, что осадочные тела подобной формы и конфигурации накапливаются у подножий крутых подводных склонов и в устьях подводных каньонов. Только недавно исследователи научились различать подобные турбидитовые конуса. Примерами таких отложений служат миоценовые конуса Тарзана [48] и Капистрано на косе Дана в окрестностях Ньюпорта, штат Калифорния [31].

### **Покровные песчаники**

Покровные песчаники характеризуются большей горизонтальной протяженностью по сравнению с мощностью. Значительное количество песчаных тел, вероятно большинство, относятся к этой группе. Подобные песчаники распространены на площади в сотни квадратных километров, а площади отдельных тел колеблется от нескольких десятков до единиц квадратных метров.

Происхождение указанных тел долгое время оставалось неясным, поскольку современные песчаные тела в основном связаны с реками и побережьями и в общих случаях представляют собой линейновытянутые образования. Каким образом песок разносится и отлагается и как образуются протяженные плашобразные тела? Преобладает точка зрения, что покровные песчаники образуются в результате «латерального осадконакопления», следовательно, их возраст в разных участках неодинаковый. Контуры песчаных тел под небольшим углом пересекают временные границы. Возможно, что такие песчаные покровы формируются при слиянии нескольких вытянутых песчаных тел, каждое из которых в отдельности представляет собой шнурковое песчаное тело. Примерами таких сложных тел покровных песчаников являются отложения группы Месаверде мелового возраста в бассейне р. Сан-Хуан, штат Колорадо, а также песчаник Пойнт-Лукаут [19], образовавшийся при неоднократном перемещении береговой линии (см. рис. 15-15).

### **Ориентировка песчаных тел**

Значительный интерес представляет изучение ориентировки песчаного тела по отношению к простиранию седиментационных склонов, на которых отлагаются осадки. Некоторые тела даже называются песчаниками простирания, в том случае, если они располагаются параллельно склону, и песчаниками падения, если они ориентированы вниз по палеосклону. Линейные песчаные тела, которые образуются в виде барьерных островов, ориентированы параллельно береговой линии. Другие тела, в частности связанные с руслами, располагаются перпендикулярно к берегу. Часть из них имеет неправильную форму и в прямой связи с палеосклоном не обнаруживают.

Если песчаное тело залегает над несогласием в кровле наклонных пластов, накопление песчаников контролируется погребенным рельефом, в результате чего образуются песчаные тела долин [8].

С ориентировкой песчаных тел связан вопрос о соотношении текстуры и структуры с внешней формой. Вероятно оба этих показателя являются следствием той системы палеотечений, которая сформировала песчаное тело. Очевидно, что ориентировка зерен и слоистость распола-



гаются определенным образом по отношению к длинной тела, что соответствует действительности. Этот вопрос рассмотрен в работе Поттера и Петтиджона [34].

### Песчаные дайки, силлы и автоинтрузии

Инъекция или интрузия песка являются характерной чертой определенных ассоциаций осадочных пород. Неоднократно в литературе описывались песчаные дайки, силлы и связанные с ними тела, встречающиеся в широком стратиграфическом интервале от докембрия до плейстоцена.

Мощность песчаных даек колеблется от 2 см до 10 м (рис. 5-11). Отдельные докембрийские кварцитовые дайки, рассекающие свиту Эспаньола на северою берегу оз. Гурон, достигают мощности 9 м [37, рис. 11,б; 10, рис. 7; 14]. Это не-

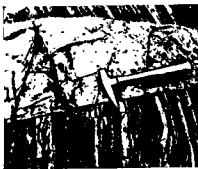


Рис. 5-11. Песчаная дайка, рассекающая отложения свиты Эспаньола (гуронский возраст) вблизи г. Эспаньола, провинция Онтарио, Канада

Дайка, сложенная гравийками, рассекает тождественные карбонатные алевролиты. Встретная поверхность которых образует ин-кросс-бед-и-сильно-перейти

обычные дайки, поскольку в них заключена крупная галька гранитов (диаметром до 15 см), обычно скоцентрированная в центральной части дайки (см. рис. 5-11). Большинство даек не прослеживаются за пределами обнажения, однако Виттадж [49] закартировал песчаные дайки в границах Колорадо длиной 12,9 км. Диллер [12] проследил на расстоянии 14,5 км «Великую дайку», секущую меловые отложения в долине Сакраменто, штат Калифорния. Многие дайки представляют собой вертикальные плоские тела с резкими контактами, но в некоторых случаях, например в польских Карпатах [13] и в палеогеновых отложениях Туниса [17], дайки образуют тела неправильной, изогнутой формы и на отдельных участках рассматриваются как прерывистые серии песчаных тел линзовидной формы. Бессистемная изогнутость объясняется сокращением мощности вмещающих глин в результате их уплотнения. Этот же процесс приводит к образованию смятых отпечатков трещин усыхания. Если такое объяснение является правильным, то внедрение даек происходило на ранней стадии, предшествовавшей уплотнению. Существует возможность дать количественную оценку степени уплотнения глин после внедрения дайки. Однако многие дайки, подобные тем что описаны в работе Диллера [12], не подвергались деформации. Поскольку они ориентированы вертикально по отношению к наклонным вмещающим породам, Диллер считал, что внедрение таких даек происходило после образования на-клона, т. е. не на ранней стадии, а значительно позже.

В основном дайки заполнены массивными песчанниками, хотя, как отмечалось выше, в них может присутствовать галька, состав которой отличается от состава вмещающих пород. Диллер [12, с. 425] наблюдал ориентировку чешуек слюды параллельно контактам даек. Аналогичное расположение слюды и ориентировка длинных осей кварц

зерен отмечались и другими исследователями [49, с. 498]. Такое расположение материала в дайках (параллельное их стенкам, а не перпендикулярное) свидетельствует о том, что материал даек внедряется при нагнетании, а не за счет постепенного заполнения открытых трещин, зерно за зерном.

Убедительным доказательством процесса нагнетания являются песчаные слиллы. Они имеют плоскую форму, ориентированы параллельно слоистости, похожи на осадочные слои и часто за них принимаются. Однако в них не происходит изменения зернистости, нет слоистости, отсутствуют подошвенные знаки, характерные для фаций, в которых встречаются слиллы. Если слиллы проследить по простиранию, они обычно пересекают слои и продолжаются на более высоком или низком стратиграфическом уровне.

Неясно, почему песчаные дайки, как правило, встречаются только в определенных осадочных формациях (во флишевых толщах). Образование трещин объясняется землетрясениями; нагнетание материала — гидростатическим давлением водонасыщенных «зыбучих» песчаников, приобретающих подвижность. Некоторые авторы [15, 13, с. 258] указывали на связь между песчаными дайками и оползнями. Фейрбридс считал дайки и связанные с ними текстуры показателями определенной фациальной обстановки осадконакопления, а именно тектонически активной нестабильной «зоны краевых прогибов геосинклинальных поясов». Может быть, эта точка зрения и применима ко многим дайкам, но сложные дайки в гранитах Колорадо образовались явно по другим причинам.

## Геометрия карбонатных тел

Геометрия карбонатных тел в целом изучена гораздо слабее, чем геометрия песчаных тел. Это частично объясняется тем, что на каротажной диаграмме легче отделить песчаники от глины, чем карбонатный песчаник от микрозернистого известняка. Другими словами, каротажные диаграммы не позволяют различать какой-либо особый тип известняков от окружающих карбонатных пород. (Большинство песчаников рассматривается как единое образование, поэтому для того чтобы установить форму и контуры песчаного тела, достаточно только отделить их от вмещающих глин.) Следовательно, для разработки классификации различных карбонатных тел наших знаний явно недостаточно. Исключением можно считать классификацию Болла [3] современных тел, сложенных карбонатными песчаниками на Багамских островах, и исследования карбонатных построек, или биогермов, к которым относятся собственно рифы и постройки из карбонатных плов, или банки.

## Рифы

Рифы — это биогермы, которые представляют собой бестекстурную карбонатную массу беспорядочной структуры, сложенную пористыми породами (обычно доломитами), прерывающими сплошное залегание регионально выдержанного карбонатного разреза. Эти тела являлись островами с активной жизнедеятельностью и, следовательно, были местами быстрого накопления карбонатов; в начале роста они образовывали холмы на дне бассейнов, затем достигали поверхности моря и даже частично возвышались над уровнем воды. Истинные рифовые по-

стройки противостояли волновой деятельности; в ариффов разносились в сопредельные участки, а грулись в шлейф, примыкавший к телу рифа. Такие круто в шлейфе образуют в нем часть рифового комплекса (рис. 5-12).

Биогермы обычно образуются в результате жизнедеятельности организмов, наиболее важные из которых — рифостроители — вают карбонатные осадки в единое тело рифа. Среди рифострой главная роль принадлежит водорослям (например, древнейшие мы нацело сложены из водорослей).

Размеры рифовых тел колеблются от мелких построек, таких как серпуловые стяжения и строматолитовые шары диаметром около 1 м,



Рис. 5-12. Небольшая рифовая карбонатная постройка в силурийских отложениях штата Висконсин

до громадных рифовых массивов, протяженность которых измеряется сотнями метров и более. В районе Большого Невольничьего озера на северо-западе Канады [18, с. 448] установлены докембрийские строматолитовые биогермы мощностью от 18 до 61 м в поперечнике. Молодые рифы обычно крупнее и разнообразнее по форме и строению. Одним из наиболее впечатляющих по размеру являются девонский рифо-

вый массив Атендори в центральной части ФРГ, мощность которого более 900 м, площадь превышает 100 км<sup>2</sup>, представляющий собой атолловидную постройку [22]. В горах Гарц находится аналогичный, но меньший по размерам рифовый массив Иберг-Винтерберг [16]. Пейсливанские рифы Вираджиан в горах Сакраменто, штат Нью-Мексико, образуют постройки размером от нескольких сотен метров до 1,8 км в поперечнике и мощностью 61 м [32]. Эти тела выглядят как плоско-выпуклые линзы карбонатных пород среди тонкослоистых известняков.

Рифовое тело обычно имеет плоское основание и выпуклую кровлю и, как отмечалось ранее, окружено крутопадающими слоями на крыльях. В отдельных случаях вокруг рифовой постройки прослеживаются слабо выраженная синклиналь, образующаяся при погружении рифового тела, и карбонатный субстрат.

В плане форма большинства рифов округлая, хотя часть из них могут быть вытянутыми. Отдельные постройки бывают слегка асимметричные, что указывает на господство ветров преобладающего направления [27, с. 223; 21].

Большинство рифов образуют группы, пояса или тренды. Они возникают на склонах платформы или образуют изолированные постройки, расположенные на вулканических возвышенностях, например риф Иберг [16].

### Карбонатные холмы и банки

Не все биогермы являются настоящими рифами, т. е. обладают каркасом, способным противостоять разрушительному действию волн. Некоторые биогермы представляют собой банки или холмы, сложенные карбонатным илом. Существует мнение, что подобные банки образуются там, где скопления морской растительности отражали течения. Скопления таких организмов, как мшанки, вероятно, в прошлом играли

аналогичную роль. Прей [35] описал биогермы миссисипского возраста мощностью от 7,6 до 107 м, обладающие плоской подошвой и выпуклой кровлей, образование которых он связывал с указанными процессами. Такое же объяснение предлагал Лис [25], рассматривая происхождение каменноугольных «рифов» в западной части центральной Ирландии. Здесь установлены банки, сложенные в основном массивными карбонатными плитами отложениями от 30 до 304 м в поперечнике, мощность которых непостоянна и достигает первых десятков метров. Углы падения на крыльях таких построек достигают 50°.

### Другие карбонатные тела

Помимо настоящих рифов, карбонатных холмов и банок существуют ограниченные карбонатные биогермы, которые не относятся ни к одной из указанных категорий. Наиболее известны изолированные скопления криноидных известняков, подобных тем, которые являются коллектором в «криноидной залежи» на нефтяном месторождении Тодд в Техасе [20]. Это карбонатное тело пенсильванского возраста достигает 3,2 км в поперечнике, его максимальная мощность составляет

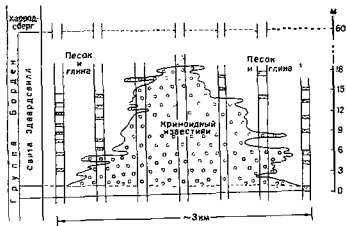


Рис 5-13. Криноидная биогермная постройка, отложения группы Бордон (миссисипий), штат Индиана

122 м; оно окружено отложениями черных и зеленых глин. Хотя это тело и называется «рифом», оно вероятно представляет собой перенаселенную колонию иглокожих, существовавших в то время. Вполне возможно, что колония никогда не возвышалась над морским дном. В отложениях группы Бордон (миссисипий) установлены аналогичные крупные прерывистые и неравномерно распределенные скопления криноидных известняков, заключенные среди обломочных отложений [47]. Крупнейшее из них достигает 3,2 км в диаметре, максимальная мощность составляет 21,3 м (рис. 5-13).

Карбонатные тела также нередко сложены оолитовыми известняками, например песчаник «Макклоски», слагающий нефтяную залежь Паспорт в округе Клей, штат Иллинойс. Эти «песчаники» залегают в свите Сент-Женевьев (миссисипий) и образуют линзы размером 1,5×2,5×3,6 км, мощность которых колеблется от 3,7 до 4,3 м. Во всех

направлениях песчаники выклиниваются. Считается, представляли собой отмели в мелком море [9]. Вероятно, оолитовые отмели на Вагамских островах по происхождению аналогами вышеописанных ископаемых тел [41].

### Соляные купола, штоки и антиклинали

Соляные купола — необычные осадочные тела — образуются течением соли и ее внедрением из глубоких горизонтов в перекрывающие отложения. Подобно песчаным дайкам и силлам, купола являются ризичными или постседиментационными образованиями.

Соляные купола представляют собой почти вертикальные цилиндрические штоки соли от 0,8 до 3,2 км в диаметре, в отдельных участках их стенки имеют обратные падения (рис. 5-14). Слой, через который происходила миграция соли, деформированный, имеет опрокинутое падение по отношению к штоку, нередко — вертикальное. Они заметно уменьшаются в мощности при приближении к соляному штоку. Столб соли обычно венчает «покрышка», сложенная гипсом или известняком. Породы, залегающие над солью, бывают слегка деформированы, могут осложняться нарушениями. В соляных куполах устанавливаются сложные системы мелких складок и других внутренних структур, образующихся при течении соли в момент внедрения [1, 2].

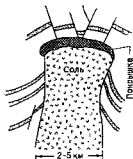


Рис. 5-14. Схематическое строение соляного купола

Образование соляных куполов связано с гравитационной неустойчивостью, возникающей при накоплении осадков большей плотности, чем подстилающая соль. Пластичная соль всплывает в виде конвекционной колонны. Покрышка соляных куполов представляет собой скопление нерастворимых компонентов, выпадающих из концентрированных рассолов в кровле растущего соляного столба.

Подобно рифам, соляные купола встречаются группами. Наиболее известные купола, установленные на суше и в море, в районе Галф-Костл (штаты Луизиана и Техас), в отложениях Цехштейна в Западной Европе, в Иране и других местах. Связь куполов с месторождениями нефти сделала их особо интересным объектом [28]. Леворсен [26, с. 356—379] приводит исчерпывающие сведения по этому вопросу.

Соляные антиклинали представляют собой структуры, ядра которых сложены солью. Примеры таких антиклиналей известны в бассейне Паралоке, штаты Юта и Колорадо [36].

### Заполненные пустоты и воронки

Ряд осадочных тел имеет небольшие размеры и ограниченное распространение, поскольку они образовались в пустотах или мелких углублениях, например в известняковых воронках. В подавляющем большинстве мелких пустот, подобных тем, что встречаются в рифах, происходит механическое заполнение внутреннего пространства. Тонкозернистые отложения либо просеиваются через пустоты, либо отлагаются в них. Пустоты заполняются смешанным материалом; а они нередко с выпавшими в осадок минералами встречаются ил и алевроит.

В большинстве случаев такие заполнения представляют собой подчиненное образование внутри более крупного осадочного тела. Однако в исключительных случаях эти образования достаточно крупны и отвечают понятию осадочное тело. Даже крупнейшие из них — заполнения каверны — довольно редко встречаются в древних породах и главным образом характерны для голоценовых отложений.

Тела заполнения воронок в чем-то отличаются от образований, охарактеризованных выше, и могут достигать значительных размеров. К ним относятся отложения, принесенные в воронки сверху и образующиеся при растворении и обрушении каверны в известняках. Часть таких тел заполнения, сложенных глинами, песчаниками и углями, образуется при постепенном погружении перекрывающих пород, когда скорости прогибания и растворения подстилающих карбонатных пород совпадают [6, 7]. Эти образования являются результатом внедрения вышележащих отложений в подстилающие и, подобно соляным куполам и песчаным дайкам, представляют собой постседиментационные, а не первичные осадочные отложения. В них отмечаются различные деформации текстуры и другие признаки перемещения материала.

### Другие осадочные тела

Осадочные тела бывают различной геоморфологической природы, к ним относятся дюны различной формы и целый набор ледниковых образований — озы, камы, друмлины и тому подобное. В основном это наземные аккумулятивные формы, но некоторые субаквальные образования типа дюн также следует включать в эту группу. Большинство тел представляют собой переходные образования и не всегда захороняются или сохраняются в целости. Например, дюны обычно сглаживаются и теряют отличительные черты самостоятельных тел. Ледниковые отложения древних эпох в основном отлагались в морях, поэтому формы, характерные для континентальных отложений, отсутствуют. Следовательно, отсутствие этих геоморфологических элементов и связанных с ними осадочных тел в ископаемом состоянии делают непущным детальное рассмотрение геометрии таких тел.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Balk, R., 1949, Structure of Grand saline salt dome, Van Zandt County, Texas. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1791—1829.
2. Balk, R., 1953, Salt structure of Jefferson Island salt dome, Iberia and Vermilion parishes, Louisiana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 2455—2474.
3. Ball, M. M., 1967, Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 556—591.
4. Bass, N. W., 1934, Origin of Bartlesville shoestring sand, Greenwood and Butler counties, Kansas. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 18, pp. 1313—1345.
5. Braunstein, J., and O'Brien, G. D., ed., 1968, Diapirism and diapirs: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 8, 444 pp.
6. Bretz, J. H., 1940, Solution cavities in the Joliet limestone of northeastern Illinois: Jour. Geol., v. 48, pp. 337—384.
7. Balk, R., 1950, Origin of the filled sink-structures and circle deposits of Missouri: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 61, pp. 789—834.
8. Busch, D. A., 1959, Prospecting for stratigraphic traps: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 43, pp. 2829—2843.
9. Carr, D. D., 1973, Geometry and origin of nodule bodies in the St. Genevieve Limestone (Mississippian) in the Illinois Basin: Bull. Indiana Geol. Surv., v. 48, 81 pp.
10. Collins, W. H., 1925, North shore of Lake Huron: Geol. Surv. Canada Mem. 143, 160 pp.

11. *Cummings, E. R., and Shrock, R. R.*, 1928, Niagara coral adjacent states and their stratigraphic relations: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 39, pp. 579-620.
12. *Diller, J. S.*, 1890, Sandstone dikes: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 1, pp. 1-10.
13. *Dzulynski, S., and Radamski, A.*, 1956, Clastic dikes in the Carp Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 26, pp. 226-264.
14. *Eisbacher, G. H.*, 1970, Contemporaneous faulting and elastic tectonism, Onorke Lake Group, Elliot Lake, Ontario: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 7, pp. 21-31.
15. *Fairbridge, R. W.*, 1946, Submarine slumping and the location of oil bodies: *Amer. Assoc. Petrol. Geol.* v. 30, pp. 84-92.
16. *Franko, W.*, 1971, Structure and development of the Iberg-Winterberg reef complex in Lower Carboniferous, Harz, West Germany, in *Sedimentology in parts of central Europe* (Müller, G. ed.): Frankfurt am Main, Waldemar Kramer, pp. 83-90.
17. *Gottis, Ch.*, 1953, Les filons élastiques (intra formationnels) du flysch numidien: *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 6, v. 3, pp. 775-784.
18. *Hoffman, P. F.*, 1969, Proterozoic paleocurrents and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 6, pp. 441-462.
19. *Hollenshead, C. T., and Pritchard, R. L.*, 1961, Geometry of producing Mesaverde sandstones, San Juan Basin, in *Geometry of sandstone bodies* (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 98-118.
20. *Ingh, R. F., and McCollum, S. V.*, 1950, Todd deep field, Crockett County, Texas: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* v. 34, pp. 239-262.
21. *Ingels, J. J. C.*, 1963, Geometry paleontology, and petrography of Thornton reef complex, Silurian of northeastern Illinois: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 47, pp. 105-140.
22. *Krebs, W.*, 1971, Devonian reef limestones in eastern Rhentisch Schiefergebirge, in *Sedimentology of parts of central Europe* (Müller, G., ed.): Frankfurt am Main, Waldemar Kramer, pp. 45-81.
23. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of the sedimentary rocks: *Jour. Geol.*, v. 56, pp. 130-165.
24. *LeBlanc, R. J.*, 1972, Geometry of sandstone bodies, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 18, pp. 133-190.
25. *Lees, A.*, 1964, The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "reefs" of west-central Eire: *Trans. Roy. Phil. Soc. London*, ser. B, v. 247, pp. 498-531.
26. *Levarson, A. J.*, 1967, *Geology of petroleum*, 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 721 pp.
27. *Lowenstam, H. A.*, 1957, Niagara reefs in the Great Lakes area, in *Treatise on marine geology and paleogeology*, vol. 2 (Ladd, H. S., ed.): Geol. Soc. Amer. Mem. 67, pp. 215-248.
28. *Moore, R. C., ed.*, 1926, *Geology of salt dome oil fields*: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 797 pp.
29. *Nanz, R. H., Jr.*, 1954, Genesis of Oligocene sandstone reservoir, Seeligson Field, Jim Wells and Kleberg counties, Texas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* v. 38, pp. 96-117.
30. *Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.*, 1961, *Geometry of sandstone bodies*: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 240 pp.
31. *Piper, D. J. W., and Nurmark, W. R.*, 1971, Reexamination of a Miocene deep-sea fan and fan valley, southern California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 1823-1830.
32. *Plumlee, W. J., and Graves, R. W., Jr.*, 1953, Virgilian reefs of the Sacramento Mountains, New Mexico. *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 1-16.
33. *Potter, P. F.*, 1963, Late Paleozoic sandstones of the Illinois Basin. *Illinois Geol. Surv. Repl. Inv.* 217, 92 pp.
34. *Potter, P. F., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis. New York: Springer, 296 pp.
35. *Pray, L. C.*, 1958, Fencepost bryozoan core facies, Mississippian bioherms, southwestern United States. *Jour. Sed. Petrology*, v. 28, pp. 261-273.
36. *Prosser, H. W. C., and Crum, H. E.*, 1927, Salt domes of Permian and Pennsylvanian age in southeastern Utah and their influence on oil accumulation: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 11, pp. 373-393.
37. *Quirke, T. T.*, 1917, Espanola district, Ontario: *Geol. Surv. Canada Mem.* 102, 92 pp.
38. *Reynolds, D. W., and Vincent, J. K.*, 1967, Western Kentucky's Bethel channel—the largest reservoir in the Illinois Basin. *Kentucky Geol. Surv.*, ser. 10, Spec. Pub. 14, pp. 19-30.

39. Rich, J. L., 1923, Shoestring sands of eastern Kansas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 7, pp. 103-113.
40. Rich, J. L., 1938, Shorelines and lenticular sands as factors in oil accumulation, in *The science of petroleum*, v. 1 (Dunstan, A. E., ed.). London, Oxford Univ. Press, pp. 230-239.
41. Rich, J. L., 1948, Submarine sedimentary features on Bahama Banks and their bearing on distribution patterns of lenticular oil sands. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 32, pp. 767-779.
42. Rittenhouse, G., 1961, Problems and principles of sandstone-body classification, in *Geometry of sandstone bodies* (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 3-12.
43. Schlee, J. S., and Monck, R. H., 1961, Properties and genesis of Jackpile sandstone, Laguna, New Mexico, in *Geometry of sandstone bodies* (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 134-150.
44. *Sedimentation Seminar*, 1969, Bethel Sandstone (Mississippian) of western Kentucky and south-central Indiana, a submarine channel fill. *Kentucky Geol. Surv. Ser.* 10, Rept. inv. 11, 21 pp.
45. Shelton, J. W., Terrell, D. W., and Karvelul, M. D., eds. 1972, *A guidebook to the genesis and geometry of sandstones*. Oklahoma City, Geol. Soc., 66 pp.
46. Shrock, R. R., 1939, Wisconsin Silurian bioherms (organic fossils). *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 50, pp. 529-562.
47. Stockdale, P. B., 1931, Bioherms in the Borden group in Indiana. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 42, pp. 707-718.
48. Sultowold, H. H., Jr., 1960, Tarzana fan, deep submarine fan of late Miocene age, Los Angeles County, California. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 34, pp. 453-457.
49. Swanage, P. W., 1954, Sandstone dikes in the South Platte area. *Colorado Jour. Geol.*, v. 62, pp. 493-500.
50. Weiner, R. J., 1973, Sandstone reservoirs and stratigraphic concepts. *Amer. Assoc. Petrol. Repr. Ser.*, no. 7, 212 pp.; no. 8, 216 pp.



## ГЛАВА 6. ГАЛЕЧНИКИ, КОНГЛОМЕРАТЫ И БРЕКЧИИ

### Введение

Галечники (англ. gravel; нем. Schotter — для обозначения крупной фракции, Kies — для обозначения мелкой фракции; фр. gravier) представляют собой несцементированные скопления окатанных обломков пород, размер частиц которых больше размера песка. Нижний предел размера частиц устанавливается по-разному: 2 мм [205, 207] или 5 мм [32]. Материалы с размером частиц от 2 до 4 мм называются мелким гравием (grainle gravel) [205], или очень мелкой галькой (very fine gravel) [129]. Не существует единого мнения и о процентном содержании обломков данной размерности, необходимым для того, чтобы агрегат стал называться галечником. Фактический анализ показывает, что полевые геологи склонны именовать галечником любое отложение, даже если гальки и обломки такой размерности составляют менее  $\frac{1}{2}$  объема толщи. Некоторые породы, такие как тиллиты или застывшие валуновые глины, содержащие менее 10% обломков размера гравия и гальки, тем не менее, называются конгломератами. Уилман [215] предложил следующие определения, соответствующие распространённым терминам, употребляемым в полевых условиях: гравий содержит от 50 до 100% галек; песчаный гравий содержит от 25 до 50% песка и от 50 до 75% галек; галечниковый песок содержит значительное количество галек, но не менее 25%; песок должен содержать от 75 до 100% частиц размера песка (рис. 6-1). Фолк [66] предлагал применять термин галечник только для обозначения смесей, содержащих 30% или более пород размера гравия и гальки, а в качестве определения использовать прилагательное «галечниковый» для обозначения песков и глин, содержащих от 5 до 30% галек этой размерности или более крупных обломков. Другие предложения для обозначения смесей были сделаны Уэнтуэртом [205] и Крыным [119].

Термин конгломерат применим для обозначения сцементированного гравия и галечника. Как и в случае с несцементированной породой, к слову конгломерат могут добавляться определения гравийный, крупногалечниковый и валуновый, в соответствии с преобладанием количества обломков определенного размера.

Термин «дресва» (gobble) применяется для обозначения скопления валуновых обломков более крупных, чем песок; термин шебен (segee) может употребляться в том случае, если обломки еще крупнее. Брекчия представляет собой сцементированный эквивалент дресвы. Термин «брекчия» применяется также для обозначения пород неосадочного происхождения (например, тектоническая брекчия, вулканическая брекчия). Были предложены различные термины для обозначения обломков нескольких размеров, из которых состоят дресва и брекчия [217].

В какой степени должны быть окатаны обломки, чтобы породу можно было назвать галечником или конгломератом, а не дресвой или

брекчий? Употребление терминов различно, но большинство исследователей используют термин конгломерат для обозначения полукатанных и окатанных материалов, а термин брекчия — для обозначения только таких пород, обломки которых угловаты. Термин окатанная галька (groundstone) [59] и остроугольная или неокатанная галька (sharpstone) использовались для того, чтобы различать окатанные и угловатые обломки; соответственно термины окатанный галечниковый конгломерат и неокатанный конгломерат были предложены в качестве заменителей для осадочных конгломератов и брекчий.

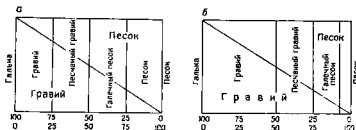


Рис. 6-1. Номенклатура смесей песка и гравия:

а — идеализированная «симметричная» классификация; б — классификация, основанная на полевых данных. По [215].

Термин конгломерат [213] был предложен для обозначения конгломератов, которые достигли той же стадии затвердения, что и кварцит. Однако в этом смысле он употреблялся мало; деформированный конгломерат или тот, который изменился каким-либо иным способом благодаря метаморфическим изменениям, чаще называется метаконгломератом.

## Современные галечники

Галечники могут накапливаться и отлагаться в виде субаквальных отложений ниже уровня постоянных вод в результате воздействия волн на породы берегов. Они могут образовываться и на суше за счет выветривания и переноса волными потоками, когда рельеф и изобилие дождевых потоков достаточны для обеспечения движущей силы. Гравий и галька — самые грубообломочные продукты эрозии — переносятся на незначительные расстояния от места образования и отлагаются на более ограниченных участках, чем песок, глина или растворенные вещества.

В зависимости от места накопления (выше или ниже поверхности моря) галечники можно подразделять на континентальные и субаквальные. Последние, кроме обычных прибрежных галек, включают также специфические типы, как разнесенные льдом отложения с отдельными гальками, падавшими с таявшего льда и переотложенный галечник, который был перенесен из прибрежной зоны в более глубоководные в результате подводных оползней и мощными турбулентными потоками, вызванными этими оползнями. Некоторые типы галечников встречаются в водных бассейнах, характеризующихся менее эффективным действием волн, например эстуарии и небольшие озера. Галечники крупных озер, по существу, аналогичны во всех отношениях морским галечникам.

Континентальные галечники включают некоторые ледники, которые мало переносились или не переносились вообще (как осыпи), или передвинулись лишь на небольшое расстояние. Например, крупные каменные глетчеры или отложения щебня (я распространяющиеся, но, как правило, поверхностные, солифлюк отложения). Сюда входят галечниковые отложения континентальных ледников — моренные материалы, галечники озов и камов и г конусы выноса, образованные крупными потоками талой воды. Большинство известных скоплений галечника на суше связано с действия водных потоков.

Поэтому, исключая местные отложения, имеющие ограниченное распространение, и отложения, происходящие за счет климатических изменений, мы здесь главным образом рассматриваем морские и речные галечники и древние конгломераты морского и речного происхождения.

По Бэрреллу [5], прибрежные морские галечники отлагаются в диапазоне от 180 см выше уровня высокой воды до 7,2—9 м. Они пространственно связаны с береговой линией и редко распространяются более чем на 1,5—5 км от берега. Но исключительно сильное донное противотечение отступающей волны может вынести галечники на глубины 36—54 м и на расстояние до 16 км от суши. Современные галечники, обнаруженные на больших расстояниях в открытом море, могут быть реликтовыми галечниками, оставшимися после быстрого подъема уровня моря в послеледниковый период. Они также могут быть остаточной галькой, образовавшейся в результате подводной эрозии талых и других галечных отложений — россыпей крупных галек, которые из-за своей массы не могли быть перенесены в направлении суши [101]. Вообще море «отвергает» или «выталкивает» континентальные наносы (особенно крупные обломки пород). На профилях выравнивания галечник мигрирует в направлении к берегу, тогда как мелкозернистый грунт — в направлении моря. Таким образом галечник стремится располагаться ближе к берегу и накапливаться в зоне, редко простирающейся далеко от берега.

Прибрежные галечники являются местными отложениями, особенно характерными для карманообразных губ, где галечник задерживается между двумя скалистыми мысами. Обломочный материал поступает за счет эрозии коренных пород. В некоторых случаях галечник переносится вдоль берега и накапливается в береговых грядах и барах. На берегах, сложенных скалистыми породами, галечники часто бывают очень крупными. Обычно они хорошо сортированы и окатаны; окатанность достигается быстро, по мере того как галечник мигрирует от источника сноса [80, 206].

Восторонние седиментологические исследования современных видов прибрежных галечников представлены работами Крамбеяна и Гриффита [117] по известняковым галечникам залива Литл-Систер, озера Мичиган, работами Блага [18] по галечникам Южного Уэльса, Хамберга [104] по излучению валунного комплекса залива Вриджвотер побережья Сомерсета в Англии, Эмери [57] по современным морским галечникам.

Прибрежные галечники накапливаются в небольших объемах и пространственно ограничены узкими линейными поясами, однако с изменением уровня моря центры аккумуляции галечников смещаются. С подъемом уровня моря и его трансгрессией отложения прибрежных галечников распространяются таким образом, что в результате залегает тонкий слой базальных галечников, несогласно залега

более древних породах. По мере понижения уровня моря береговые галечниковые гребни могут обнажаться и разрушаться, оставаясь в виде низких форм рельефа, удаленных вглубь суши и в настоящее время поднятых над уровнем моря. Они часто эродированы или разрушены субаэральными процессами.

С другой стороны, реки переносят галечники на многие десятки (даже сотни) километров от мест образования галечников; в морских условиях величина переноса имеет тот же порядок, если не меньше. Речные галечники широко распространены, они образуют крупные конусы в предгорьях и заполняют дно долин крупных рек в областях высокого рельефа. Мощность этих образований во много раз больше мощности прибрежных скоплениях.

Аллювиальные конусы широко распространены и в особенности характерны для аридных регионов с контрастным рельефом. По всей вероятности, более половины штата Невада и значительные части штатов Юта, Нью-Мексико, Аризона, Калифорния, а также Мексики покрыты отложениями аллювиальных конусов. Отложения конусов выноса принадлежат к самым грубообломочным и плохо отсортированным аллювиальным отложениям. Эти отложения накапливаются в местах, где горный рельеф сменяется равниной. Поток делится на много рукавов и теряет большую часть своего твердого стока; грубообломочный материал отлагается в наивысшей точке аллювиального конуса выноса, размер частиц быстро уменьшается по мере удаления от вершины конуса (уменьшение размера во многих случаях происходит экспоненциально). Состав галечника вниз по конусу выноса изменяется мало, но галечка становится заметно лучше окатанной в этом направлении. Слоистость изменяется от крупномасштабной (5—6 м) у грубообломочных галечников до нескольких сантиметров в переслаивающихся песках. Часто наблюдается черепитчатое расчленение обломков. Конусы выноса аридных или полуаридных регионов характеризуются переслаиванием отложений грязевого потока с обычным гравием. Галечники конуса выноса пальцеобразно переслаиваются вниз по течению с обычными аллювиальными и озерными отложениями. Эти галечники цементируются в аридных регионах отложениями калие; литифицированные породы называются фангломератом [130]. Рекомендуем работы Блиссенбаха [12, 13], Блака [16] и Денни [50] по изучению отложений современных аллювиальных конусов выноса и работу Лоусона [130] о роли подобных отложений в современном мире и в геологической истории.

Потоки, несущие галечники, покрывают аллювиальными отложениями огромные территории и формируют обширные отложения галечников. Мы не рассматриваем галечники, которые находятся в верховьях рек и других водотоков. Эти галечники транзитные: они временно удерживаются галечниковыми валами или выходят на поверхность в останцах террас. Мы рассматриваем внутренние бассейны, где преобладают аллювиальные отложения и накопления галечников достигают мощности сотни или тысяч метров. Подобные бассейны находятся в аридных регионах высокогорного рельефа, как, например, нагорье Большой Бассейн, США, и в сбросовых линейных зонах, например, в Рейнском грабене. Такие аллювиальные галечники, обычно крупные и переслаивающиеся с грубо- и мелкозернистыми песками, постепенно уменьшаются в размере вниз по течению, при этом окатанность улучшается. Состав изменяется вниз по течению путем выборочной абразии и разрушения менее устойчивых обломков. Черепитчатое строение хорошо прослеживается в разрезах, параллельных течению потока. Слоистость и сорти-

ровка обычно лучше, чем в аллювиальных конусах. потоки, характерные для конусов выноса, отсутствуют редко. Многочисленные исследования современных галечников отражены в работах Крамбейна [114, 116], Плу Унруга [195], Дал Сина [47], Теруччи и др. [191]. Исследования клинга, Экса и Гросса [41] и классическая работа Аддена [194] держат большое количество гранулометрических данных по чьим аллювиальным галечникам. Седиментологические исследования уплотненных галечников пайгорий аллювиального происхождения со держатся в работах Поттера [164] и Шли [179].

Подводя итог, можно сказать, что в настоящее время, несомненно, на поверхности рассеяно больше галечников и валунов, чем в какой-либо другой период истории Земли. Сейчас распространены молодая и арелая формы ландшафта, а формы старого рельефа встречаются редко. Мощные волны морей и озер, а также реки поставляют гравий в больших количествах, в то время как обширные грубообломочные отложения леднистоценовых ледников все еще находятся в «законсервированном» состоянии. Из галечников, отлагающихся в настоящее время, основная часть поставляется континентальными агентами — реками и ледниками. Морская эрозия дает сравнительно мало галечников [85, 5]. В настоящее время отношение объема осадка (и отсюда объема гравия), наносимого реками, в 50 раз превышает наносы за счет морской эрозии. Пропорциональная доля этих агентов, по всей вероятности существенно не отличалась от соотношения, наблюдавшегося в любой другой геологический период.

## Строение и состав галечников

Большинство галечников состоит из каркаса и полостей. Каркас сложен из материала размера галечника (фенокластов: гальки, валунов); полости представляют собой пространство между этими элементами каркаса. Обычно компоненты каркаса соприкасаются друг с другом и образуют структуру, стабильную в гравитационном поле. Полости редко бывают пустыми, они обычно заполнены детритом размера песка или более мелким материалом, в свою очередь сцементированным химически осажденным цементом. Галечники с незаполненными полостями называются рыхлыми (openwork), их происхождение объясняется «вихревым воздействием на нижний склон галечного бара или дельты» [3]. У большинства галечников материал матрикса полностью заполняет пространство между гальками, матрикс составляет около 1/3 всего объема породы. В некоторых конгломератах, в частности тех, которые имеют глинистый матрикс, доля матрикса значительно превышает эту величину, в этом случае обломки каркаса не контактируют друг с другом. Гальки и прочие обломки породы изолированы и рассеяны по всей массе матрикса.

## Структура галечников и конгломератов

Гранулометрический состав галечников сильно колеблется. Рыхлые галечники (например, некоторые крупнообломочные береговые галечники) состоят исключительно из гальки или более крупных обломков без тонких фракций, они унимодальные (рис. 6-2). Галечники с песчаным матриксом обычно бимодальные (рис. 6-3). Аллювиальные, или

речные галечники также обычно проявляют бимодальность, даже если предпринимаются все меры для отбора образцов из одного пласта. В бимодальных галечниках основная мода связана с классом галечников, а вторичная мода — с фракцией илестов (рис. 6-4). Эти модальные группы в среднем отличаются на 4—5 гранулометрических классов. Диаметр частиц основной моды в 16—32 раза больше, чем во вторичной моде. В аллювиальных галечниках количество материала в модальном классе невелико. Подобные галечники из Калифорнии [41],



Рис. 6-2. Береговой галечник озера Мичиган, залив Литл-Систер

Обратите внимание на отсутствие межгалечного песка (сравните с заиловыми отложениями из рис. 6-3). Гранулометрический анализ этого галечника приведен на рис. 6-4.

Рис. 6-3. Ледниковый заиловый галечник (плейстоцен) Керн, штат Калифорния.

Обратите внимание на тенденцию к образованию черепчатой текстуры. Направление течения было с севера на юг.

92% которых бимодальны, содержат лишь от 15 до 25% материала в этом классе, что резко отличает их от унимодальных прибрежных галечников, модальный класс которых может содержать 90% (или более) объема всего образца [117]. Вторичная мода, обычно представленная фракцией песка, содержит еще меньше материала — половину от состава основного модального класса или приблизительно 5—10%. Широкий диапазон размерности материала 9—10, или даже 12 классов, содержащих от 1% и более материала — обычное явление. Современные галечники рек Сан-Габриель и Арройо-Секо в Калифорнии распределяются по 9—11 гранулометрическим классам, модальный класс содержит от 15 до 35% (в среднем 20%) материала; 85% образцов [35] имели более одной моды [114, 116]. Ледниковые перемытые галечники, даже однопластовые, характеризуются 7—12 гранулометрическими классами; большая часть галечников бимодальна [124]. Количество материала в основной моде колеблется от 14 до 35% (в среднем 28%). Из 37 образцов свиты галечников Лафайет (плиоцен?) на западе Кентукки 36 оказались бимодальными [164]. В 23 образцах основная мода приходилась на фракции гравия и гальки. Количество классов (содержащих более 1% материала) колеблется от 7 до 11; количество материала в модальном классе составляет от 19 до 40% (в среднем 26%). Галечники дюггера Брандывайл на юге Мэриленда имеют, по существу, такой же гранулометрический состав [179].



личество этих классов 4—5, хотя 2 или 3 класса могут содержать более 90% объема осадка. На модальный класс обычно приходится от 50 до 60% всего осадка, а в некоторых случаях 90%.

Трудно произвести надежный гранулометрический анализ сильно сцементированных галечников. Поэтому при исследовании древних конгломератов удобнее заменять средний размер легко определяемым «максимальным размером». Вообще, слои конгломератов часто выходят на дневную поверхность; самые мощные слои обычно являются и более грубообломочными. В результате этого нетрудно выбрать слой, который содержит самый крупный обломочный материал. Для того чтобы получить наиболее стабильный «максимальный размер», берется средний размер десяти самых крупных галек. Этот размер имеет непосредствен-

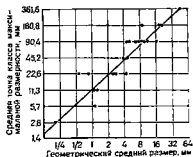


Рис. 6-5. Соотношение среднего и максимального размера флювиогляциальных галечников. По [124].

Форма, окатанность и поверхностная структура галечниковых обломков могут способствовать определению агента, обусловившего транспортировку и отложение галечника. Свойственные галькам формы и отпечатки включают ограниченные и отшлифованные льдами гальки, эоловые одно- и трехгранники, штрихованность и рубцы, возникшие в результате воздействия льда, трещинную огранку (chink facets) некоторых видов прибрежных галечников, следы ударов и дробления галек в очень быстрых потоках и так далее (см. с. 84). Однако в крепко сцементированных конгломератах трудно извлечь гальки из матрикса, поэтому перечисленные особенности устанавливаются редко.

Форма галек больше зависит от формы первичных обломков, чем от агента или особенностей переноса. Форма первичных обломков является функцией слоистости, трещиноватости и кливажа материнской породы. Так, уплощенность определяется главным образом литологическими особенностями [27]; аспидные сланцы и тонкослоистые породы являются источником плоских галек, массивные породы, например граниты, являются источником более однородных по размеру обломков. Влияние способов транспортировки и обстановки накопления менее отчетливо. Отмечалось, что береговые гальки более уплощенные, чем речные. Эту точку зрения поддерживали Лэндон [127], Кафе [27] и Ленк-Чевитч [132], а Грегори [85], Уэнтурт [206], Кюнев [121] и Гроган [86] оспаривали ее.

Окатанность галек в галечниках и конгломератах легко устанавливается и может быть подсчитана даже в крепко сцементированных по-



родах. В какой-то мере окатанность является функцией типа из которого состоят гальки. Одни породы, подобные кремнисту, при определенных условиях способны растрескиваться, тогда другие, например кварцит, не способны. Будучи перенесенным на такое расстояние в одинаковых условиях, кремнь окажется более окатанным, чем сопутствующие кварциты и жильный кварц [188].

Для какое расстояние нужно переместить гальку, чтобы она стала хорошо окатанной? Обломки известняка в перекачивающейся бочке становятся хорошо окатанными при обработке, соответствующей приблизительно 11 км транспортировки [115]. По данным Добре [48],



Рис. 6-6 Эффект воздействия переноса потоком на гранодиоритовые гальки, каньон Сан-Габриэль, Калифорния. По [114].

Первые образцы были собраны после источника гальки и имели окатанность 0,38; нижние образцы были взяты в 8,9 км ниже во течению, их окатанность составила 0,44.

Рис. 6-7 Черепитчатый русловый галечник, р. Грейбулл, Митчис, штат Вайоминг. Движение потока слева направо. Фото Д. Рингера

потери в массе у крупных гранитных галек составляют от 0,001 до 0,004 на километр пути; для достижения хорошей окатанности (то есть для потери 1/3 первоначальной массы) требуется переместить материал на расстояние от 80 до 322 км. Эти подсчеты весьма приблизительны, но результаты правильно указывают порядок величины.

Полные исследования подтверждают эти подсчеты. Известняковые галечники на участках Рапид-Сити и Батл-Крик в Южной Дакоте приобрели хорошую окатанность на расстоянии 18 и 37 км соответственно [163]. Кварцитовые гальки из галечниковых пород нагорья Брандывайн, штат Мэриленд, хорошо окатаны; ближайшие размеры, из которых они могли поступать, находятся на расстоянии 72 км. Учитывая тот факт, что значительная окатанность приобретается на первых нескольких километрах переноса, маловероятно, чтобы угловатые или полуокатанные галечниковые обломки были перенесены потоком более чем на 2 км (рис. 6-6).

Галечники и конгломераты имеют разнообразную внутреннюю структуру. Крупные обломки галечников часто проявляют предпочтительную ориентировку. Давид отмечено, что плоские камни в речных галечниках имеют падение вверх по течению (рис. 6-7). Эта особенность хорошо прослеживается в древних галечниках по излежащим

образом выбранным пространственным разрезам. Как и в речных, так и морских галечниках отмечается черепитчатое расположение галек. Отмечалось, что угол наклона речных галечников, составляющий  $15-30^\circ$ , больше, чем в морских отложениях, где он измеряется  $2-12^\circ$  [27]. Однако сообщения других исследователей о наклоне галечников не соответствуют этим цифрам [212]. Отмечалось, что своими длинными осями гальки ориентированы в направлении потока [113, 114, 116, 107] или поперек него [128, 72, 193]. Даже ледниковые отложения тилля имеют предпочтительную ориентировку продолговатых валунов, параллельную направлению движения льда [171, 113, 99].

Ориентировка галечников в древних конгломератах дает нам возможность определить как направление потока, так и первоначальный угол падения пласта [212, 17]. Ориентировка продолговатых обломков в тиллях позволяет нам воссоздать схему движения древних ледников [133]. Для более детального ознакомления с материалами по вопросу ориентированных обломков и тилля рекомендуем работу Поттера и Петтиджона [166].

### Состав галечников и конгломератов

Состав галечников или конгломератов можно определить путем подсчета галек. Ввиду того что один тип пород может содержать крупные валуны, а другой — мелкие гальки, подсчет не дает таких результатов, как методы, основанные на поперечных пересечениях Розингеля или на точном подсчете [51, 19]. Состав галечников или конгломератов можно представить, сгруппировав их в зависимости от исходных пород в несколько типов: Э — эффузивные; П — plutonические; О — осадочные; М — метаморфические. Обычно их наносят на треугольные диаграммы, объединяя осадочные и метаморфические породы в одну группу.

Как и при рассмотрении песчанников, желательно различать поверхностное (эупракрустальное) и глубинное (плутоническое) происхождение исходного материала. Такое различие является в некоторой степени показателем воздымания и глубины эрозии области питания, т. е. функции тектонического режима.

Состав галечников и конгломератов не является точным отражением вида и количества пород в районе источника сноса. Вследствие неодинаковой способности различных типов пород давать обломки и различной устойчивости пород перед абразией, соотношение обломков разных пород, установившееся в галечниковых породах, не является прямым отражением относительного количества видов пород в области питания. При определенных условиях одни породы легко распадаются на глыбы, а другие — нет. Жильный кварц и кремни, например, встречаются в составе галек очень часто. Граниты могут разрушаться и превращаться в аркозный песок (дресву); известняки обладают тенденцией растворяться и поставляют обломочный материал только за счет нерастворимого кремния. Пляжи Англии, покрытые кремневым гравием, образовались при разрушении рыхлых меловых клиффов. Граниты как и известняки служат источником глибового материала в условиях, когда процессы разрушения и растворения сдерживаются или подавляются. Подобные ситуации наблюдаются при условии высокогорного рельефа и сурового климата с сопутствующей быстрой эрозией, ускоряемой воздействием мороза, и значительно реже при ледниковой обстановке, которая даже в районах с низким рельефом благоприятствует образо-

данню галечниковых пород смешанного типа, метастабильных пород. По мнению Гарнера [77], за также способствуют образованию галечниковых пород с увеличением незрелости ассоциированных песков, что являлось рельефа и климата, а следовательно, и тектонического

Состав образовавшегося галечника может значительно измениться в процессе транспортировки, как это было проиллюстрировано в процессе исследований. Изменения в составе речных галечников в течение потока отмечались давно. Хохенбургер [83] описал изменение некоторых типов пород на реке Мур и подсчитал расстояние переноса, необходимое для полного разрушения различных видов пород. Пламли [163] описал изменение состава аллювиальных галечников Блэк-Хилс (Южная Дакота) и показал, что эти материалы подвергаются значительным модификациям по мере продвижения вниз по течению (рис. 6-8). Быстрое исчезновение неустойчивых компонентов (гравита и доломита) и обогащение стабильными видами (кварцит и жильный кварц) подтверждается изучением галечников р. Дунай, берущей начало в Польских Татрах [195], галечников р. Пьяве в Италии [188]. Очевидно, галечники, в отличие от чешков, могут стать артельными по составу, т. е. их состав может быть доведен до наиболее стабильных компонентов (жильного кварца, кварцита и кремнистого сланца) при транспортировке даже на короткие расстояния. Галечники ограниченного состава (олигомиктовые) [181] бывают двух типов: одни образовались путем превращения галечников первоначально различного состава в устойчивую остаточную разновидность, представленную жильным кварцем и кварцитом; другие — сугубо местного происхождения — форчировались в пределах небольших участков дренирования или карманообразных губ, где обломки образовались из одной исходной породы. Галечники с более разнообразным составом (петромиктовые) указывают на обширные водосборные системы и разнообразные источники питания.

Внутриформационные конгломераты представляют собой особый класс, для которого эти правила не применимы.

### Текстура галечников и конгломератов

Галечниковые отложения отличаются грубой слоистостью, пласты галечника имеют довольно большую мощность. Обычно они выполняют русла, в пределах которых формируют разнообразные линзовидные тела и русловые отложения. За исключением черепитчатого строения, легкого различимого в соответствии ориентированных выходов на поверхность, у галечников нет каких-либо характерных особенностей внутреннего строения. Обломки, составляющие галечник, особенно те из них, которые имеют плиткообразную форму, в большинстве случаев залегают

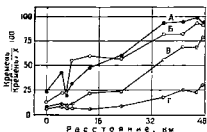


Рис. 6-8 Воздействие переноса на компоненты гальки в Ривид-Крик, Блэк-Хилс, штат Южная Дакота. По [163].  
А — песчаник; Б — известняк; В — донечный метаморфический порода; Г — кварцит + кварцит

[47], и р. Колорадо в штате Техас [187], могут стать артельными по составу, т. е. их состав может быть доведен до наиболее стабильных компонентов (жильного кварца, кварцита и кремнистого сланца) при транспортировке даже на короткие расстояния. Галечники ограниченного состава (олигомиктовые) [181] бывают двух типов: одни образовались путем превращения галечников первоначально различного состава в устойчивую остаточную разновидность, представленную жильным кварцем и кварцитом; другие — сугубо местного происхождения — форчировались в пределах небольших участков дренирования или карманообразных губ, где обломки образовались из одной исходной породы. Галечники с более разнообразным составом (петромиктовые) указывают на обширные водосборные системы и разнообразные источники питания.

таким образом, что их длинные стороны параллельны напластованиям. В исключительных случаях подобное пространственное взаимоотношение нарушается оползнями или под воздействием процесса солифлюкции или мороза, тогда галечники приобретают различную ориентировку. Косая слоистость — редкое явление, исключение составляют переслаивающиеся с галечниками пески. В некоторых речных галечниках, а также в турбидитных отложениях известна крупномасштабная градиционная слоистость (с уменьшением зернистости вверх по разрезу). У некоторых галечников наблюдается крупная наклонная слоистость, обычно под углом около  $20^\circ$ . Подобная текстура не относится к категории косой слоистости в обычном понимании. Подобное явление может быть вызвано отложением галечника во фронтальной области дельты или латеральным наращиванием мигрирующих галечных баров.

### Основные различия между галечниками и песками

Хотя и галечники, и пески являются остаточными образованиями (промытыми наносами), оставшимися после выветривания пород, и обе породы переносятся и отлагаются механическим путем, они имеют между собой существенные различия.

Галечники (и конгломераты) — это преимущественно обломки пород, включающие как крупно-, так и мелкозернистые обломки, тогда как пески — главным образом частицы минералов. Частицы пород (только мелкозернистых) содержатся во многих песках и являются важным компонентом некоторых пород (аренитов). Доля частиц пород увеличивается с увеличением размерности зерен (рис. 6-9) и достигает максимума в грубообломочных образованиях — галечниках.

Галечникам (точнее — наиболее распространенным галечникам) свойственно бимодальное гранулометрическое распределение; пески в основном унимодалы. Подобное заключение следует из наблюдений, что галечники с незаполненными пустотами редки; обычно пространство между гальками заполнено большим количеством песка. С другой стороны, пески, лишенные межзернивого материала, представляют собой обычное явление. Например, пески, перечисленные и отложившиеся в мутных реках, чистые; у них поровое пространство заполнено только флюидами. Даже такие исключительные песчаные образования, как вакки, вероятно, могли отлагаться с подобной незаполненной поровой системой: матрикс, который они содержат в настоящее время, может иметь диagenетическое происхождение.

Галечники в большинстве случаев содержат окатанные обломки; окатанность достигается при трении на сравнительно короткое расстояние. Ассоциирующие с ними пески могут быть подуголоватыми или угловатыми. Песок приобретает окатанность очень медленно, и ма-

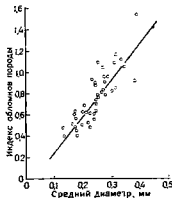


Рис. 6-9. Связь между размером и содержанием частей пород в песчаннике Кля (девят) Уэльса. По Аллену [1962 г.]. «Индекс обломков пород» — это содержание обломков пород, деленное на суммарное содержание кварца и полевых шпатов, т. е.  $R_x/(Q+F)$ .

вероятно, чтобы он стал окатанным при речном коротком расстоянии. Подобным образом галечники являются зрелыми, благодаря абразии, которая избирательно наименее устойчивые породы. Селективная абразия действует очень медленно; многие мягкие и хрупкие минералы сохраняют транспортировке на большие расстояния [173].

Галечники характеризуются заметным уменьшением размера обломков вниз по течению потока, эту особенность можно легко отобразить на карте и использовать для выяснения направления переноса и даже расстояния до области питания. Пескам свойственны лишь незначительные изменения размерности частиц на больших площадях, у некоторых песков изменений вовсе не наблюдается.

Пески часто имеют косую слоистость; у галечников истинная косая слоистость наблюдается редко, но они обычно характеризуются черепитчатым расположением плоских галек. Черепитчатое строение встречается и в песках, но его труднее установить и оно развито не столь очевидно.

В заключение следует отметить, что галечников гораздо меньше, чем песков, и их развитие значительно больше ограничено по площади. Они представляют собой локальные отложения, приуроченные к руслам, береговым линиям или к крутым обрывам. Пески распространены более широко и покрывают огромные территории.

### Классификация галечников и конгломератов

Конгломераты и галечники классифицировались различными способами: по чисто описательным признакам, основанным на внешнем строении (например, выделяя валунные конгломераты или крупногалечные конгломераты); по составу их обломков (например, известняковые конгломераты или кремневые конгломераты); или по цементирующим материалам (например, железистый конгломерат или известковый конгломерат). Обычно они классифицируются в зависимости от механизма транспортировки и условий накопления, на этой основе выделяются прибрежные, речные, ледниковые конгломераты, или, в более широком смысле, морские, прибрежные или континентальные конгломераты. Только для современных конгломератов можно уверенно решить, к какому классу отнести галечные отложения. Предложена также классификация, основанная на механизме или процессе разрушения породы на обломки (отсюда разделение на эпикластические, катакластические и пирокластические конгломераты или брекчии). И в этом случае отнесение древних конгломератов к той или иной группе не опирается на безусловные критерии.

Прежде всего важно установить, что конгломераты и брекчии не являются однородной группой (не имеют общего происхождения). Поэтому необходимо разделить их на несколько геологически обоснованных категорий, даже если отнесение отложений к той или иной категории иногда сопряжено с трудностями. Конгломераты и брекчии делятся на пять основных категорий, которые не являются одинаковыми ни по распространению, ни по степени важности. Наиболее типичны и широко распространены терригенные галечники. Подобно терригениям пескам, они образовались при разрушении ранее существовавших пород, область развития которых располагалась вне бассейна накопления, т. е. они наземного происхождения. Вторая группа обычна, но представлена незначительными по объему скоплениями — внутренней

мационными конгломератами, процесс фрагментации которых происходил внутри бассейна накопления одновременно с седиментационным процессом. Более крупный и важный класс, характеризующийся вулканическим происхождением, — вулканические конгломераты и брекчи, включая агломераты. Эти продукты вулканического извержения соответствуют пескам того же происхождения (туфам). Грубые обломки, возникающие в результате тектонических подвижек, представляют собой катакластические брекчи; с этими материалами связано незначительное количество песка. Сюда относятся тектонические брекчи и брекчи обрушения; последние связаны с растворением и иногда называются брекчиями растворения.

Таблица 6.2

Классификация конгломератов и брекчий

Эккластические	Экстраформационные	Ортоконгломераты (матрикса >15%)	Метастабильные <10%	Ортокварцитовые (олигомиктовые) конгломераты
			Метастабильные >10%	
		Параконгломераты (матрикса 15%), дилатиты	Слитый матрикс	Слоистые конгломеративные аргиллиты или глины
			Неслитый матрикс	Тиллиты (ледниковые) Тиллоиды или гереллиты (неледниковые)
Внутриформационные				
Парокластические	Вулканические брекчи и агломераты			
Катакластические	Оползневые брекчи и брекчи разрушения			
	Сбросовые и складчатые брекчи (брекчи истирации); «тектонические морены»			
	Брекчи обрушения и растворения			
Метеоритные	Импактные брекчи			

Действия ледников и образующиеся в результате таких действий тилль и тиллит, обычно рассматриваемые вместе с грубыми обломками, можно считать катакластическими (возникшими в результате земных подвижек — движения одной породы по другой), при этом тилль, образовавшийся у основания движущегося ледника, можно считать своеобразным слоем смазки, развитым вдоль надвига. Таким образом, это разновидности тектонической морены. Однако поскольку тилли связаны с водно-ледниковыми и ледниково-морскими отложениями и переслаиваются с обычными осадками и ввиду того что аллохтонная масса (лед)

исчезла, их традиционно рассматривают вместе с тинками.

В последних работах внимание сконцентрировано на типе брекчий — вызванном ударным действием метеоритных брекчий камнепада, и хотя они весьма обычны для этих условий они не играют существенной роли.

Доминирующую группу, группу терригенных галечников в мератов можно подразделить на две основные подгруппы, одну широко распространенную, а вторую не столь представительную, галечники, собираемые обычными водными потоками, и имеющие полный обломочный каркас, получили название ортоконгломератов (обычных или нормальных конгломератов). Те же конгломераты, которые отлагались за счет подводных турбидитных потоков и оползней, за счет солифлюксии и глетчерных льдов или других подобных способов переноса материала, не имеют полного обломочного каркаса, а характеризуются преобладанием тонкозернистого матрикса, в который внедрены или «плавают» крупные обломки. Их называют параконгломератами, или диамиктидами. Иначе говоря, это конгломератовые глины или ардиллиты. Они плохо сортированы или характеризуются полным отсутствием сортировки, проявляют гранулометрическую полимодальность, причем основная мода представлена мелкозернистыми фракциями, в отличие от обычных конгломератов, которые, будучи бимодальными, имеют основную моду в классе галечников.

Нормальные терригенные галечники (ортоконгломераты) могут состоять из одного типа породы (жильного кварца, например), потому что все другие обломки были удалены выветриванием или длительным переносом. Подобные сверхзрелые конгломераты, состоящие лишь из одного компонента, получили название олигомиктовых [181], или моногенетических [94]. Другие виды конгломератов со смешанным составом, включающим многие неустойчивые матерьялы (такие как гранит, базальт и известняк), называются полимиктовыми, или полигенетическими. Несколько классов конгломератов в брекчий показаны в табл. 6-2.

По вопросам классификации конгломератов и брекчий, в частности генетической классификация, рекомендуем классическую работу Нортон [152], работы Филда [60] и Рейнолдса [170], а также исследования Фишера по вулканическим брекчиям [61] и работу Маслова [141].

### Ортоконгломераты

У ортоконгломератов имеется полный каркас из галек и крупного песка, связанных в единое целое минеральным цементом. Они отлагались в условиях значительной турбулентности водной среды, либо в условиях прилива. Их можно разделить на две группы: зрелые ортокварцитовые конгломераты, представленные главным образом жильным кварцем или кремнистыми сланцами, и незрелые, или петромиктовые, конгломераты, состоящие из набора метастабильных обломков породы.

### Ортокварцитовые конгломераты

У этих конгломератов простой состав их галек сложены очень прочным и устойчивым к разрушению материалом, таким как жильный кварц, некоторые типы кварцитов и кремнистых сланцев. Этот материал представляет собой концентрат — остаточный продукт разрушения

большого объема пород. Кремни, например, образуются из известняка, содержащего рассеянные кремнистые желваки. Наличие жильного кварца указывает на разрушение большого объема вулканических и метаморфических пород, рассеянных достаточно редкой системой кварцевых жил. Вследствие этого ортокварцитовые галечники, как правило, не образуют очень крупных скоплений. Они встречаются в виде отдельных галек или галечниковых пластов и линз, переслаивающихся с песками, характеризующимися ярко выраженной косою слоистостью. Подобные галечниковые пласты могут залегать в основании песчаников или могут повторяться на нескольких уровнях внутри формации. В целом ортокварцитовые конгломераты не крупные. Встречаются галечники с диаметром галек в несколько сантиметров, но более типичны гальки диаметром около 1 см. Гальки, сложенные кремнем, истерты и окатаны. Материалы этого вида фактически не разрушаются и могут перерабатываться и вновь отлагаться в течение нескольких циклов седиментации. Некоторые разновидности кремня, в особенности кремни, содержащие органические остатки, могут служить ключом к установлению области питания.

Галечники этого типа широко встречаются в геологических разрезах. Почти везде в основании кембрийской толщи залегает конгломерат мощностью несколько сантиметров, а местами — несколько метров. Однако базальным конгломератам этого типа более свойственна примесь материала местного происхождения, образовавшегося за счет нижележащей толщи метастабильных отложений, чем конгломератам, которые повторяются на более высоких уровнях в той же формации. Спорадические галечники, рассеянные в толще кварцитов Миссисипи и Лоррен (гуронский отдел), Онтарио, представлены типичными докембрийскими породами. Формация Лоррен содержит широко и хорошо известные конгломераты с красными ямами, которые представлены почти во всех коллекциях. Золотоносные конгломераты района Витватерсранд в Южной Африке представляют собой довольно тонкий слой галечниковых наносов, состоящий из галек жильного кварца. Большинство галек диаметром около 3 см, в поперечном сечении представляют собой сплюснутый эллипс. Рассеянные ортокварцитовые галечники типичны для некоторых палеозойских формаций центральной части Аппалачей. В отдельных горизонтах Тускарорских кварцитов силура содержатся спорадические гальки жильного кварца; местами кварциты содержат тонкие прослои хорошо окатанного кварцевого гравия [220]. Девонская свита Чемунг содержит линзы конгломератов, состоящих из хорошо окатанных дискообразных кварцевых галек, в отличие от плохо окатанных, полусферических галек свиты Кэскилл [136]. Отличается обилием конгломератов миссисипская свита Поколо [156]. Конгломераты, составляющие 3—10% объема формации, представляют собой гальки жильного кварца диаметром 1—8 см, сцементированные кварцем. Наибольшая мощность конгломератовых пластов колеблется от 1 до 3 м. Подобные, но более мощные и более крупнообломочные кварцитовые конгломераты характеризуют пенсильванскую свиту Поттсвилл Антрацитового угольного бассейна [143]. Галечники такого же типа и возраста встречаются в западной части штата Нью-Йорк (конгломераты Олеан) и в восточной части штата Огайо (конгломераты Шарон). Они состоят главным образом из хорошо окатанных галек жильного кварца диаметром 2—3 см в среднем. Все эти ортокварцитовые материалы, за исключением галечников Чемунг, по-видимому, являются отложениями рек.



Более молодые галечники подобного состава нагорья Брандивайи в Мэриленде [179] и сходные с нагорья Лафайет в Западном Кентукки [164]. Галечники образуют покров мощностью до 10 м, состоящий из хорошо кремня, жильного кварца и кварцита. Галечники свиты Лафайет приближенно такую же мощность, но состоят главным образом из кремня. Оба вида галечников являются по возрасту третичными и положительно имеют речное происхождение; галечники Мэрил сформированы рекой Потомак, а галечники Лафайет — главным образом рекой Теннесси.

В заключение следует отметить, что, по-видимому, ортокварцитовые галечники представляют собой скопления очень зрелых, хорошо окатанных галек сверхпрочных материалов. Они образуют отложения небольшой мощности и составляют лишь незначительную часть формации; основная масса породы обычно представлена крупнозернистыми галечниковыми песками с косою слоистостью. Ортокварцитовые галечники могут накапливаться реками или волнами, т. е. могут иметь либо береговое, либо аллювиальное происхождение. Большинство из вышеупомянутых галечников имеют аллювиальное происхождение. Они представляют собой концентрат остаточных продуктов разрушения огромного количества материала. Палеозойские галечники Аппалачей, например, сложены главным образом жильным кварцем из существующего ныне метаморфического комплекса Пидмонта.

Следует отметить, что галечники характеризуются высокой степенью зрелости, а ассоциирующие с ними пески — нет. В упоминавшихся примерах разрезов Аппалачей ассоциирующие пески представлены главным образом лигитовыми песчаниками.

### Петромиктовые конгломераты

Большую группу древних конгломератов составляют петромиктовые конгломераты. В целом они представляют собой мощные, каклообразные, окрашенные скопления галечника, образованные при разрушении резко возвышавшихся нагорий. Подобные галечники составляют значительную часть разреза, к которому они принадлежат, образуя огромные обрывы, выступы или гряды. Они могут быть как базальными, так и интрузивными, залегающими на разных уровнях.

Эти конгломераты являются грубообломочными аналогами лантонидных и аркозовых песчаников. Несмотря на изменчивость состава, все породы отличаются тем, что их главный компонент — метастабильные породы нескольких типов. Наиболее распространена смесь галек или валунов глубинномагматического, эффузивного или осадочного и метаморфического происхождения. Во многих случаях преобладает один или класс галек.

Крупные гранитные гальки в псефитовых отложениях играют ту же роль, что и полевые шпаты в песках. Содержащие гранит конгломераты являются грубозернистыми эквивалентами аркозов. Поэтому неудивительно, что гранитсодержащие конгломераты обычно ассоциированы с аркозами. Из-за ограниченной способности большинства гранитов образовывать глыбы гранитсодержащие конгломераты — это главным образом аркозы с рассеянными гранитными гальками или в лучшем случае с линзами гранитных галечников. Как гранитсодержащие конгломераты, так и аркозы отражают быструю эрозию кристаллического фундамента. В свою очередь, появление гранитсодержащих кон-

гломератов указывает на сильное воздымание. Конгломераты, содержащие гальку известняков, свидетельствуют о необычной обстановке, которая способствует разрушению известняков, а не обычному растворению и удалению карбонатной массы, в результате чего накапливается кремниевый галечник. Эта обстановка достигается при резком воздымании и развитии локального высокого рельефа, что чаще всего отмечается в зоне сбросовых уступов; такие условия преобладали во время накопления триасовых известняковых конгломератов в Мэриленде и Пенсильвании. Обильные известняковые галечники являются продуктом ледниковой деятельности, подтверждением этому служат задровые галечники некоторых районов Иллинойса и Висконсинна. Эти галечники снесены ледниками из силурийских доломитов свиты Нпагара.

В районах активного вулканизма лавы могут давать огромное количество гальки. Обычно эти галечники состоят из обломков фельзитовых лав, хотя большая часть близлежащих лавовых потоков представлена породами более основного состава. Очевидно способность к глыбевому раскалыванию и устойчивость у первых, больше, чем у основных пород. Этот принцип подтверждается на примере докембрийских конгломератов группы Кивино штатов Миннесоты и Мичигана, которые состоят главным образом из фельзитовых обломков, а не из обломков базальтовых лав, распространенных гораздо шире. Вулканогенные галечники могут быть очень мощными (1000 м или более); их образование происходило более или менее одновременно с излиянием лавовых потоков. В отличие от гранитсодержащих галечников они не отражают крупных воздыманий или глубокой эрозии.

Все эти конгломераты отличаются крупными размерами галек. Самые мощные слои оказываются и самыми крупнообломочными (рис. 6-10). Хотя многие валуны составляют в диаметре метр или более, средний размер галек колеблется от 10 до 20 см, составляя лишь одну десятую часть максимального размера (см. рис. 6-5). Как правило, вниз по течению наблюдается значительное уменьшение размера частиц, таким образом, нанесение на карту максимального размера галечников помогает определить систему палеотечений (см. рис. 14-5). Сортированность обычно посредственная или плохая, так как промежутки между гальками заполнены несчаным материалом.

В целом окатанность этих галек от очень хорошей до хорошей, хотя в отдельных случаях вблизи выступов, откуда поступает материал, окатанность очень плохая, и породу лучше назвать брекчией. Окатанность крупных галек резко контрастирует с очень плохой окатанностью ассоциирующих песков.

В гальках могут проявляться следы растворения на контактах, в некоторых случаях в них наблюдается ступенчатое взаимопроникновение, особенно в известняковых галечниках [6]. В других видах галечников в точках контактов наблюдаются ямки растворения [121]. Галь-

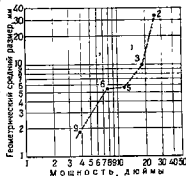


Рис. 6-10. Связь мощности пласта со средним размером зерен в плейстоценовых песках и галечниках По [124].

Цифры показывают количество изменений в 1 дюйм равен 2,54 см

ки некоторых конгломератов трещиноваты и несут следы микронарушений (см. рис. 6-25).

Пласты этих конгломератов обычно мощные и линзовидные, характеризуются почти параллельным залеганием утолщенных обков или во многих случаях четко выраженным черепитчатым строением, наглядно проявляющимся в разрезах, параллельных течению потока. Косая слоистость отсутствует, исключение составляют самые медленные галечники и переслаивающиеся с ними пески.

Как уже отмечалось, итритовые конгломераты являются наиболее распространёнными, наиболее заметными и наиболее выразительными конгломератовыми отложениями в геологических разрезах. Много примеров отложений этого типа было подробно описано в литературе. Интересные примеры представляют архейские конгломераты, распространенные на территории древних щитов Земли. Среди них можно назвать конгломераты озера Абрам на северо-западе Онтарио [157, 158, 192], мощность которых в отдельных местах составляет 100 м (или более) и которые содержат гранитные валуны диаметром более 1 м. Аналогичные конгломераты встречаются и в других частях Канадского щита [96, 20], а также в архее Финляндии [186]. Отложения позднего докембрия группы Кивиню включают многочисленные конгломераты, некоторые из них содержат медь. Самый мощный из них, Большой конгломерат, мощностью более 600 м, круто наклонен и образует в рельефе хребет, простирающийся на территории полуострова Кивиню, на озере Веранем. Он сложен хорошо окатанными, крупными вулканическими обломками, главным образом фельзитовыми [105, 212]. Гальки в среднем имеют диаметр 15—20 см, некоторые превышают 30 см. Эти конгломераты переслаиваются с красными обломочными отложениями и лавами. Другими конгломератами докембрия, представляющими интерес, являются конгломераты формации Мерки, восточного рукава Большого Невольничьего озера [98]. Эта формация, мощность которой в некоторых местах превышает 900 м, представлена массивными слоями мощностью от 9 до 46 м; диаметр отдельных валунов достигает 1,2 м. Мощность отложений резко уменьшается вниз по течению. Максимальный размер валунов также быстро уменьшается: при перемещении на 27 км их размеры сокращаются до половины первоначальных (рис 6-11). Конгломераты этого типа поздневаллозойского возраста встречаются в горах Арбакл и Унчита, в штате Оклахома. Конгломераты Коллинз-Ранч [89] мощностью более 600 м являются типичным примером. Эта толща представляет собой известняковый валунистый конгломерат, обломки которого достигают 75 см в диаметре. Другим примером служат пермские конгломератовые отложения Пост-Оук гор Унчита [31]. Эти отложения аркозовых валунистых конгломератов местами содержат обломки гранита, а на других участках они представлены известняковыми конгломератами.

Конгломераты триасовых бассейнов восточной части США являются типичными, клинообразными отложениями, представляющими краевые образования триасовых бассейнов, обычно связанные с обрамляющими их сбросами. В некоторых местах известняковые галечниковые конгломераты сложены из угловатых обломками («Потомакский мрамор»). Конгломераты свиты Ньюарк (триас) в штате Кентукки были описаны Крынинном [119], а конгломераты бассейна Дип-Ривер в Северной Каролине — Рейнемундом [169].

По-видимому, все они представлены образованиями обширных аллювиальных конусов [138]. Конгломератовые отложения Роксбери рай-

она Бостонского залива [139, 52] являются еще одним известным примером отложений в районе Аппалачей.

Среди хорошо известных отложений запада Соединенных Штатов следует назвать «брекцию» Сан-Онофре (миоцен) в Калифорнии, конгломерат Джила в Аризоне, конгломерат Прайс-Ривер (меловой период) на плато Уосатч в Юте, а также конгломерат Уосатч (эоцен). Все эти отложения отличаются значительной мощностью, местами достигающей 1500 м или даже больше; мощность их хорошо выдержана по простиранию пласта, все они быстро выклиниваются вниз по падению. Многие конгломераты пространственно и генетически связаны с проходившим одновременно воздыманием и сбросообразованием.

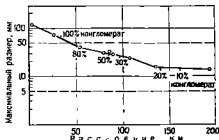
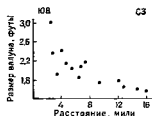


Рис. 6-11. Вариации максимального размера валунов в конгломерате. По [98]. Формация Мерки (докембрий), восточный рукав, Большое Невольничье озеро, Северо-Западные территории, Канада. Среднее из 10 крупнейших валунов в каждой точке (1 фут равен 0,3048 м; 1 миля равна 1,6 км).

Рис. 6-12. Уменьшение максимального размера галек вниз по течению и состав галечника миоценовой молассы на севере Альп. По [76]

Мощные петромиктовые конгломераты характерны для накопления молассовых толщ во многих районах. Примером таких отложений служат конгломераты молассового бассейна северных Альп [14, 76, 89]. Они образуют большую часть проксимального (приближенного к источнику сноса) молассового разреза (мощностью несколько тысяч метров), их содержание уменьшается к северу до тех пор, пока через 200 км они не будут составлять лишь 10% от разреза. Максимальный размер галечников на этом расстоянии уменьшается от 1 м до 10 см. В составе галечника отмечается постепенное обогащение устойчивыми компонентами в направлении вниз по течению (рис. 6-12).

Конгломераты, описанные выше, главным образом аллювиальные. Они варьируют от отложений аллювиальных конусов выноса (фангломератов) [130] до отложений разветвленных и меандрирующих рек. Однако некоторые отложения петромиктовых конгломератов, по-видимому, отлагались на глубоководных участках. Они представляют собой турбидитные конгломераты, примером которых являются меловые конгломераты Уилер-Джордж в Калифорнии [174, 62] и архейские конгломераты оз. Минитанки в провинции Онтарио [202]. Пласты конгломератов Уилер-Джордж достигают мощности 30 м, окатанные валуны в них достигают в диаметре около 1 м. Пласты конгломератов характеризуются очень крупной градационной слоистостью. Нижняя поверхность главного конгломерата характеризуется гигантскими рифлеными отпечатками. Эти отложения переслаиваются с тонкопластичными глинистыми сланцами и алевролитами, которые, вероятно, отлагались

ки некоторых конгломератов трещиноваты и несут следы в микронарушений (см. рис. 6-25).

Пласты этих конгломератов обычно мощные и линзовидны характеризуются почти параллельным залеганием уплощенных ков (или во многих случаях четко выражаемым черепитчатым строением, наглядно проявляющимся в разрезах, параллельных течению в них). Косая слоистость отсутствует, исключение составляют самые мелкие галечники и переслаивающиеся с ними пески.

Как уже отмечалось, петромиктовые конгломераты являются наиболее распространенными, наиболее заметными и наиболее выразительными конгломератовыми отложениями в геологических разрезах. Много примеров отложений этого типа было подробно описано в литературе. Интересные примеры представляют архейские конгломераты, распространенные на территории древних шитов Земли. Среди них можно назвать конгломераты озера Абрам на северо-западе Онтарио [157, 158, 192], мощность которых в отдельных местах составляет 1000 м (или более) и которые содержат гранитные валуны диаметром более 1 м. Аналогичные конгломераты встречаются и в других частях Канадского щита [96, 20], а также в архее Финляндии [186]. Отложения позднего докембрия группы Квинию включают многочисленные конгломераты, некоторые из них содержат медь. Самый мощный из них, Большой конгломерат, мощностью более 600 м, круто наклонен и образует в рельефе хребет, простирающийся на территории полуострова Квинию, на озере Верхнем. Он сложен хорошо окатанными, крупными вулканическими обломками, главным образом фельзитовыми [105, 212]. Гальки в среднем имеют диаметр 15—20 см, некоторые превышают 30 см. Эти конгломераты переслаиваются с красными обломочными отложениями и лавами. Другими конгломератами докембрия, представляющим интерес, являются конгломераты формации Мерки, восточного рукава Большого Невольничьего озера [98]. Эта формация, мощность которой в некоторых местах превышает 900 м, представлена массивными слоями мощностью от 9 до 46 м; диаметр отдельных валунов достигает 1,2 м. Мощность отложений резко уменьшается вниз по течению. Максимальный размер валунов также быстро уменьшается: при перемещении на 27 км их размеры сокращаются до половины первоначальных (рис. 6-11). Конгломераты этого типа позднелавозойского возраста встречаются в горах Арбакл и Уичита, в штате Оклахома. Конгломераты Коллица-Ранч [89] мощностью более 600 м являются типичным примером. Эта толща представляет собой известняковый аздушный конгломерат, обломки которого достигают 75 см в диаметре. Другим примером служат пермские конгломератовые отложения Пост-Оук гор Уичита [34]. Эти отложения аркозовых валуновых конгломератов содержат обломки гранита, а на других участках они представлены известняковыми конгломератами.

Конгломераты триасовых бассейнов восточной части США являются мощными, линзовидными отложениями, представляющими краевые образования триасовых бассейнов, обычно связанные с обрамляющими их сбросами. В некоторых местах известняковые галечниковые конгломераты сложены полугловатыми обломками («Потомакский мрамор»). Конгломераты свиты Ньюарк (триас) в штате Кентукки были описаны Крыниным [119], а конгломераты бассейна Дип-Ривер в Северной Каролине — Рейнсмуном [169].

По-видимому, все они представлены образованиями обширных аллювиальных конусов [138]. Конгломератовые отложения Роксбери рай-

или даже валунами. Слоистость вблизи крупных обломков нарушена и изгибается книзу и вверх, опирая обломок (рис. 6-14).

Такие конгломератовые слоистые аргиллиты, по-видимому, явились результатом внедрения падающих сверху галек на поверхность спокойных, глубоководных участков, на которых накапливались очень тонкие алевроиты и илы. Эти «падающие обломки» обычно являются результатом разнота, чаще всего глетчерными льдами, хотя вполне возможно, что обломки размера крупной гальки переносились в корнях плавущих деревьев, или речными или прибрежными льдами. Там, где такие кам-

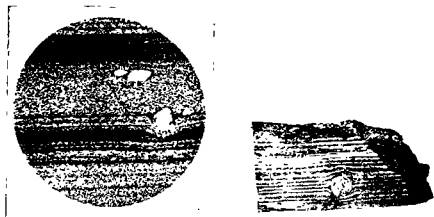


Рис. 6-13. Аргиллит, группа Кобальт (докембрий), провинция Онтарио, Канада.

Крупные, разнесенные плавающим льдом зерна песка, внедренные в алевролитовые (светлые) и сланцевые (темные) слои (см. рис. 6-31). Без анализатора,  $\times 90$ . Слоистость, вероятно, сезонная, видны два темных зимних слоя и три более крупнозернистых слоя летних алевроитов. Мелкие прослои отражают межсезонное перемешивание. Аргиллит тесно ассоциирует с гяллитом (см. рис. 6-22).

Рис. 6-14. Ленточный аргиллит, группа Кобальт (докембрий), провинция Онтарио, Канада.

Виден упавшая со льда гранитная галька и нарушенная слоистость. Длина видимой части образца около 20 см.

ни являются многочисленными, особенно в пелитовых породах, проявляющих ленточную слоистость, они почти наверняка гляциального происхождения. Подобные отложения были названы пелодитами [219]. Некоторые тонкослоистые и тонкозернистые пелитовые слои, содержащие крупные, внедренные при падении, камни или глыбы, сильно напоминают гляциальные пелиты с перенесенными на плаву и выпавшими гальками. Многочисленные вулканические обломки, в особенности вулканического стекла, служат для установления вулканического генезиса этих отложений и для отличия их от истинных пелодитов.

В целом слоистые аргиллиты с перенесенными на плаву глыбами тесно связаны с пеллитами и, вероятно, являются убедительным свидетельством наличия глетчерных льдов и гляциального происхождения содержащих их толщ. Пелодиты упоминались при описании отложений всех возрастов и местоположений. Внедренные гальки характерны для многих ленточных ледниково-озерных плейстоценовых глин Скандинавии и Канады. Литифицированные разновидности этих отложений за-

ча плоском морском дне в глубоководных участках. Архейские мераты подобным же образом переслаиваются с темными а сланцами и маломощными прослоями тошкзернистых алевролитов. Лечники и пески характеризуются градационной слоистостью, ко слоистость отсутствует. Отсюда видно, что крупнообломочные конгломераты не обязательно являются признаком мелководного осадконакопления.

### **Параконгломераты (конгломератовые аргиллиты)**

Конгломераты, содержащие больше матрикса, чем обломков, фактически являются аргиллитами с редкими, свободно разбросанными гальками и валунами. Во многих случаях гальки составляют в объеме породы 10% или менее. Однако эти отложения обычно описываются как конгломераты, а не как аргиллиты. До сих пор не было предложено подходящего термина для этого интересного, хотя и сравнительно необычного класса конгломератов. По-видимому, большинство термиков, которыми обозначаются эти породы, применимы к отдельным образцам или обнажениям, но не всегда учитывают генезис, и поэтому являются или неточными, или неудобными. Проблемы терминологии рассматривались Блэкуэлдером [9], Миллером [146], Фолком [66]; Флинтон, Сандерсом и Роджерсом [64, 65]; Гадландом, Геродом и Криесли [92] и Шермерхорном [177]. Петтиджон предложил для этих пород термин параконгломераты [160]. Как и заложено в термин, в этих породах что-то неправильное, или отклоняется от нормы, они отлагаются не так, как обычные галечники. Эти породы не являются продуктами нормального водного переноса. Некоторые галечные или крупногалечные аргиллиты представлены валунами глинами; этот термин, хотя в основном и описательный, обычно рассматривается как синоним тилла. Последний является особым видом валуновых глин, а именно, отложениям глетчерных льдов. Термин гербеллтон применен для обозначения галечных аргиллитов наследникового происхождения [1]; термин тиллоид ранее применялся для обозначения похожих на тилл отложений сомнительного происхождения [9]. Позже был предложен термин диамиктит для несортированных или плохо сортированных отложений, которые состоят из песка и (или) более крупных частей в глинистом матриксе [65]. Это те породы, которые Фолк [66] назвал конгломератовыми аргиллитами. Кроуелл [43] назвал их галечниковыми аргиллитами. Термин аргиллитовый конгломерат имеет совершенно другой смысл, потому что он предназначен для обозначения конгломерата, в котором обломки (но не матрикс) являются пелитовыми. Термины тилл и тиллит сохраняются за галечниковыми аргиллитами или валунными глинами ледникового происхождения. Из двух основных типов галечниковых аргиллитов один имеет слоистый матрикс, а у другого слоистость не проявляется, т. е. матрикс без текстуры.

### **Слоистые галечниковые аргиллиты**

Слоистые галечниковые аргиллиты являются очень редкими и весьма характерными породами. Они сложены тонкими пластинчатыми гиллитами или асидными сланцами, в которых встречаются малые разбросанные фенокласты, некоторые из них не больше, зерна песка (рис. 6-13), а другие представлены крупными г.

**Структуры.** Валуны и крупные гальки в составе тиллитов геологи обычно называют конгломератами, несмотря на то что основная толща сложена преимущественно тонкозернистыми материнами — глинами или их литифицированными эквивалентами. В тиллиях, изученных Крамбейном [112], этот тонкозернистый матрикс составляет от 4/5 до 9/10 объема отложений, и лишь от 1/5 до 1/20 объема попадает в класс галек. У большинства тиллей алевролит и глина составляют от половины до двух третей осадка, медяный развар колеблется от 9 до 10 км. Это, по-видимому, глинистые тиллы (рис. 6-17).



Рис. 6-15. Плейстоценовый тилль из Бэд-лендс Уинд-Ривер, штат Вайоминг. Фото К. Д. Холмса

Рис. 6-16. Тиллит Стург-серия Азе-няи (докембрий) близ Аделаиды, Австралия. Фото Р. Т. Чемберлена

**Сортировка тиллей плохая.** Все 48 проанализированных Крамбейном образцов тилля имеют 12 или несколько больше классов, содержащих не менее 1% материала. Ни в одном из классов размерности не представлена большая доля матернала. Самый крупный проанализированный модальный класс тиллей содержит лишь 20% массы всего образца, очевидно, модальный класс не является преобладающим. Некоторые виды проанализированных тиллей, по-видимому, имеют лишь один модальный класс, хотя большинство имеют два или более таких классов.

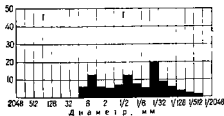


Рис. 6-17. Гистограмма тилля Висконсин (плейстоцен). Кэри, штат Иллинойс США. Составлена по 10 образцам

На гранулометрический состав некоторых видов тиллей, в особенности тиллей, отлагаемых водой, могут оказывать влияние различные факторы. После воздействия водных течений или волн возможна селективная потеря тонкозернистых частиц. Когда они удалены полностью, то остаточные отложения представлены главным образом валунами или крупными гальками. В противоположном случае, когда ледники, продвигаясь через песчаные отложения, приобрета-



фиксированы в гляциальных пластах Фери-Крик (докембрий-гапе [159], в формации Гоуганда (гурон) в Онтарио [39, 4] в аспидных сланцах Тэпли-Хилл группы Аделейд в Австралии; в эокембрийских отложениях Швеции [123] и в ленточных глинах в районе Сан-Паулу в Бразилии.

### Тиллы и тиллиты

Термин тилль, очевидно, впервые применили в Шотландии для обозначения «уплотненных, массивных глин, содержащих угловатые, полуугловатые, и окатанные глыбы пород, отполпрованные и штриховатые» [218, 78]. Этот термин является синонимом валунистых глин, которые определяли как «отложения, происхождение которых в той или иной степени непосредственно связано с ледниковой абразией» [80]. Таким образом, тилль стал генетическим термином, применяемым для обозначения несложных отложений глетчерных льдов (рис. 6-15).

Термин тиллит применяется для обозначения литифицированных тиллей (рис. 6-16). Этот термин, по мнению д-ра Тойта [56], принадлежит Пенку. Гляциальное происхождение плейстоценовых тиллей более не является спорным вопросом, хотя происхождение некоторых отложений может быть неясным. Однако очень много неясностей остается в связи с так называемыми «тиллитами». Трудности возникают из-за того, что помимо глетчерных льдов, массивные (более или менее бесструктурные) отложения с заметным преобладанием глинистой основной массы могут образовываться при участии иных факторов. К этим похожим на тилль отложениям неопределенного генезиса применен термин тиллоид [9]. Он стал обозначать главным образом диамиктиты негляциального происхождения, тогда как диамиктитом гляциального происхождения является тиллит.

Некоторые трудности возникают в распознавании тиллитов и тиллоидов, потому что большая часть наших знаний и концепций относительно тилля связана с изучением плейстоценовых гляциальных отложений. Почти все эти отложения континентальные, малоомощные; маловероятно, чтобы они сохранились в разрезах древних пород. Основная часть ледниковых отложений прошлого, по-видимому, имела морское происхождение, а морские тиллы по многим показателям отличаются от континентальных. Гарланд, Герод и Кривсли [92] учли эти отличия и применили термин ортотилль для обозначения таких отложений, которые образовались в результате быстрого высвобождения материала из массы движущегося льда при его абляции (уменьшении массы ледника) и таянии; термин паратилль предложен для обозначения отложений, образованных при переносе материала льдами и накоплении его в морских и озерных условиях. Проблема осложняется тем, что некоторые перенесенные льдами субаквальные тиллы не отличаются от тиллей, отложенных на суше. Истинные паратиллы представляют собой морские отложения с большим или меньшим количеством материала, перенесенного льдами и главным образом падающего на дно при таянии льдов. Перенесенный льдами субаквальный тилль является орто-тиллем, даже если находится под толщей морской воды. Только там, где происходит транспортировка материала льдами, употребляется термин паратилль. Естественно, что трудности номенклатуры возникают в связи с использованием различных терминов в процессах, формирующих осадок, но эти процессы нельзя видеть в обобщениях.

нему гляциальному воздействию, были изучены детально. Была проведена классификация крупных галек по их общей конфигурации. В результате выявлена преобладающая пластинчатая форма, частично определяемая первичным уплощением обломка и продолжительной абразией двух первоначальных противоположных главных граней. Изучение краевых профилей (наблюдаемых, когда галька лежит на наиболее устойчивой грани) указывает на то, что пятиугольная форма, очевидно, самая распространенная. Приблизительно  $2/3$  галек имеют пятиугольные, четырехугольные, треугольные, многоугольные, трапециевидные или почковидные очертания. Форма «утюга», замеченная Энгелем, подтверждается фактическим подсчетом. Типичные профили галек по-

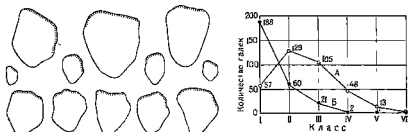


Рис. 6-19. Профили пятиугольных и других «утюгообразных» ледниковых галек и валунов, крупнейшие из которых имеют длину 18 см. По [208].

Сторона, обращенная по движению ледника, сверху; аштрихованы следы штрихованности и зазубренности.

Рис. 6-20. Степень ограненности и штриховатости 626 галек и валунов из ледниковых наносов Висконсин (плейстоцен), близ Барабу, штат Висконсин. По [208].

А — известняки, Б — другие породы. Классы: I — нет ни штриховки, ни граней; II — слабая штриховатость; III — четкая штриховатость с одной стороны; IV — явная штриховатость с двух сторон; V — сетка штриховатости на одной стороне; VI — сетка штриховатости на нескольких гранях.

казаны на рис. 6-19. Средняя галька представляет собой плитообразный обломок, длина которого в 1,4 раза больше его ширины и в 2,25 раза — толщины. Некоторые крупные гальки имеют длину, превышавшую в 4 раза их толщину и в два раза — ширину. Из 300 рассмотренных крупных галек 128 имели хорошо окатанные края, 116 характеризовались умеренной окатанностью и 56 были острыми, оскольчатыми. Таким образом, на большинстве галек заметны вполне определенные свидетельства их поверхностной шлифовки. Характерные концы и края «оттапливания» крупных галек, названные Уэнтуэртом срезами и рубцами (spub-scars), четко выделялись на 43 гальках, хорошо были видны на 107, слабо заметны на 42. Хотя на 108 образцах их не было видно, однако эти знаки дробления в «подветренных» (в отношении давления) краях достаточно многочисленны, чтобы считать их характерной особенностью крупных гляциальных галек. Типичный тиллевый камень покрыт штриховкой, хотя подобная штриховатость более свойственна определенным видам пород; в целом она, без сомнения, не столь широко распространена, как предполагалось. Изучение борозд Уэнтуэртом [208] показало, что в исследованных им образцах лишь 10% известняков и лишь 14% всех пород оказались штрихованными (рис. 6-20). Уэнтуэрт установил, что штрихи практически параллельны друг другу и в целом параллельны длинной оси тиллевого камня.

ют их значительную часть, тилль может стать сильно обеском.

Хотя тилль и тиллит состоят главным образом из тонких матов, они могут содержать очень крупные валуны. Валуны диаметром 1 м довольно редки, но не являются исключением. Известны глянцальные эрратические валуны, масса которых превышает 1000 т. Так как основная часть тилля имеет размер 1 мм и менее, а самые крупные — 1 м и более, происходит колебание размеров в миллион раз. Таким образом, тилль — самый плохо сортированный из всех осадков.

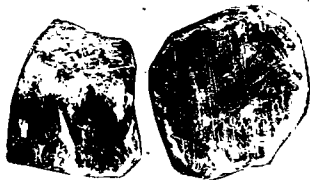


Рис. 6-18. Валуны тилля (плеистцен), глянцальные. Изображены вальмовые и стриховатые обломки из эрратического края в Аляске. Самая крупная галька имеет диаметр около 15 см.

Фон Эппелен [200] придерживался мнения, что глянцальные крупные и средние гальки имеют одинаковую форму с характерными признаками глянцального возмещения (рис. 6-18). Типичны обломки, напоминающие по форме ограниченный и нестрихованный угол. Детали такой крупной гальки являются: 1 — приблизительно треугольная форма в плане, при этом наибольшая и самая ровная грань расположена внизу; 2 — заостренный, испещренный стрихами выступ на высшей точке самого острого угла нижней грани; 3 — слегка нестрихованная или зазубренная тыловая сторона над линией основания треугольника; 4 — тенденция к образованию выпуклости в верхней части «утига»; 5 — боковые грани, расходящиеся в направлении к вершине; 6 — сколы или борозды на нижней грани или в носовой части «утига»; 7 — стриховка на боковых гранях аналогично спускается в направлении к вершине; 8 — существуют признаки того, что исклечение от нормы или отсутствия одной из вышеперечисленных особенностей в хорошо обработанной гальке объясняется особой конфигурацией первичного обломка, характером и текстурой породы, а также составом образца.

Описание Эппеленом концевых форм обломков пород, подвергшихся глянцальному воздействию, было подтверждено количественными данными, собранными Уингэртом [208], который провел анализ 826 глянцальных крупных галек. Триста образцов, подвергшихся всесторон-

состояние вскрытия в верхней части [15]. Подобное соотношение, впрочем, с трудом сочетается с тем, что при трансформации материала планетарного типа. Нарезание слитков роста вокруг зерен может быть результатом выщелачивания, поэтому следует искать некоторую аналогию между искажениями планетарных и покрывающих слоев [16]. Скорее разрывы с продольными и поперечными слоями являются следствием деформации в процессе выщелачивания. Вертикальная ориентировка слоев для и выщелачивания зерен располагается не параллельно, а перпендикулярно направлению деформации. Вертикальные слитки перестают изгибаться. В отличие от планетарных, слитки выщелачивания с планетарными и слитками выщелачивания редко проявляют сортированность при направлении роста вверх в более тонкие фракции.

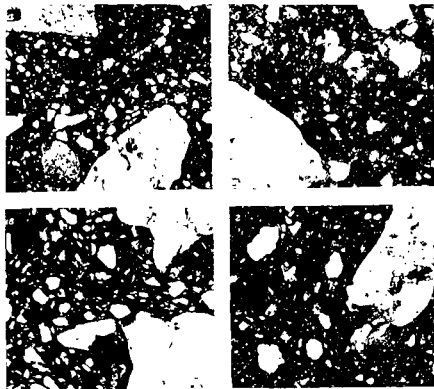


Рис. 16-22. Текстуры (16-22).

16. Текстура выщелачивания в верхней части. 17. Текстура выщелачивания в нижней части. 18. Текстура выщелачивания в средней части. 19. Текстура выщелачивания в нижней части. 20. Текстура выщелачивания в верхней части. 21. Текстура выщелачивания в средней части. 22. Текстура выщелачивания в нижней части. 23. Текстура выщелачивания в верхней части. 24. Текстура выщелачивания в средней части. 25. Текстура выщелачивания в нижней части. 26. Текстура выщелачивания в верхней части. 27. Текстура выщелачивания в средней части. 28. Текстура выщелачивания в нижней части. 29. Текстура выщелачивания в верхней части. 30. Текстура выщелачивания в средней части. 31. Текстура выщелачивания в нижней части. 32. Текстура выщелачивания в верхней части. 33. Текстура выщелачивания в средней части. 34. Текстура выщелачивания в нижней части. 35. Текстура выщелачивания в верхней части. 36. Текстура выщелачивания в средней части. 37. Текстура выщелачивания в нижней части. 38. Текстура выщелачивания в верхней части. 39. Текстура выщелачивания в средней части. 40. Текстура выщелачивания в нижней части. 41. Текстура выщелачивания в верхней части. 42. Текстура выщелачивания в средней части. 43. Текстура выщелачивания в нижней части. 44. Текстура выщелачивания в верхней части. 45. Текстура выщелачивания в средней части. 46. Текстура выщелачивания в нижней части. 47. Текстура выщелачивания в верхней части. 48. Текстура выщелачивания в средней части. 49. Текстура выщелачивания в нижней части. 50. Текстура выщелачивания в верхней части. 51. Текстура выщелачивания в средней части. 52. Текстура выщелачивания в нижней части. 53. Текстура выщелачивания в верхней части. 54. Текстура выщелачивания в средней части. 55. Текстура выщелачивания в нижней части. 56. Текстура выщелачивания в верхней части. 57. Текстура выщелачивания в средней части. 58. Текстура выщелачивания в нижней части. 59. Текстура выщелачивания в верхней части. 60. Текстура выщелачивания в средней части. 61. Текстура выщелачивания в нижней части. 62. Текстура выщелачивания в верхней части. 63. Текстура выщелачивания в средней части. 64. Текстура выщелачивания в нижней части. 65. Текстура выщелачивания в верхней части. 66. Текстура выщелачивания в средней части. 67. Текстура выщелачивания в нижней части. 68. Текстура выщелачивания в верхней части. 69. Текстура выщелачивания в средней части. 70. Текстура выщелачивания в нижней части. 71. Текстура выщелачивания в верхней части. 72. Текстура выщелачивания в средней части. 73. Текстура выщелачивания в нижней части. 74. Текстура выщелачивания в верхней части. 75. Текстура выщелачивания в средней части. 76. Текстура выщелачивания в нижней части. 77. Текстура выщелачивания в верхней части. 78. Текстура выщелачивания в средней части. 79. Текстура выщелачивания в нижней части. 80. Текстура выщелачивания в верхней части. 81. Текстура выщелачивания в средней части. 82. Текстура выщелачивания в нижней части. 83. Текстура выщелачивания в верхней части. 84. Текстура выщелачивания в средней части. 85. Текстура выщелачивания в нижней части. 86. Текстура выщелачивания в верхней части. 87. Текстура выщелачивания в средней части. 88. Текстура выщелачивания в нижней части. 89. Текстура выщелачивания в верхней части. 90. Текстура выщелачивания в средней части. 91. Текстура выщелачивания в нижней части. 92. Текстура выщелачивания в верхней части. 93. Текстура выщелачивания в средней части. 94. Текстура выщелачивания в нижней части. 95. Текстура выщелачивания в верхней части. 96. Текстура выщелачивания в средней части. 97. Текстура выщелачивания в нижней части. 98. Текстура выщелачивания в верхней части. 99. Текстура выщелачивания в средней части. 100. Текстура выщелачивания в нижней части.

Из-за сильной спементированности большинства тилей бенности относящихся к докембрию, гальки из матрикса влечь целиком. Соответственно трудно определить истинную крупность галек или обнаружить какую-либо штриховатость. Неу попытки обнаружить штриховку камней во многих древних тлях неудивительны, если учесть слабое развитие борозд даже в глсс новых тиллях. Штриховатость настолько показателна при наддежа- ших условиях, что она является одним из наиболее важных критериев установления гляциального воздействия. Но отсутствие ее не обяза- тельно исключает ледниковое происхождение. Следует помнить, что слабая штриховка может возникать бла- годаря действию речного льда и других агентов [209].

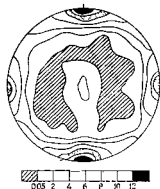


Рис. 6-21. Составная структурная диаграмма ориентировки длинных осей валунов тиллей, построенная по 1180 образцам валунов из 10 разных участков По [99].

Нечеткий узор соответствует движе- нию ледника в меридиональном на- правлении. Направление, откуда дви- гался лед, отмечено черточкой в пер- вей части диаграммы.

Текстуры тиллей. Хотя на первый взгляд кажется, что многие тилли, восо- бенности ортотилли, лишены текстуры в- слонности или какого-либо другого эле- мента внутреннего строения, давно изве- стно, что существует слабая, но явно выраженная тенденция к расположению наиболее длинной оси удлиненных об- юмков породы параллельно направле- нию движения льда во время формиро- вания отложений (рис. 6-21). Подобное расположение осуществляется лишь для валунов в ортотиллях; падающие с пла- вящихся льдов камни формируют иную текстуру. Несмотря на то что это явле- ние было отмечено еще в 1884 г. Хью Миллером младшим, лишь в 1932 г. Рих- тер начал свои систематические иссле- дования строения тиллей. Он измерил и нанес на диаграмму направления ориен- тировки длинных осей галек. Направле- ние движения льда, соответствующее ортотиллям, полностью совпало с известными проявлениями штриховатости, а также с моренными и другими глетчерными формами. После опубликования работы Рихтера его методика была применена к решению проблемы движения льда при различных иссле- дованиях в США [113, 99], в Финляндии [153, 198, 199, 108] и в Велико- британии [210]. У тиллей имеется также микротекстура, обусловленная движением льда [54]. Вопросы общего строения тиллей были подробно рассмотрены Поттером и Петтиджоном [166]. Предпринимались по- пытки изучить ориентировку валунов тилля в древних тиллятах [16], [133].

Несмотря на то что ортотилли являются массивными и лишены- чи какой-либо текстуры, за исключением ориентировки галек, рассмо- тренной выше, в паратиллях в различной степени проявляется слоис- тость. Обломки крупных размеров, превышающие мощность стратифи- кационной единицы (слоя или пласта), по-видимому, не могли переме- щаться латерально одновременно с вмещающими осадками. Эти валу- ны, спустившиеся сверху (с плавающего льда), беспрямочно ориенти- рованы или проявляют вертикальную несую симметрию. Они демонст- рируют следы внедрения и нарушения линейности нижних слоев и не-

Почти универсальными и наиболее важными спутниками тиллей или тиллитов являются ленточные глины или их литифицированные эквиваленты (варвиты или пелодиты). Эти материалы имеют исключительно равномерную слоистость, которая отражает сезонные отложения глины (или их литифицированных разностей — аргиллитов и аспидных сланцев) в спокойных пресноводных озерах (см. рис. 6-13). Многочисленные, перенесенные льдами, угловатые глыбы (как крупные, так и

Таблица 6-3

Химический анализ тиллей и тиллитов

Компонент	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO <sub>2</sub>	61,98	61,68	64,59	80,34	59,32	61,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	16,48	14,66	7,66	12,34	14,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	1,73	2,89	1,39	2,29	1,60
FeO	4,49	5,61	3,55	0,72	3,72	5,54
MnO	0,10	0,09	0,08	—	0,45	—
MgO	3,27	3,18	3,83	0,83	4,01	3,01
CaO	1,00	0,53	0,46	1,51	5,20	2,40
Na <sub>2</sub> O	5,27	3,99	1,60	2,13	1,80	2,46
K <sub>2</sub> O	2,04	2,62	5,86	1,94	2,52	2,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,70	2,95	1,66	2,63**	7,76**	2,88
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,08	0,08			
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,49	0,47	0,42	0,55	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,20	0,22	След	0,30	0,18
CO <sub>2</sub>	—	0,12	0,31	—	—	2,87
C	—	0,00	0,07	—	—	—
S	—	0,11	0,01	—	—	—
BaO	—	0,04	—	—	—	—
Минимум О	—	90,97	—	—	—	—
Сумма	100,15	99,89*	100,35	99,59	100,27	99,69

\* Включает SO<sub>2</sub> 0,01; F 0,06

\*\* Потери при прокаливании.

А. Тиллиты Геугада (гурон), Онтарио. Аналитик М. Ф. Коулер [39]

Б. Ленточный аргиллит (пелодит), формация Геугада, Онтарио. Аналитик Л. И. Тарраш [142]

В. Тиллит Ферри-Крак (докембри), округ Дикинсон, штат Мичиган, США. Аналитик Б. Брунн.

Г. Тиллит Ипапема (пермо-карбон), Сан-Паулу, Бразилия. Аналитик Фостур [131]

Д. Тиллит Барро-Бонета (пермо-карбон), Парана, Бразилия. Аналитик М. Фостур [131]

Е. Тиллит Дюкса (перми), Южная Африка (Трудс Универс. Торонто, геол. сер., 1921, № 12)

с 63-67

мелкие), которые встречаются в этих слоях, свидетельствуют об их формировании в ледниковой обстановке. Наоборот, отсутствие подобных перенесенных льдами эрратических обломков ставит под сомнение ледниковое происхождение многих древних отложений. Даже в шлифах грубые угловатые зерна кварца можно наблюдать в тонкозернистых алевролитах или прослоях аспидных сланцев, что является микроскопическим доказательством транспортировки материала плавающими агентами (льдинами) (см. рис. 6-13). Как отмечал Линдсей [133], ленточная текстура широко известна в гляциальных озерных слоях, но она обычно не отмечается в морских осадках. Поэтому хотя падавшие со льдин валуны в тонкослоистом матриксе могут быть морскими, в истинной ленточной текстуре они имеют пресноводное происхождение.

Флювиогляциальные пласты, ассоциированные с тиллами и тиллитами, во многих отношениях сходны с негляциальными аллювиальными

**Состав.** Хотя состав тиллей и тиллитов очень раз-  
все они характеризуются набором неветревших глыб и тил-  
ней, помещенных в массу матрикса. Тиллевы камни, хотя  
ставлены преимущественно породами подстилающего основания  
связно состоят из выветренных для этих участков материалов. Т  
камни представлены различными типами пород: осадочными, мета-  
дохими, а также глубинномагматическими и эффузивными изверж-  
ными. В плейстоценовых тиллях тщательный подсчет и нанесение на  
диаграмму распределения и количества тиллевых камней или опреде-  
ления типа пород позволяет определить модель гляциального потока и  
дать также значительную информацию о природе недоступных пород  
дола и даже, в некоторых случаях, о расположении скрытых залежей  
руды [166].

Матрикс тиллей, если он неветревший, обычно темно-голубовато-  
серый, а при окислении — бурый. Обычно цвет тиллитового матрикса  
изменяется от темно-серого до зеленовато-черного. Матрикс сильно на-  
поминает граувакковый (которым он вероятно и является) и состоит из  
свежих, угловатых зерен кварца, полевого шпата и обломков пород,  
расположенных в мелкозернистой массе (рис. 6-22). В собственно тил-  
литах матрикс, по-видимому, обогащен хлоритовыми и слюдястыми  
компонентами и, вероятно, является продуктом слабого метаморфизма  
первичной глинистой составляющей тилля. В регионах с развитием  
толщ известняка истертый в порошок карбонат является обычным ком-  
понентом и способствует тому, что подобные отложения становятся  
сильно известковыми.

Валовой состав тиллевого или тиллитового матрикса в значитель-  
ной степени напоминает матрикс граувакк и родственных пород (табл.  
6-3). Обычно эти материалы обогащены алюминием, железом, щелоч-  
ными землями и щелочными металлами. Тилли в районах развития аз-  
вестняков в значительной степени известковые и соответственно имеют  
высокое содержание  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ , а также и  $\text{MgO}$  в том случае, если по-  
роды были доломитовыми.

Тилли и тиллиты с падавшими со льдин валунами отличаются от  
ортотиллей следами вымывания и удаления тонких частиц. Матрикс  
может быть более песчаным и, соответственно, содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , желе-  
за и  $\text{K}_2\text{O}$  более низкое, а  $\text{SiO}_2$  — более высокое.

**Стратиграфические аспекты.** Мощность отдельных тиллевых покровов  
и тиллитов колеблется в широких пределах от одного-двух метров  
до сотен метров. Ввиду того что ледниковые явления обычно много-  
кратны, вероятно, что в отдельных разрезах может быть представлено  
несколько тиллевых или тиллитовых настов. Такие гляциальные слои  
были скорее продуктами континентальных, а не горных ледников, по-  
этому тиллиты обычно обнаруживают на большой площади в породах  
одного возраста. Эпохи оледенения — это региональные, а не локальные  
явления. Поэтому тиллиты не обязательно имеют местное распростра-  
нение, как, например, оолиты, обвалы и другие сходные образования.

Многие, но не обязательно все тиллиты залегают на «валунистых мосто-  
вых». Это положение верно только для первых или самых нижних час-  
тей разреза тиллей или тиллитов. Более высокие, молодые тиллиты могут  
переслаиваться с ледниково-озерными и флювио-гляциальными слоями,  
что свойственно континентальным тиллям. Морские тиллиты, в особенно-  
сти с падавшими со льдин валунами, обычно не покоятся на «валунистой  
мостовой».

твёрдо установлен ледниковый генезис, но, по-видимому, они скорее морские, чем континентальные. Детальный критический разбор работ по зокембрийскому оледенению был осуществлён Гарландом [91].

Наиболее известными из всех ледниковых отложений, без сомнения, являются пермско-каменноугольные толщи в Южном полушарии. Сюда входят тиллиты Двика Южной Африки [55, 87, 44], гляциальные и перигляциальные отложения бассейна Конго [103], тиллиты каменноугольного возраста в Бразилии и других частях Южной Америки [131, 68], ледниковые отложения Австралии и Тасмании [204, 44], ледниковые отложения Талхир в Индии [187], афонские тиллиты Фоклендских островов [68] и ледниковые отложения Антарктики [69]. Возрастная принадлежность этих отложений критически пересматривалась и, по-видимому, они действительно являются ледниковыми отложениями этого возраста. Они представляют одно из наиболее документально обоснованных и обширных древних оледенений.

Плейстоценовая ледниковая эпоха оставила о себе яркие и многочисленные свидетельства в Северной Америке и Европе. Отложения этой эпохи легко изучаются в континентальных обнажениях, где можно видеть, что они являются продуктом многократного оледенения и в большинстве случаев представлены тонкими (несколько десятков метров) и неконсолированными осадками. Признаки этой ледниковой эпохи в морских условиях гораздо менее убедительны. Они были частично описаны Миллером [146]. Для более подробного ознакомления рекомендуем монографию по плейстоценовой ледниковой эпохе Флинта [63]. Помимо установленных ледниковых эпох, перечисленных выше, предполагалось, что имеются и другие отложения ледникового происхождения. Повторное изучение некоторых из этих отложений ставит под сомнение их ледниковое происхождение. Примером является так называемый «Тиллит» Сквонтул района Бостон-Бэй [175], который хотя и напоминает тиллит во многих отношениях, но лишен многих отличительных черт и, вероятно, имеет неледниковое происхождение [52]. Подобные отложения встречаются в геосинклинали Западного Конго, но недавние исследования поставили под сомнение их ледниковое происхождение [178]. Однако, по-видимому, существуют настоящие ледниковые отложения, помимо тех, которые принадлежат к четырем главным эпохам. Ими, например, являются некоторые ордовикские отложения Северной Африки [2].

Происхождение и геологическое значение. Несмотря на то что о тиллах было много написано, механизм их образования полностью не изучен. Связь состава тиллей и соседних коренных пород изучалась как в США [134, 100], так и в других странах. Гравиметрический состав тиллей частично исследовался Крамбейном [112] и Крамбейном и Тисделом [118]. Механизмы гляциального осадкообразования и сопряженные процессы рассматривались Гарландом, Геродом и Криппелл [92]. Условия накопления морских гляциальных образований были проанализированы Кэрри и Ахмадом [29]. Этот вопрос рассматривался в трудах симпозиума [82, 63] и Флинта. Важно отметить, что хотя наши знания о ледниковых процессах и ледниковых отложениях (основанные на изучении плейстоценовых и современных ледников) в основном сводятся к сведениям о континентальных оледенениях, в древних разрезах, по-видимому, представлены главным образом осадки, связанные с морскими оледенениями. Непонимание этого факта приводит к путанице в интерпретации. Следует различать тиллиты с валунами, перенесенные



галечниками. Подобные отложения обычно ассоциированы с ними.

Так как плейстоценовые тиллы обычно ассоциированы с (золовыми алевритами), можно предположить, что литифицированные эквиваленты можно найти в древних гляциальных разрезах. Вероятно, этот случай не типичен, в том, что большинство «ископаемых» гляциальных слоев скорее морского, а не континентального происхождения.

Распределение во времени и пространстве — примеры. Тиллиты не связаны с определенным временем или местом. Коулман [38] подытожил известные и проблематичные скопления гляциальных слоев. Однако такие отложения менее распространены, чем некогда предполагалось;



Рис. 6-23. Тиллит Гоуганда, группа Кобальт (докембрий), вблизи залива Грин, северное побережье озера Гурон, провинция Онтарио, Канада.

Вид в плане представлен на рис. 6-22, б.

большинство считавшихся ранее тиллитами образований оказались негляциальными тиллоидами, а неистинными тиллитами. Кроуел и Флейкс [44] обобщили все сведения, касающиеся фанерозойских оледенений. Известны четыре периода широко распространенных оледенений: среднедокембрийский (около 2150—2500 млн. лет), эокембрийский, пермско-каменноугольный в Южном полушарии и плейстоценовый.

Среднедокембрийские (эфебвий Геологической Службы Канады) гляциальные отложения были известны давно. Лучшее описание тиллитов гоугандской формации (верхний гурон) восточной части провинции Онтарио и прилегающей части Квебека. Ранее описанные Уилсоном [216], они совсем недавно изучались Овеншайном [155] и Линдсеем [133]. Формация Гоуганда, развитая на площади нескольких тысяч квадратных километров, содержит стрихованные камни; тиллы местами подстилается ледниковой мостовой [176] и представлен ленточными аргиллитами, содержащими перенесенные льдами глыбы (см. рис. 6-13, 6-14, 6-22 и 6-23). Породы, сходные по характеру и, как полагают, того же возраста, встречаются в группе Гурвич Северо-Западных территорий Канады [8]. Считается, что относящиеся к нижнему гурону конгломератные толщи Рамсей-Лейк и Брус являются параконогломератами гляциального происхождения [71]. Эти отложения, подобные тиллитам Ферн-Крик северной части Мичигана [159], рассматриваются некоторыми исследователями как одновозрастные с предполагаемыми тиллитами [221] формации Рпин-Крик [167] того же района.

Вероятно, более известными и более распространенными являются гляциальные отложения эокембрия. Они, по-видимому, имеют планетарное распространение и, возможно, лучше всего изучены в северной части Норвегии [189, 168]. Тиллиты того же возраста известны на Шпицбергене и в Восточной Гренландии, в Австралии (ледниковые отложения Стурт Аделаидской серии) [102, 49, 25, 142], в горной цепи Уосатч штата Юта [10] и в других местах. Ледниковое происхождение этих отложений, в частности «тиллитов» Уосатч, некоторыми исследователями оспаривается [40]. Для отложений Норвегии и Австралии

аргиллиты, описанные Кроуеллом [43], на 80% состояли из матрикса и на 20% из рассеянных обломков. Самые крупные обломки могут иметь размер валуна.

При более внимательном рассмотрении оказывается, что многие из валуновых слоев мощностью 50 м или более представляют собой хаотичные, бесструктурные отложения. В других случаях имеется остаточная слоистость, хотя и мало различимая. Особо примечательно наличие перемятой массы песчаника или глинистого сланца, пород, подобных тем, которые залегают под галечными аргиллитами. Она представлена изогнутыми или закрученными слоями, названными Кроуеллом [43] «поползновыми опрокинутыми складками обрушения». Более стойкие гальки обычно внедрены в глыбы глинистых сланцев или песчаников, свидетельствуя о том, что последние были мягкими во время включения в состав аргиллитов. Помимо этих смятых «интракластов», галечные аргиллиты содержат много инородных галек и валунов, часто имеющих полимиктовый состав в очень хорошо окатанных. По-видимому, подводный поток поглощал сильно размытые полимиктовые гальки обычного вида. Следовательно, эти ксенокласты могут быть породами любого типа, включая гранит.

**Литологические ассоциации.** Тиллоиды, возникающие в результате подводных грязевых потоков, ассоциируют с морскими осадками, обычно с глубоководными турбидитными песчаниками и глинистыми сланцами. Они встречаются в виде более или менее мощных пластов и иногда включенных в эти отложения. Однако в этих разрезах отсутствуют тонкослоистые аргиллиты с эратическими глыбами, перенесенными льдинами, которые являются диагностическими для определения ледникового происхождения.

**Распределение во времени и пространстве.** Замечательные описания древних негляциальных галечных аргиллитов были опубликованы Кроуэллом [43], Шермерхорном и Стэнтоном [178], Мак-Брайдом [135] и Доттом [52].

Массивные морские аргиллиты, содержащие рассеянные гальки, встречаются в Калифорнии, в особенности в позднюрских и раннемеловых толщах. Они были описаны и проиллюстрированы в классической работе Кроуэлла по галечным аргиллитам [43]. Так называемый Сквонтум — «Тиллит» района Бостон-Бэй является характерным примером этого класса пород. Они ранее рассматривались как ледниковые отложения [175], но были впоследствии интерпретированы [52] как отложения подводных грязевых потоков.

Слон Сквонтум содержит несколько конгломератовых пластов мощностью до 10 м и более, которые на 50% или более представлены аргиллитами и содержат крупные угловатые или деформированные интракласты слонистого аргиллита. Ассоциирующие с ними слои включают сортированные галечники и гравийки.

Широко известны валуновые пласты формации Хэймонд (пенсиль

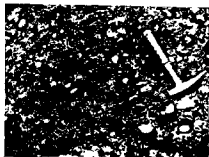


Рис. 6-24. Галечный аргиллит (верхний чех). Пиджон-Пойнт, Калифорния. Обработка изображения для окатанности обломков

ми льдинами (паратиллы), и отложенные ледниками (тиллы).

Геологическое значение тиллитов очевидно. В приложениях к оледенениям альпийского типа тиллиты прошлого, особо об по площади, отмечают периоды интенсивного и широко распространенного похолодания. Причины подобных значительных климатических изменений и механизмы распространения многих древних тиллитов в очень низких широтах все еще неизвестны. Очевидно, с ранних пор Земля подвергалась оледенениям таким же обширным, какими они были в недавнем прошлом и в настоящее время. Этот факт подает надежду, что такие явления можно было бы использовать для корреляции докембрийских отложений, в которых отсутствуют окаменелости, а также другие возможности обычных способов корреляции.

#### **Тиллоиды («герселлтон») — неледниковые галечниковые аргиллиты**

Не всякое хаотичное отложение с большими, внедренными в глинистый матрикс глыбами, является тиллитом. Следует проявлять большую осторожность при распознавании истинных тиллитов и других образований, напоминающих их — тиллоидов. Многие грязевые потоки, оползни, солифлюкционные отложения и некоторые вулканические туфы и брекчии сильно напоминают тиллы. Различие между тиллитами и тиллоидами часто трудно выявить, и это послужило поводом к расхождению в оценках отдельных отложений и к обширной полемике. Полное обобщение проблемы и критериев, используемых для установления различий между тиллитами и тиллоидами, даны Шермерхорном и Стэнтоном [176], Кроувеллом [43] и Гарландом, Геродом и Крипси [92].

**Определения.** Как упоминалось ранее, термин диамиктит, или паракогломерат, применялся для обозначения таких пород, у которых рассеянные фенокласты включены в очень тонокзернистый матрикс. Тилла (и тиллит) является диамиктитом ледникового происхождения, а термин тиллоид применяется к неледниковым диамиктитам. Акерманн [1] предложил термин герселлтон для этих отложений.

**Структуры, текстуры и состав тиллоидов.** Так как тиллоиды являются продуктами нескольких различных процессов, они проявляют разнообразие текстур и структур и отличаются по характеру ассоциирующих отложений, а также по общей геометрии и размерам.

Более крупные, более обширные по площади и наиболее характерные (и, возможно, наиболее распространенные) тиллоиды связаны с подводным гравитационным течением. Субаэральные тиллоиды, связанные с оползнями, солифлюкцией и так далее, являются локальными или приращиваемыми по характеру, и так как они субаэральны и подвержены эрозии, вероятность их сохранности мала. Они могут представлять интерес лишь для исследователей, занимающихся геологией четвертичного периода. С другой стороны, отложения, связанные с подводным течением массы, являются распространенными и обширными, и многие из них были неправильно интерпретированы и рассматривались как глянцевые.

Негланцевые конгломератовые аргиллиты, или тиллоиды, варьируют от хаотичных ассоциаций крупнозернистых материалов, внедренных в аргиллитовый матрикс, до аргиллита с редкими крупными гальками (рис. 6-21). Матрикс может либо иметь, подчиненное значение по сравнению с крупными обломками, либо преобладать. Многие галечные

залегающие, в некоторых случаях в переслаивании с тонкозернистыми породами, содержащими глубоководные фораминиферы, как, например, в разрезе Крик в Санта-Паула [43], служит еще одним доказательством в пользу этой интерпретации.

Некоторые конгломераты, менее удачно названные конгломератовыми аргиллитами, также одно время связывались с подводными оползнями и турбидитными потоками. Эти отложения не очень отличаются от плохо сортированных незрелых галечников, образовавшихся на суше, таких как фангломераты. Однако ассоциации этих слоев и другие соображения требуют необычного способа переноса и обстановки отложения. Конгломераты переслаиваются с морскими глинистыми сланцами, они обычно характеризуются сортированной слоистостью; в ассоциирующих песках отсутствуют косая слоистость и другие признаки мелководного осадконакопления, которых можно было бы ожидать, если бы галечники имели прибрежное или наземное происхождение. Подобные конгломераты типичны для верхнемеловых пластов долины Сан-Хоакин в Калифорнии [24]; для плиоцена бассейна Вентура, где, как полагают, они накопились на глубине не менее 1220—1525 м [149], и для формации Сьерра-Торро (мел) в Патагонских Андах [182]. Меловые конгломераты Уилер-Джордж в Калифорнии и архейские конгломераты в районе озера Миннитика, штат Онтарио, вероятно, относятся к этому же типу (см. с. 217).

### Диагенез конгломератов

Конгломераты, подобно всем осадочным породам, после отложения подвергаются изменениям. Наиболее существенным процессом является литификация, или затвердение, обычно сопровождающееся выпадением цемента, который связывает составляющие обломки воедино. Цементация обычных галечников существенно не отличается от цементации песков. В некоторых галечниках, слабо сцементированных карбонатами, процесс цементации начинается с нижних частей галек и валунов. При удалении из породы они оставляют тонкий карбонатный панцирь на нижней стороне, в котором содержатся интерстициальные зерна песка. Галечники с открытыми межгалечными полостями цементируются друзовидным кристаллическим цементом, обычно зубчатым кальцитом. В некоторых из них карбонат образует слоистую корку на гальке, что особенно характерно, в частности, для галечников, сцементированных калице. Нередко галечники с открытыми полостями имеют грязевую оболочку на гальках [31]. Это покрытие может значительно уменьшить проницаемость.

Конгломератовые аргиллиты цементируются не только путем внедрения цемента, но и благодаря диагенетической или слабой метаморфической перекристаллизации глин и превращению этого материала в плотный аргиллит. (Для детального ознакомления с этими изменениями рекомендуем обратиться к разделу, посвященному диагенезу глинистых сланцев и аргиллитов).

Другие диагенетические изменения в конгломератах представлены аутриптийным растворением, которое происходит на контактах между гальками. Во многих случаях в известковых конгломератах между гальками возникает стилолитовое взаимопроникновение [6]. Такие стилолитовые контакты известны в кварцитовых конгломератах, в гальках из яшмы и кремня. Иногда растворение на контакте галек приво-

ваний) района Марафон, штат Техас. Сообщалось, что там встречаются валуны до 30 м в диаметре. Эти валунные аргиллиты долгое время загадкой [111]. Они интерпретировались Бейкером [4] как ледниковые. Недавнее повторное изучение [135] показало, что они являются продуктом подводных оползней, грязевых и турбидитных потоков. Влоки необычно больших размеров, по-видимому, слишком крупны, чтобы могли принести турбидитные потоки; предполагают, что они оторвались от подводных взбросовых уступов [111].

В эокембрийской геосинклинали Западного Конго галечниковые аргиллиты развиты на большой площади; предполагают, что они имеют тектоническое происхождение. Несмотря на их большую распространенность, Шермерхорн и Стэнтон [178] рассматривают их как продукты подводных грязевых и турбидитных потоков.

Сообщалось и о других тиллондах, но лишь немногие из них были изучены в достаточной степени. К числу возможных субаквальных отложений грязевых потоков относят брекчию Кау-Хед Ньюфаундленда [110], так называемый «Тиллит» Уосатч [40], конгломерат Левис в Квебеке [154], третичный «Тиллит» Ганнисон в Колорадо [196] и галечниковые и валунные юрские и меловые аргиллиты в Кейп-Бланко в Орегоне [52]. Девонский карбонатный конгломерат «обломочных потоков» был описан Куком и др. [42].

Происхождение тиллондов. Большинство тиллондов, точнее — наиболее представительных их разновидностей является продуктом подводного гравитационного движения, хотя некоторые довольно мелкие и локализованные отложения могут быть субаэральными. Как подчеркивал Дотт, эти движения могут быть нескольких видов: подводное скольжение или оползание, подводное движение пластичных масс и вязкий поток жидкости. Первые два ведут к образованию тиллондов, последний — к формированию турбидитного потока. В первых двух может быть сохранена некоторая стратификация, хотя она обычно сильно нарушена. Если скорость и турбулентность увеличиваются в достаточной мере, то сцепление между частицами исчезает, и материал превращается в суспензию и движется в виде турбидитного потока. Большинство подводных несоортированных галечников представляют собой остановившиеся потоки, которые только что перешли предел жидкостного состояния — критическое процентное содержание паровой воды, за которым материал более не ведет себя как пластичное твердое вещество. Тиллонды довольно редки в геологических разрезах, потому что как только достигается жидкостный предел, вязкость быстро уменьшается. Таким образом, если предел пластичности потока превышен, неизбежно образование турбидитного потока с сопутствующей сортировкой и распределением обломков по размерам.

Возникновение обвалов и оползание в результате этого подводного гравитационного движения может быть результатом перегрузок, наклона склонов выше критического, землетрясений и гидравлических давлений, вызванных приливами, фильтрацией или штормами.

Имеются сведения о подводных оползнях и подводных грязевых потоках на озере Цуг в Швейцарии и в некоторых норвежских фиордах [1], хотя о характере и структуре образовавшихся отложений известно немного. В фиордах материал оползней был транспортирован на значительные расстояния. Необычные размер и мощность предполагаемого потока больших блочков свидетельствуют о том, что эти агенты в состоянии образовать конгломератовые аргиллиты (тиллонды), и нет необходимости привлекать для объяснения какой-либо другой механизм. Их

затопление растрескивающихся слоев нарушает положение обломков, которые могут слегка передвигаться и отлагаться вместе в виде тонкого выдержанного конгломерата, состоящего из уплощенных галек. В некоторых случаях фрагментация объясняется подводными оползнями или обвалами [165], зона брекчирования может прослеживаться в сильно складчатых и интенсивно смятых слоях. С другой стороны, конгломераты высыхания не демонстрируют такой связи с конседиментационными деформациями а, напротив, приурочены к зонам растрескивания ила и другим особенностям побережья.

Наиболее распространены два типа внутрiformационных конгломератов. Один тип характерен для некоторых известняков и доломитов, в особенности для тех, которые являются песчаными или оолитовыми. Интракласты в подобных конгломератах или брекчиях представлены небольшими обломками известняка (или доломита), включенными в известняковый или песчано-известняковый (или доломитовый) матрикс (рис. 626). Такие брекчии, интракластовые рудиты Фолка [67], содержат уплощенные, дисковидные, хорошо окатанные гальки, образовавшиеся в процессе эрозии полуконсолидированных карбонатных осадков. Обломки могут состоять из известняка или доломита любого типа, но, по данным Петтиджона, они чаще всего тонкозернистые или микроновые. В грубых конгломератах обломки внедрены в матрикс карбонатного песка, обычно оолитовый или содержащий окатанные зерна кварца. Подобные конгломераты, вероятно, являются продуктом высыхания и затвердевания известковых илов, но могут также быть результатом подводной фрагментации и переноса турбидитными потоками. Первые, вероятно, самые распространенные, связаны с пластами растрескивания и с другими особенностями береговой линии, например со строматолитами, и часто имеют песчаный матрикс. Конгломераты турбидитных потоков занимают большое пространство, они не связаны с береговой линией, у них глинистый матрикс и им присущи градиционная слоистость и другие особенности, связанные с турбидитными потоками. Плоские галечники карбонатных конгломератов становятся на короткое ребро (перпендикулярно напластованию) и, соединяясь, образуют так называемые «беспорядочные конгломераты». Подобная структура, очевидно, является результатом пластинчатой формы обломков и более активного, чем обычно, перемешивания волнами и течениями.

Второй очень распространенный тип внутрiformационных конгломератов: конгломераты и брекчии с глинистыми гальками, в которых интракласты являются тонкими или пластинчатыми кусками глинистого сланца, внедренными в песчаный матрикс. Подобные уплощенно-галечниковые конгломераты обычны в толщах, состоящих из чередования



Рис. 6-26. Внутрiformационный конгломерат Галлитай (кембрий), горы Титон, штат Вайоминг, США.

Длина образца около 13 см. Состоит из уплощенных галек сапунитового известняка в известково-глинистом матриксе.

лит к возникновению углублений, тогда менее растворимая  
зывается вдавленной в другую [121].

Механическое давление приводит к деформации галек даже  
условии, что конгломераты деформированы несильно. Некоторые га-  
лки кварцевого и кварцитового состава имеют трещины или микрона-  
речения, которые представляют собой мелкие ступенчатые смещения на  
поверхности гальки. Это заделанные трещины, галька же обычно оста-  
ется целой (рис. 6-25).



Рис. 6-25 Гальки из разномышного разреза и месторождения  
Фолк-Бей, Висконсин

### Внутриформационные конгломераты

Внутриформационные конгломераты, или брекчии эти — крупно-  
обломочные отложения, образованные почти одновременно с фрагмен-  
тацией и переотложениями рассматриваемого пласта [201, 60]. Подоб-  
ная фрагментация и переотложение могут указывать на небольшой пе-  
рерыв в отложении формации в целом. Обломки всегда имеют сугубо  
местное происхождение, они практически не подвергаются переносу и  
лишь слабо выветрелые. Хотя многие брекчии, например брекчии склона,  
можно в определенном смысле рассматривать как внутриформационные,  
они таковыми не считаются. Внутриформационные брекчии обычно при-  
урочены к одному седиментационному подразделению — тонкому пласту  
мощностью от нескольких сантиметров до метра. Они могут широко  
распространяться и проследиваться на несколько километров или более,  
но вообще они очень ограничены пространством.

Термин интракласт был введен Фолком [67] для описания  
«обломков почти одновременных слоев, обычно слабо сцементированных  
карбонатных отложений, которые были отторгнуты из прилегающих  
частей морского дна и затем переотложены, образовав новые отложе-  
ния». Несмотря на то что термин применяется к известковым морским  
осадкам, обломки глинистого сланца в песчанике весьма распростра-  
нены и имеют внутриформационное происхождение. Поэтому можно ска-  
зать, что гальки любого внутриформационного конгломерата независи-  
мо от состава или места происхождения являются интракластами.

Интракласты образуются в результате нескольких различных про-  
цессов: наиболее часто в условиях мелководья и временных отливов, с  
последующим обводнением и растрескиванием пла. Последующее

прослая объясняется катастрофическим подводным оползнем или турбидитным потоком [106].

## Брекчи

Термин брекчия является общим и применяется для обозначения пород любого вида, состоящих из скопления угловатых обломков. Способ соединения обломков в брекчии отражается только введением дополнительного слова или фразы. Польза этого термина заключается в исчерпывающем значении, которое характерно для терминологии незрелой науки. Однако термин настолько перегружен значением, что стал неинформативным (рис. 6-27). Вообще он использовался в свободном смысле как «мусорный» (wastebasket), применяемый для обозначения разнообразной группы пород. Обзор классификаций брекчий был дан Нортон [152] и Рейнолдсом [170].

В этой книге мы различаем негенетические осадконакопительные брекчии или грубообломочные породы, состоящие из угловатых кусков, которые образуются постседиментационными процессами, и конседиментационные брекчии, обломки которых связаны происхождением и образовались одновременно с накоплением осадка. Мы будем использовать термин острообломочный (sharpstone) конгломерат для определения последней группы и ограничим применение термина брекчия к первым типам.

Негенетические брекчии (брекчии в строгом смысле) представляют собой разнообразную группу как по происхождению, так и по физическим признакам. Они образуются тремя основными способами и, соответственно, делятся на катакластические, пирокластические и импактные. Катакластические (автокластические) брекчии являются таковыми породами, фрагментация которых вызывается движениями горных пород (одна масса породы движется по другой). Действующие нагрузки могут быть гравитационными или тектоническими. Во многих случаях амплитуда движения минимальна, при этом горизонтальная составляющая может отсутствовать. Пирокластические брекчии образуются при эксплозивном вулканизме. Импактные брекчии (брекчии камнепада) образуются при ударе метеороидов и их раскалывании.

### Катакластические брекчии

В катакластических брекчиях (автокластических, по Грабау [83]) фрагментация осуществлялась движением крупных масс пород относительно друг друга. Пограничные материалы буквально истерлись в порошок. Движение пород вдоль плоскости сброса порождает сбросовые брекчии и глинистую смазку. Если сброс представляет собой надвиговой покров, образованные отложения распадаются в виде тонкого покрова под подошвой этого надвига. Подобно тиллу в основании перекрывающего ледяного покрова, он представляет морену тектоническую, а не ледниковую.



Рис. 6-27. Происхождение брекчии

Брекчии: I — вулканические, или пирокластические; II — тектонические, или катакластические; III — седиментационные, или эпикластические (обрушения и растворения); IV — импактные, или брекчии камнепада



пластов глинистых сланцев и песчаников. Конгломераты с гальками обычно присутствуют в основании песчаных пластов. Они могут быть представлены рассеянными осколками или чешуйками гли того сланца, или даже значительным количеством обломков размером в несколько сантиметров, приуроченных к нижним 5—10 см песчаного пласта. Если подобные сланцеватые галечники встречаются в красноватых толщах, как это часто и бывает, то они, вероятно, являются обломками высыхания. Если их находят в переслаивающихся граувакково-глинистых разрезах, то обломки глинистого сланца могут быть продуктом подводной фрагментации («обломки испарывания», создаваемые турбидитными потоками).

Внутриформационные конгломераты можно иногда принять за настоящие брекчин тренды (tejbungs-breccias) тектонического происхождения или за некоторые редкие межформационные конгломераты, состоящие главным образом или исключительно из известняковых обломков.

В заключение можно сказать, что внутриформационные конгломераты, хотя они и являются распространенными, не указывают на какой-либо значительный перерыв в осадконакоплении. Они характеризуются малой мощностью, плоской формой галек, в некоторых случаях беспорядочным строением, ограниченным составом интракlastов (только глинистый сланец или известняк), ассоциацией с пластами растрескавшихся глин или, в редких случаях, с подводными складками и градационными слоями. Очень важны конгломераты, связанные с подводными оползнями и турбидитными потоками, так как эти отложения, хотя и очень маломощные, могут быть широко распространены и представлять собой четкий маркирующий горизонт; явление, вызывающее образование такой брекчин, может длиться всего несколько часов.

Внутриформационные конгломераты и брекчин широко распространены в известняках и доломитах раннего палеозоя в регионе Аппалачей. Хорошо известны текстуры усыхания и связанные с ними плоскогалечниковые известняковые конгломераты региона Беллефон в Пенсильвании [201]; конгломераты, сходные по характеру и происхождению, встречаются в толще Копокохинг (верхний кембрий), штат Мэриленд. Примерами плоскогалечных конгломератов служат конгломераты в кровле формации Грос-Вантр и в основании формации Галлитан (кембрий) в центральной части Вайоминга (см. рис. 6-26). Плоскогалечные конгломераты известняков Муав (кембрий) в районе Гранд-Каньон образуют тонкие пласты, которые, как полагают, прослеживаются более чем на 97 км нормально к предполагаемой береговой линии [137]. Они обусловлены скорее подводной, а не субаэральной фрагментацией.

Песчаники с обломками глинистого сланца имеют чрезвычайно широко распространение, в особенности в аллювиальных разрезах, в которых зернистость уменьшается снизу вверх. Гальки, представленные красноватыми глинами, отмечаются в песчаниках Джунгаты (ордовик) в Центральной Пенсильвании и Кэтскилла (девон) а также в Мок-Чапк (миссисипи) в том же регионе. Все они представлены аллювиальными фациями и встречаются в подобных песчаниках в различных местах.

Докембрийская «сланцеватая брекчин», которая представляет собой маломощную, но обширную маркирующую толщу в районе Айрон-Ривер — Кристал-Фолз, штат Мичиган, состоит из небольших редких обломков аспидного сланца, вкрапленных в плотный пиритовый аргиллитовый матрикс. В основном мощность слоя менее 3 м. Появление

встречаются при растворении соляных пластов и опускании вышележащей толщи, часто представленной известняками. Такие брекчии широко распространены, занимают определенное положение в разрезе и обычно замещаются солевыми пластами при погружении. Мощность этих брекчий меняется от нескольких сантиметров до 10 м или более. Они сложены очень угловатыми обломками, обычно пластинчатыми кусками и глыбами известняка различных размеров. Нижний контакт брекчиевых слоев в отличие от верхнего очень резкий. Брекчии обычно имеют тонкозернистую матрицу, и различия между обломками и матриком мало заметны; иногда брекчия цементируется крупнозернистым друзовым кальцитом или известковым туфом с гребенчатой текстурой. Некоторые брекчии растворения имеют донные полости, заполненные тонкозернистым осадком. Критерии различия брекчий растворения и известняковых брекчий иного происхождения были обобщены Блентом и Муром [15].

Брекчии растворения найдены и изучены в миссисипском разрезе Юго-Западной Монтаны [144], в группе Винзор (миссисипий) Новой Шотландии [36], в верхней части отложений Глен-Роуз (мел) центральной части Техаса, в известняках Сант-Луи (миссисипий) недалеко от Олтона, штат Иллинойс [148], и в известняках силура района Маклина в Мичигане [125].

Растворение известняков под покровом песчаника и глинистого сланца приводит к образованию чашеобразной текстуры, воронкообразных углублений, в которые опустились вышележащие отложения. Опускание отложений в растущую воронку ведет к деформации, образованию брекчий и зеркал скольжения. Подобные наполненные воронки, достигающие ширины нескольких десятков метров и имеющие такую же глубину, были описаны в северном Иллинойсе [22] и Миссури [23].

### **Пирокластические брекчии**

Грубообломочные пирокластические отложения включают вулканические брекчии, отложения, состоящие из глыб ранее отложившегося материала, в отличие от агломерата, образованного преимущественно бомбами и лавой, затвердевшей в воздухе [210]. (Вулканические брекчии относятся к вулканокластическим осадкам, которые описываются в п. 9).

### **Импактные брекчии или брекчии наметада**

За последние годы, благодаря исследованиям Луны, геологи сконцентрировали внимание на ударном действии метеоритов. Хотя наземные ударные кратеры известны давно, лишь недавно были открыты и изучены связанные с этим явлением материалы «каменипада» и «базисной волны». В большинстве случаев этот материал заполняет кратеры или тесно с ними связан. Особое внимание уделено действию ударного метаморфизма [75] (образованию коэзита) и действию удара на кварц [33].

Хотя кратеры метеоритных ударов и связанных с ними материалов склонны разрушаться поверхностными процессами (и, следовательно, мало вероятно, чтобы они сохранились), некоторые древние отложения интерпретировались как имеющие ударное происхождение. Наиболее примечателен «Туф» Оулинг (докембрий), который ранее относили

Здесь рассматриваются брекчии сбросов, брекчии вмятия (брекчии трения) и конгломераты дробления. Бре- отличаются перекрестным строением и глинистой смазкой. По- шие глыбы с зеркалами скольжения и глинистое вещество, им- анологичные признаки срезания, обычно служат для идентиф- этих образований. Тектонические морены или валуны и сходные- рналы, скопившиеся в основании или в подошве надвигового покрова- часто путают с нормальными псефитовыми пластами, так как они мес- там залегают согласно с соседними толщами.

Наиболее распространены брекчии складкообразования, или брек- чии трения, которые формируются в результате резкого складкообра- зования тонких жестких пластов, между которыми находятся некомпетентные пластичные слои. Переслаивающиеся кремни и глинистый- сланец образуют брекчию трения при образовании острых складок. Та- кие брекчии имеют ограниченное распространение, приурочены к рез- коскладчатым слоям и, по-видимому, переходят в ненарушенные- пласты.

Конгломераты дробления образуются путем деформации жестких, тесно соприкасающихся пород. Вращение контактирующих блоков, гра- нуляция и дробление могут создать породу, которая сильно напоминает нормальный конгломерат. Ромбовидная форма обломков, сходство- состава обломков и матрикса и их ограниченный состав, обычно обус- ловленный происхождением от одного типа пород, являются отличи- тельными свойствами этих пород. Конгломераты дробления можно спутать с «реконструированными» базальными конгломератами, очевидно, деформированными уже после отложения.

#### **Оползневые брекчии и брекчии оседания**

Некоторые брекчии образуются в результате гравитационного- движения пород. Эти оползневые брекчии и брекчии оседания могут- быть субаэрального или подводного происхождения. Вообще они име- ют ограниченное площадное распространение и в количественном от- ношении не играют большой роли. Подводные оползни создают склад- ки оползания и брекчии оползания. (Эти явления рассматривались в- гл. 4). Оползни обрушения (и субаэральные, и подводные) возникают- при добавлении воды в грязевые потоки, в подводной среде они пере- ходят в грязевые реки и турбидитные потоки. В результате этого воз- никают таллоиды — разновидность конгломератового аргиллита.

Образование оползней связано с величиной уклона структур и ли- тогологией осадка, в частности, с определенными видами глинистых ми- кералов, которые при смазывании образуют слой смазки, обеспечиваю- щий движение вышележащих масс породы. Геология оползней и свя- занная с ними явления была обобщена Шарпом [185].

Несмотря на то что оползневые брекчии занимают небольшой объ- ем, они установлены в древних геологических разрезах, например в кембрии Гранд-Кавьона [184].

#### **Брекчии обрушения (опускания) и брекчии растворения**

Некоторые брекчии связаны с простыми направленными вертикаль- но вниз движениями пород или опусканием, которые возникают в ре- зультате удаления подстилающего материала при растворении. Они

10. *Blackwelder, E.*, 1932, An ancient glacial formation in Utah: *Jour. Geol.*, v. 40, pp. 289—304.
11. *Blenk, M.*, 1960, Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse: *Zeitschr. Geomorph.*, v. 4, pp. 202—242.
12. *Blissenbach, E.*, 1952, Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans: *Jour. Sed. Petrology*, v. 22, pp. 25—27.
13. *Blissenbach, E.*, 1954, Geology of alluvial fans in semiarid regions: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 65, pp. 175—90.
14. *Blissenbach, E.*, 1957, Die jungtertiäre Grobschottererschüttung in Osten des bayerischen Molasssektors. *Beih. Geol. Jahrb.*, v. 26, pp. 9—48.
15. *Blount, D. N., and Moore, C. H., Jr.*, 1969, Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chianilla Quadrangle, Guatemala: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 80, pp. 429—442.
16. *Bluck, B. J.*, 1964, Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 395—400.
17. *Bluck, B. J.*, 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales: *Sedimentology*, v. 4, pp. 225—245.
18. *Bluck, B. J.*, 1967, Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 126—156.
19. *Boggs, S. Jr.*, 1969, Relationship of size and composition in pebble counts: *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1243—1247.
20. *Boulcher, S. M. A., Edhorn, A. S., and Moorehouse, W. W.*, 1966, Archean conglomerates and lithic sandstones of Lake Temiskaming, Ontario: *Proc. Geol. Assoc. Canada*, v. 17, pp. 21—42.
21. *Bradley, W. C., Fahnestock, R. K., and Rowehamp, E. T.*, 1972, Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 83, pp. 1261—1284.
22. *Bretz, J. H.*, 1940, Solution cavities in the Joliet Limestone of northeastern Illinois: *Jour. Geol.*, v. 48, pp. 337—384.
23. *Bretz, J. H.*, 1950, Origin of filled sink-structures and circle deposits of Missouri: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 61, pp. 789—834.
24. *Briggs, L. I., Jr.*, 1953, Upper Cretaceous sandstones of Diablo Range, California: *Univ. California Publ. Geol. Sci.*, v. 29, pp. 417—452.
25. *Brown, W. R.*, 1940, Late Proterozoic (?) glaciation in Australia: 17th Int. Geol. Congr., v. 6, pp. 57—63.
26. *Bull, W. B.*, 1964, Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 437-A, 71 pp.
27. *Calliaux, A.*, 1945, Distinction des galets marins et fluviaux: *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 5, v. 15, pp. 375—404.
28. *Caldenius, C.*, Carboniferous varves, measured at Palerson, N. S. W.: *Geol. Fören. Stockholm Förl.*, v. 6, pp. 349—364.
29. *Carey, S. W., and Ahmad, N.*, 1961, Glacial marine sedimentation, In *The geology of the Arctic* (Raasch, G. O., ed.): Toronto, Toronto Univ. Press, v. 2, pp. 865—894.
30. *Carozzi, A.*, 1956, An intraformational conglomerate by mixed sedimentation in the Upper Cretaceous of the Roc-de-Chère, autochthonous chains of High Savoy, France: *Jour. Sed. Petrology*, v. 26, pp. 253—257.
31. *Cary, A. S.*, 1951, Origin and significance of openwork gravel: *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, v. 116, pp. 1296—1308.
32. *Cayeux, L.*, 1929, Les roches sédimentaires de France: *Roches siliceuses*: Paris, Imprimerie Nationale, 774 pp.
33. *Chao, E. C. T.*, 1967, Shock effects in certain rock — forming minerals: *Science*, v. 156, pp. 192—202.
34. *Chase, G. W.*, 1954, Permian conglomerate around Wichita Mountains, Oklahoma: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 38, pp. 2028—2035.
35. *Cifton, H. E.*, 1963, The Pembroke Breccia of Nova Scotia: Ph. D. dissertation, Johns Hopkins Univ., 209 pp.
36. *Cifton, H. E.*, 1967, Solution-collapse and cavity filling in Windsor Group, Nova Scotia, Canada: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 78, pp. 819—832.
37. *Coleman, A. P.*, 1908, The Lower Huronian ice age: *Jour. Geol.*, v. 16, pp. 149—158.
38. *Coleman, A. P.*, 1926, Ice ages, recent and ancient. New York, Macmillan, Inc., 296 pp.
39. *Collins, W. H.*, 1925, North shore of Lake Huron: *Geol. Surv. Canada Mem.* 143, 160 pp.
40. *Condie, K. C.*, 1967, Petrology of the Late Precambrian little (?) association in northern Utah: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 78, pp. 1317—1344.

к пирокластическим отложениям типа кинибрита [214].  
временн его стали рассматривать как материал камнепады,  
связанный с действием метеоритного удара. Конусы дробления  
новации кварцитов, объясняемые ударным метаморфизмом в с  
брекчиц, служат подтверждением этой точки зрения.

### Псевдоконгломераты и псевдобрекчии

Некоторые породы наводят на конгломераты и могут ввести в заблуждение начинающих геологов. Подобные породы, если они подверглись метаморфизму, может спутать даже опытный специалист.

Диабазы и родственные породы, разрушающиеся *in situ*, образуют крупные округлые валуны отслаивания, которые, находясь на месте и в окружающей глинистых продуктах выветривания, могут иметь сходство с валунистыми конгломератами. При тщательном рассмотрении заблуждение становится очевидным. Под концентрической оболочкой отслаивания у такого валуна находится твердое невыветрелое ядро.

Песчаник, сложенный округлыми конкреционными телами, также может быть похожим на конгломерат. Состав этих тел обычно известковый, и тот факт, что во многих случаях слоистость вмещающих пород проходит через них, раскрывает их вторичное, недетритовое происхождение.

Некоторые известняки частично или целиком состоят из «водородных шаров» размера гальки, концентрического строения околлитов (см. 426). Эти тела напоминают хорошо окатанные гальки. Некоторые из них, по-видимому, действительно образовались вокруг галек. В отличие от конкреций, они являются первичным компонентом породы. На различие таких образований видна структура роста, что указывает на их необломочное происхождение.

Как отмечалось на с. 236, сдвиговые движения жестких близко расположенных блоков пород создают матрикс, подобный глинистой смазке, и «тектонический конгломерат», который можно легко спутать с нормальным седиментационным конгломератом.

Определенные диагенетические процессы создают псевдобрекчии в некоторых известняках. Эти явления описали Бэтхёрст [7], Роулер [172] и Уоллес [203].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aikermann, E., 1951, *Gerölton Geol. Rundschau*, v. 39, pp. 237—239.
2. Arbez, J., 1968, Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien), Acad. Sci., C. R. Sér. D, v. 266, pp. 16—18.
3. Baer, D. M., 1960, Observations on the nature and origin of the Cow Head Breccias of Newfoundland, *Geol. Surv. Canada*, paper 60—3, 26 pp.
4. Baker, C. L., 1932, Erratics and arkoses in the Middle Pennsylvanian Haymond Formation of the Marathon area, Trans. Pecos, Texas: *Jour. Geol.*, v. 40, pp. 577—607.
5. Barrill, J., 1925, Marine and terrestrial conglomerates, *Bull. Geol. Soc. America*, v. 26, pp. 279—311.
6. Bastin, J. N., 1916, Discussion, a note on pressure stylolites, *Jour. Geol.*, v. 48, pp. 214—216.
7. Bathurst, R. G. C., 1959, Diagenesis in Mississippian calcinites and pseudobreccias, *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 365—376.
8. Bell, R. T., 1970, The Hurwitz Group, a prototype for deposition on metastable cratons, in *Basins and geosynclines of the Canadian Shield* (Baer, A. J., ed.), *Geol. Surv. Canada*, paper 70—40, pp. 159—168.
9. Blackwelder, E., 1931, Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 42, pp. 865—922.

73. French, B. M., 1967, Sudbury structure, Ontario: some petrographic evidence for origin by meteoric impact: *Science*, v. 156, pp. 1089—1089.
74. French, B. M., 1968, Sudbury structure, Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteoric impact, in *Shock metamorphism of natural materials* (French, B. M., and Short, N. M., eds.): Baltimore, Mono Book, pp. 383—412.
75. French, B. M., and Short, N. M., eds., 1968, *Shock metamorphism of natural materials*: Baltimore, Mono Book, 644 pp.
76. Fischbauer, H., 1967, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen: *Geol. Rundschau*, v. 56, pp. 266—300.
77. Garner, H. F., 1959, Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary rhyolite and relief in four regions of the Andes Mountains: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 70, pp. 1327—1368.
78. Girty, Margaret, McAfee, Robert, Jr., and Wolf, C. L., eds., 1972, *Glossary of geology*: Washington, Amer. Geol. Inst., 805 pp.
79. Gasser, U., 1966, Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern): *Eclogae Geol. Helveticae*, v. 59, pp. 724—772.
80. Geikie, J., 1874, *The great ice age*, 2nd ed.: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 545 pp.
81. Göbler, K., and Klaus-Joachim, R., 1968, Entstehung und Merkmale der Olisthostrome: *Geol. Rundschau*, v. 57, pp. 484—514.
82. Goldthwait, R. P., 1971, *Till, a symposium*: Columbus, O., Ohio State Univ. Press, 402 pp.
83. Grabau, A. W., 1904, On the classification of sedimentary rocks: *Amer. Geol.*, v. 33, pp. 228—247.
84. Grabau, A. W., 1913, *Principles of stratigraphy*: New York, Dover, 1185 pp.
85. Gregory, H. E., 1915, The formation and distribution of fluvial and marine gravels: *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 39, pp. 487—508.
86. Grogan, R. M., 1945, Shape variation of some Lake Superior beach pebbles: *Jour. Sed. Petrology*, v. 15, pp. 3—10.
87. Gubler, Y., Bugnicourt, D., Faber, J., Kubler, B., and Nyssen, R., 1966, *Essai de nomenclature et de caractérisation des principales structures sédimentaires*: Paris: Editions Technip, 291 pp.
88. Hüblich, J. W., 1962, On the morphology of the Dwyka Series in the vicinity of Leresfontein, Cape Province: *Univ. Stellenbosch*, v. 37, ser. A, no. 2.
89. Ham, W. E., 1954, Collings Ranch Conglomerate, Late Pennsylvanian, in the Arbuckle Mountains, Oklahoma: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 38, p. 2035.
90. Hardy, R. M., and Leggett, R. F., 1960, Boulder in varved clay at Sleep Rock Lake, Ontario, Canada: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, pp. 93—94.
91. Harland, W. B., 1965, Critical evidence for a great intra Cambrian glaciation: *Geol. Rundschau*, v. 54, pp. 46—61.
92. Harland, W. B., Herod, K. N., and Krinsley, D. H., 1966, The definition and identification of tills and tillites: *Earth-Sci. Rev.*, v. 2, pp. 225—256.
93. Harrison, P. W., 1957, A clay-till fabric: its character and origin: *Jour. Geol.*, v. 65, pp. 275—308.
94. Hatch, F. H., and Rastall, R. H. (rev. Greensmith, J. T.), 1971, *Petrology of the sedimentary rocks*: New York, Hafner, 502 pp.
95. Heezen, B. C., and Ewing, M., 1952, Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake: *Amer. Jour. Sci.*, v. 250, pp. 849—873.
96. Henderson, J. B., 1970, Petrology and origin of the sediments of the Yellowknife Supergroup (Archean), Yellowknife, District of Mackenzie: Ph. D. dissertation, Johns Hopkins Univ., 263 pp.
97. Higgins, C. G., 1956, Formation of small ventifacts: *Jour. Geol.*, v. 64, pp. 506—516.
98. Hoffman, P. F., 1985, Proterozoic paleocurrents and depositional history of East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 6, pp. 441—452.
99. Holmes, C. D., 1941, Till fabric: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 51, pp. 1299—1354.
100. Holmes, C. D., 1952, Drill dispersion in west-central New York: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 63, pp. 993—1010.
101. Hough, J. L., 1932, Suggestion regarding the origin of rock bottom areas in Massachusetts Bay: *Jour. Sed. Petrology*, v. 2, pp. 131—132.
102. Howchin, W., 1908, Glacial beds of Cambrian age in South Australia: *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 64, pp. 234—259.
103. Hübner, H., 1965, Permokarbonische glazigene und periglaziale Ablagerungen aus dem zentralen Teil des Kongobeckens: *Acta Universitatis Stockholmiensis, Stockholm Contributions in Geology*, v. 13, no. 5, pp. 41—61.

41. Conkling, H., Eckis, R., and Gross, P. J. K., 1934, Ground-  
city of valley fill: Bull. California Div. Water Resources 45.
42. Cook, H. E., McDaniel, P. N., Mounjoy, E. W., and Pray, L. C., 1  
thous carbonate debris flows at Devonian bank (creels) margins, Alberta.  
Bull. Canadian Petrol. Geol., v. 20, pp. 439-497.
43. Crowell, J. C., 1937, Origin of pebbly mudstoss: Bull. Geol. Soc. Amer., v  
pp 993-1010.
44. Crowell, J. C., and Frakes, L. A., 1970, Phanerozoic glaciation and the cause  
ice ages. Amer. Jour. Sci., v. 268, pp. 193-224.
45. Crowell, J. C., and Frakes, L. A., 1971, Late Paleozoic glaciation of Australia  
Jour. Geol. Soc. Australia, v. 17, pp. 115-155.
46. Crowell, J. C., and Frakes, L. A., 1972, Late Paleozoic glaciation. Part V, Karroo  
Basin, South Africa. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2887-2917.
47. Del Cin, R., 1967, Le ghiaie di Piave: Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., v. 16,  
pp 3-112.
48. Daubrée, A., 1879, Etudes synthétiques de géologie expérimentale: Paris, Dunod,  
828 pp.
49. David, T. W. E., 1907, Glaciation in Lower Cambrian, possibly in Pre-Cambrian  
time. C. R. Congr. Geol. Int. 10, Mexico, 1906, v. 1, pp. 271-274.
50. Deane, C. S., 1965, Alluvial fans in the Death Valley region, California and  
Nevada. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 466, 62 pp.
51. Donaldson, J. A., and Jackson, G. D., 1965, Archaean sedimentary rocks of North  
Spill Lake area, northwestern Ontario. Canad. Jour. Earth Sci., v. 2, pp. 622-647.
52. Dott, R. H., Jr., 1961, Squantum «illite», Massachusetts - evidence of glaciation  
or subaqueous movements? Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1269-1306.
53. Dott, R. H., Jr., 1963, Dynamics of subaqueous gravity depositional processes:  
Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, pp. 104-128.
54. Dreimaitis, A., 1969, Rapid microscopic fabric studies in drill-cores and hand  
specimens of till and tillite: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 159-463.
55. Du Toit, A. J., 1921, The Carboniferous glaciation of South Africa: Trans. Geol.  
Soc. South Africa, v. 24, pp. 188-277.
56. Du Toit, A. J., 1954, The geology of South Africa, 3rd ed.: Edingburgh, Oliver  
and Boyd, 625 pp.
57. Emery, K. D., 1955, Grain size of marine beach gravels: Jour. Geol., v. 63,  
pp. 39-49.
58. Enbmann, E., 1879, Bidrag till Känn edomen om full stenars bildande. Geol.  
Förn. Stockholm Förh., v. 4, p. 407.
59. Fernald, F. A., 1929, Roundstone, a new geologic term: Science, v. 70, p. 240.
60. Field, R. M., 1916, A preliminary paper on the origin and classification of intra-  
formational conglomerates and breccias. Ottawa Naturalist, v. 30, pp. 29-36, 47-52,  
58-66.
61. Fisher, R. V., 1960, Classification of volcanic breccias. Bull. Geol. Soc. Amer.,  
v. 71, pp. 973-982.
62. Fisher, R. V., and Mattinson, J. M., 1968, Wheeler Gorge turbidite-conglomerate  
series, California, inverse grading: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1013-1023.
63. Flint, R. F., 1971, Glacial and Quaternary geology. New York, Wiley, 892 pp.
64. Flint, R. F., Sanders, J. E., and Rodgers, J., 1960a, Symmetrite: a name for  
non-sorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes: Bull.  
Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 507-510.
65. Flint, R. F., 1960b, Diamictite, a substitute term for symmetrite: Bull. Geol. Soc.  
Amer., v. 71, p. 1809.
66. Folk, R. L., 1954, The distinction between grain size and mineral composition  
in sedimentary rock nomenclature: Jour. Geol., v. 62, pp. 344-359.
67. Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer.  
Assoc. Petrol. Geol., v. 43, pp. 1-38.
68. Frakes, L. A., and Crowell, J. C., 1967, Facies and paleogeography of Late Pa-  
leozoic Llanorian diamictite, Falkland Islands: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 37-58.
69. Frakes, L. A., 1968, Late Paleozoic glacial geography of Antarctica: Earth and  
Planetary Sci. Letters, v. 4, pp. 253-256.
70. Frakes, L. A., 1969, Late Paleozoic glaciation: 1. South America: Bull. Geol. Soc.  
Amer., v. 80, pp. 1007-1042.
71. Fraser, M. J., and Roscoe, S. M., 1970, The Huronian Supergroup north of Lake  
Huron, in Basins and geosynclines of the Canadian Shield (Baer, A. J., ed.): Geol. Surv.  
Canada, 70-40, pp. 143-158.
72. Fraser, H. J., 1935, Experimental study of the porosity and permeability of  
clastic sediments: Jour. Geol., v. 43, pp. 910-1010.

135. *McBride, E. F.*, 1968, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas: Univ. Texas Bur. Geol. Rept. Inv. 57, 101 pp.
136. *McIver, N. L.*, 1961, Upper Devonian marine sediments in the central Appalachians: Ph. D. thesis, Johns Hopkins Univ. 530 pp.
137. *McKee, E. D.*, 1945, Cambrian history of the Grand Canyon region, Part 1: Stratigraphy and ecology of the Grand Canyon Cambrian. Carnegie Inst. Washington Pub. 563, pp. 3-168.
138. *McLaughlin, D. B.*, 1939, A great alluvial fan in the Triassic of Pennsylvania. *Mtln. Acad. Sci. Papers*, v. 24, pp. 59-74.
139. *Mansfield, G. R.*, 1906, The origin and structure of the Roxbury Conglomerate: *Bull. Harvard Mus. Comp. Zool.*, v. 49, geol. ser., pp. 91-271.
140. *Mansfield, G. R.*, 1907, The characteristics of various types of conglomerates: *Jour. Geol.*, v. 15, pp. 550-555.
141. *Maslov, V. P.*, 1938, Classification of breccias: *Bull. Soc. Nat. Moscow*, n. s., 40-46, sect. geol. 16, pp. 313-321.
142. *Mawson, D.*, 1949, The Late Precambrian iceage and glacial record of the Bibbiano dome: *Jour. Proc. Roy. Soc. New South Wales*, v. 82, pp. 150-174.
143. *Meckel, L. D.*, 1967, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 78, pp. 223-258.
144. *Middleton, G. V.*, 1961, Evaporite solution breccias from the Mississippian of southwest Montana: *Jour. Sed. Petrology*, v. 31, pp. 189-195.
145. *Müller, B. M.*, 1936, Cambrian stratigraphy of northwestern Wyoming: *Jour. Geol.*, v. 44, pp. 113-144.
146. *Miller, D. J.*, 1953, Late Cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton Island, Alaska: *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 17-40.
147. *Miller, H.*, 1884, On boulder glaciation: *Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh*, v. 8, pp. 156-189.
148. *Morso, W. C.*, 1916, The origin of the coarse breccia of the St. Louis Limestone: *Science*, n. s., v. 43, pp. 399-400.
149. *Natlund, M. L., and Kuonen, Ph. H.*, 1951, Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 2, pp. 78-107.
150. *Nawara, K.*, 1964, Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec and some tributaries: *Prace Muzeum Ziemi*, nr. 6, pp. 3-111.
151. *Nordlie, C. F., Jr., and Curtis, W. F.*, 1962, Formation and deposition of clay balls, Rio Puerco, New Mexico: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 460-B, pp. 37-40.
152. *Norton, W. H.*, 1917, A classification of breccias: *Jour. Geol.*, v. 25, pp. 160-194.
153. *Ohko, V.*, 1949, Glacial drift in Iceland: its origin and morphology: *Bull. Comm. Geol. Finlande* 170, 133 pp.
154. *Oshbourne, F. F.*, 1956, Geology near Quebec City: *Nat. Canadian*, v. 63, pp. 157-224.
155. *Ovenshine, A. T.*, 1965, Sedimentary structures in portions of the Gowganda Formation, north Shore of Lake Huron: Ph. D. dissertation, Univ. California at Los Angeles.
156. *Pelletier, B. R.*, 1958, Pocono Paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 69, pp. 1033-1064.
157. *Pettijohn, F. J.*, 1934, The conglomerate of Abram Lake, Ontario, and its extensions: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 45, pp. 457-508.
158. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 54, pp. 925-972.
159. *Pettijohn, F. J.*, 1952, Precambrian lillite, Manominee district, Michigan: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 63, p. 1289.
160. *Pettijohn, F. J.*, 1957, Sedimentary rocks (2nd ed.): New York, Harper, 718 pp.
161. *Pettijohn, F. J.*, 1962, Dimensional fabric and ice flow, Precambrian (Huronian) glaciation: *Science*, v. 135, p. 442.
162. *Pettijohn, F. J., and Bastron, H.*, 1959, Chemical composition of argillites of the Cobalt Series (Precambrian) and the problem of soda-rich sediments: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 70, pp. 593-600.
163. *Phonley, W. J.*, 1948, Black Hills terrace gravels: A study in sediment transport: *Jour. Geol.*, v. 56, pp. 526-577.
164. *Potter, P. E.*, 1955, The petrology and origin of the Lafayette Gravel, Part I. Mineralogy and petrology: *Jour. Geol.*, v. 63, pp. 1-38.
165. *Potter, P. E.*, 1957, Breccia and small-scale Lower Pennsylvanian overthrusting in southern Illinois: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 41, pp. 2695-2709.



104. *Humberl, F. L.*, 1968, Selection and wear of pebbles on gravel; dissertation, Univ. Groningen, 144 pp.
105. *Irving, R. D.*, 1883, The copper-bearing rocks of Lake Superior: Surv. Monogr. 5, 464 pp.
106. *James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. J., and Wier, K. L.*, 1968, and ore deposits of the Iron River-Crystal Falls District, Iron County, Michigan: Geol. Surv. Prof. Paper 570, 134 pp.
107. *Johansson, C. E.*, 1965, Structural studies of sedimentary deposits: Geol. Stockholm Förh., v. 87, pp. 3-61.
108. *Kauranne, L. K.*, 1960, A statistical study of storm orientation in glacial till: Bull. Comm. Geol. Finlande 188, pp. 87-97.
109. *Kerr, P. F., Bodine, M. W., Jr., Kelley, D. R., and Keys, W. S.*, 1957, Collapse features, Temple Mountain uranium area, Utah: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 935-982.
110. *Kindle, C. H., and Whittington, H. B.*, 1958, Stratigraphy of the Cow Head region, western Newfoundland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 315-342.
111. *King, P. B.*, 1958, Problems of boulder beds of Haymond Formation, Marathon Basin, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 1731-1735.
112. *Krumbein, W. C.*, 1933, Textural and lithologic variations in glacial till: Jour. Geol., v. 41, pp. 382-408.
113. *Krumbein, W. C.*, 1939, Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits: Jour. Geol., v. 47, pp. 673-706.
114. *Krumbein, W. C.*, 1940, Flood gravel of San Gabriel Canyon, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 639-676.
115. *Krumbein, W. C.*, 1941, The effects of abrasion on the size, shape, and roundness of rock fragments: Jour. Geol., v. 49, pp. 482-520.
116. *Krumbein, W. C.*, 1942, Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1355-1402.
117. *Krumbein, W. C. and Griffith, J. S.*, 1938, Beach environment in Little Sister Bay, Wisconsin: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 629-652.
118. *Krumbein, W. C., and Tisdell, F. W.*, 1940, Size distribution of source rocks of sediments: Amer. Jour. Sci., v. 238, pp. 296-306.
119. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130-165.
120. *Krynine, P. D.*, 1950, Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut: But. Connecticut State Geol. Nat. Hist. Surv. 73, 247 pp.
121. *Kuenen, Ph. H.*, 1942, Pitted pebbles: Leidsche Geol. Meded., v. 13, pp. 189-201.
122. *Kuenen, Ph. H.*, 1964, Experimental abrasion, 6. Surf. action: Sedimentology, v. 3, pp. 29-43.
123. *Kulling, O.*, 1938, Notes on carved boulder-bearing mudstone in Eocambrian glacials in the mountains of northern Sweden: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 60, pp. 303-306.
124. *Kurk, E. H.*, 1941, The problem of sampling heterogeneous sediments: M. S. Thesis, Univ. Chicago.
125. *Landes, K. K., and Ehlers, G. M.*, 1945, Geology of the Mackinac Straits area, Ch. 3, Mackinac breccia: Michigan Geol. Surv. Publ. 44, ser. 37, pp. 123-153.
126. *Landon, P. M. B., and Fakes, L. A.*, 1968, Distinction between till and other diamictites based on textural characteristics: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1213-1223.
127. *Landon, R. E.*, 1930, An analysis of beach pebble abrasion and transportation: Jour. Geol., v. 38, pp. 437-446.
128. *Lane, E. W., and Carlson, E. J.*, 1954, Some observations on the effects of particle size on movement of coarse sediments: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 35, pp. 453-462.
129. *Luge, F. W., and others*, 1947, Report of the sub-committee on sediment terminology: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 28, pp. 936-938.
130. *Lawson, A. C.*, 1925, The petrographic designation of alluvial fan formations: Univ. Calif. Publ. Dept. Geol. Sci., v. 7, pp. 325-334.
131. *Leite, F.*, 1937, Estudos sobre a glaciacao permio-carbonifera do sul do Brasil: Brazil Serv. Fomento Prod. Min. Boletim 21, 55 pp.
132. *Lenk-Cheutch, P.*, 1959, Beach and stream pebbles: Jour. Geol., v. 67, pp. 103-108.
133. *Lindsey, D. A.*, 1960, Glacial sedimentology of the Precambrian Gowanda Formation Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 1685-1702.
134. *Lundquist, G.*, 1935, Blockundersökningar, Historik och metodik: Sveriges Geol. Undersökn., ser. 3, no. 390, 45 pp.

196. Van Houten, F. M., 1957, Appraisal of Ridgway and Gunnison «tillites», southwestern Colorado: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, pp. 383-388.
197. Vassoevich, N. B., 1953, O nekotorykh litshevyykh texturakh (Znakakh) (On some flysch textures): *Trudy Lvovsk. Geol. Obsch. Univ. Ivan Franko; geol. ser.*, no. 3, pp. 17-85.
198. Virkkala, K., 1961, Glacial geology of the Soumussalmi area, east of Finland: *Bull. Comm. Geol. Finlande* 155, pp. 1-86.
199. Virkkala, K., 1960, On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland: *Bull. Comm. Geol. Finlande* 188, pp. 161-176.
200. Von Engelén, O. D., 1930, Type form of laceted and striated glacial pebbles: *Amer. Jour. Sci. ser. 5*, v. 19, pp. 9-16.
201. Walcott, C. D., 1894, Paleozoic intralational conglomerates: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 5, pp. 191-198.
202. Walker, R. G., and Pettijohn, F. J., 1971, Archaean sedimentation: analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 2099-2130.
203. Wallace, R. C., 1913, Pseudobrecciation in Ordovician limestones in Manitoba: *Jour. Geol.*, v. 21, pp. 402-421.
204. Wanless, H. R., 1960, Evidences of multiple Late Paleozoic glaciation in Australia: *Intl. Geol. Congr., Rept. 21st Sess. Norden*, pt. 12, pp. 104-110.
205. Wentworth, C. K., 1922a, A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Jour. Geol.*, v. 30, pp. 377-392.
206. Wentworth, C. K., 1922b, The shapes of beach pebbles. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 131-S, pp. 74-83.
207. Wentworth, C. K., 1935, The terminology of coarse sediments [with notes by P. G. H. Boswell]: *Bull. Nat. Res. Coun.* 80, pp. 225-246.
208. Wentworth, C. K., 1936a, An analysis of the shapes of glacial cobbles. *Jour. Sed. Petrology*, v. 6, pp. 85-96.
209. Wentworth, C. K., 1936b, The shapes of glacial and ice jam cobbles. *Jour. Sed. Petrology*, v. 6, pp. 97-108.
210. Wentworth, C. K., and Williams, H., 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: *Bull. Nat. Res. Council*, v. 89, pp. 19-53.
211. West, R. C., and Donner, J. J., 1956, The glaciation of East Anglia and the East Midlands: a differentiation based on stone orientation measurement of tills: *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 112, pp. 69-91.
212. Whittle, W. S., 1952, Imbrication and initial dip in a Keweenawian conglomerate bed: *Jour. Sed. Petrology*, v. 22, pp. 189-199.
213. Willard, B., 1930, Conglomerite, a new rock term. *Science*, v. 71, p. 438.
214. Williams, Howel, 1957, Glowing avalanche deposits of the Sudbury Basin: *Ann. Rept. Ontario Dept. Mines*, v. 65, pp. 57-89.
215. Willman, H. B., 1942, Geology and mineral resources of the Marselles, Ottawa, and Sreater Quadrangles: *Bull. Illinois Geol. Survey*, no. 68, p. 344.
216. Wilson, M. E., 1913, The Cobalt Series: its character and origin: *Jour. Geol.*, v. 21, pp. 121-141.
217. Woodford, A. O., 1926, The San Onofre breccia: *Univ. California Publ. Dept. Geol. Sci.*, v. 17, pp. 159-230.
218. Woodward, H. B., 1887, *Geology of England and Wales: with notes on the Physical features of the country* (2nd ed.): London, G. Philip, 670 pp.
219. Woodward, J. B., 1912, Geological expedition to Brazil and Chile, 1908-1909: *Bull. Harvard Mus. Comp. Zool.*, v. 56, pp. 1-137.
220. Yeakel, L. S., Jr., 1962, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 73, pp. 1515-1540.
221. Young, G. M., 1966, Huronian stratigraphy of the McGregor Bay area, Ontario - relevance to the paleogeography of the Lake Superior region: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 3, pp. 203-210.

166. Potler, P. E., and Peltjohn, F. J., 1963, Paleocurrents and basin. York: Springer, 296 pp.
167. Puffell, W. P., 1960, The Reany Creek Formation, Marquette County, Bull. U. S. Geol. Surv. no. 1274-F, 25 pp.
168. Reading, H. G., and Walker, F. G., 1966, Sedimentation of Eocambrian and associated sediments in Finnmark, northern Norway: *Palaeogeog., Palaeoclim., oceanol.*, v. 2, pp. 177-212.
169. Reynolds, J. A., 1955, Geology of the Deep River coal field of North Carolina: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 246, 169 pp.
170. Reynolds, S. H., 1928, Breccias: *Geol. Mag.*, v. 65, pp. 97-107.
171. Richter, K., 1932, Die Bewegungsrichtung des Inlandsees, rekonstruiert. Kruzen und Langsachsen der Geschiebe: *Zeitschr. Geschiebeforschung*, v. 8, pp. 172-173.
172. Royer, Louis, 1938, Les causes possibles de l'aspect brèche de certaines ches: *Soc. Géol. France. Ser. 5, v. 8*, pp. 37-41.
173. Russell, R. D., 1937, Mineral composition of Mississippi River sands: *Bull. Soc. Amer.*, v. 48, pp. 1307-1348.
174. Rust, B. R., 1966, Late Cretaceous paleogeography near Wheeler Gorge, Ventura County, California: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 50, pp. 1389-1398.
175. Sables, R. W., 1914, The Squantum tillite: *Bull. Harvard Mus. Comp. Zool.*, v. 66, geol. ser. v. 10, pp. 141-175.
176. Schenk, P. E., 1965, Precambrian glacial surface beneath the Gowganda Formation, Lake Timagami, Ontario: *Science*, v. 140, pp. 176-177.
177. Schermerhorn, L. J. G., 1966, Terminology of mixed coarse-line sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 36, pp. 831-835.
178. Schermerhorn, L. J. G., and Stanton, W. J., 1963, Tilloids in the West geosyncline: *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 119, pp. 201-241.
179. Schlee, J., 1957, Upland gravels of southern Maryland: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, pp. 1371-1410.
180. Schwarzbach, M., 1964, The recognition of ancient glaciations in Problems in palaeoclimatology (Nairn, A. E. M., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 77-79.
181. Schuchert, M. S., 1934, Petrography of sedimentary rocks: Moscow (review in 1935, *Jour. Sed. Petrology*, v. 5, p. 106) (in Russian).
182. Sisti, K. M., 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 50, pp. 72-107.
183. *Sedimentary Petrology Seminar*, 1965, Gravel fabric in Wolf Run: *Sedimentology*, v. 4, pp. 273-283.
184. Sharp, R. P., 1940, A Cambrian slaty breccia, Grand Canyon, Arizona: *Amer. Jour. Sci.*, v. 238, pp. 666-672.
185. Sharpe, C. F. S., 1938, Landslides and related phenomena, A study of mass-movements of soil and rock: New York: Columbia Univ. Press, 137 pp.
186. Simonsen, A., 1953, Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, Early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland: *Bull. Comm. Geol. Finlande* 160, 64 pp.
187. Smith, A. J., 1963, Evidence for a Talchir (Lower Gondwana) glaciation: altriated pavement and boulder bed at Irai, central India: *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 739-750.
188. Sneed, E. D., and Folk, R. L., 1958, Pebbles in the lower Colorado River, Texas; a study in particle morphogenesis: *Jour. Geol.*, v. 66, pp. 114-150.
189. Spjeldnaes, N., 1965, The Eocambrian glaciation in Norway: *Geol. Rundschau*, v. 51, pp. 24-45.
190. Steinberg, H., 1875, Untersuchungen über langen-und Querprofil geschichtete Flusse: *Zeitschr. Botwesen*, v. 25, pp. 483-506.
191. Teruggi, M. E., Mazzoni, M. M., and Spalletti, L. A., 1971, Sedimentologia de las gravas del Rio Sarmiento (Provincia de la Rioja): *Rev. Mus. La Plata, new ser., geol.*, v. 7, pp. 77-146.
192. Tucker, C. C., and Walker, R. G., 1973, Sedimentology, stratigraphy, and crustal evolution of the Archean greenstone belt near Sioux Lookout, Ontario: *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 10, pp. 817-845.
193. Twenhofel, W. H., 1947, The environmental significance of conglomerates: *Jour. Sed. Petrology*, v. 17, pp. 119-128.
194. Udden, J. A., 1914, Mechanical composition of clastic sediments: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 25, pp. 655-744.
195. Unrug, R., 1957, Recent transport and sedimentation of gravels in the Duna valley (western Carpathians): *Acta Geol. Polonica*, v. 7, pp. 217-257 (Polish English summary).

ными песками; карбонатные пески во всех пропорциях могут смешиваться с обычными терригенными песками.

В этой главе мы рассматриваем только истинно терригенные пески. Карбонатные пески после литификации обычно классифицируются как известняки, хотя, по существу, они являются разновидностью песчаника. Они описываются в главе, посвященной карбонатным породам. Пирокластические пески обычно рассматриваются как изверженные, но их с достаточно большим основанием можно считать осадочными. Из-за их специфического происхождения они рассматриваются отдельно в гл. 9.

## Современные пески

Наше представление о песчанниках расширится, если мы тщательно по изучим современные пески, их образование и накопление.

Где может быть обнаружен песок в наше время? Если не принимать во внимание карбонатные и пирокластические пески, распространение песка связывается главным образом с реками и пляжами и, в меньшей степени, с дюнами и мелководными прибрежными акваториями. Аллювиальные пески представлены отложениями конусов выноса, русел рек и пойм, а также отложениями дельт при впадении рек в озера и моря. Большинство речных песков приурочено к руслам потоков, но часть из них выходит за пределы русел и формирует в пределах поймы паводковые отложения (пойменные песчаные наносы). Прибрежные пески включают не только пляжи, но и береговые бары, барьеры, приливо-отливные дельты, а в некоторых случаях — приливо-отливные отмели. В группу эоловых песков входят прибрежные дюны и обширные участки развития дюн в пределах некоторых пустынных бассейнов. Морские пески являются преимущественно шельфовыми, однако часть их переносится турбулентными потоками за пределы шельфа и накапливается у континентального подножья и в изолированных подводных впадинах.

В целом, на Земле нет геоморфологических регионов, где нельзя было бы обнаружить песок. Впрочем, глубоководные океанические впадины, являющиеся наиболее крупными геоморфологическими элементами планеты, почти лишены песка и содержат лишь принесенные и разбросанные ветром зерна, а также тонкие турбулентные пески близ материков. Другими словами, пески — континентальные осадки, они образуются на суше и большей частью здесь же остаются.

Примечательно, что зоны современных песчаных скоплений имеют типично линейные очертания (береговые линии и реки), тогда как большинство древних песков образуют обширные стратиформные тела. Это различие между преимущественно линейным расположением участков накопления песков сегодня и обширными пластобразными скоплениями прошлого дает основание предположить, что последнее обусловлено перемещением зон накопления песков во времени, посредством латеральной миграции потоков или в результате трансгрессий и регрессий в соответственного перемещения береговой линии. Широкое распространение песков в пределах некоторых шельфовых участков представляет исключение из отмеченного правила. Однако эти пески могут быть реликтовыми, возможно, флювиальными отложениями, унаследованными от времени понижения уровня моря в ледниковые эпохи [81]. Участки развития дюн в современной обстановке представлены шире, чем в прошлом, что, по-видимому, связано с недостаточно

### Введение

Песчаники образуют важнейший класс осадочных пород. Даже если исключить карбонатные и вулканогенные пески, песчаники составят около четверти всех осадочных пород. Многие пески и песчаники являются полезными ископаемыми и применяются как абразивы, как сырье для химической, стекольной, металлургической промышленности; в строительном деле как в качестве строительного камня, так и в виде добавок к штукатурке и бетону, в качестве формовочного материала и наполнителя для бумаги и т. д. Песками представлены важнейшие коллекторы природного газа, нефти и артезианских вод. Некоторые пески являются источником рудных минералов и драгоценных камней. Эрозия или отложение песков представляют инженерную проблему для пляжей рек и участков развития дюн.

Песчаные осадки лучше других отложений способствуют пониманию геологической истории. Их состав дает ключ к установлению источников сноса, ориентированные текстуры служат показателем палеотечений, геометрия осадков и внутренние текстуры проливают свет на условия осадконакопления.

Пески могут быть подразделены на три основные группы: терригенные, карбонатные и пирокластические.

Терригенные — это те пески, которые образовались путем выветривания и разрушения существовавших раньше пород. Они были перенесены, отсортированы и видоизменены движущимися флюидами — воздухом и водой, при этом источники сноса располагались вне бассейна осадконакопления.

Карбонатные пески — в основном морского происхождения и представлены преимущественно скелетными частицами, оолитами и местами переотложенными детритовыми карбонатными интракластами (внутриформационными частицами). Эти компоненты образуются в пределах данного бассейна осадконакопления и не являются обломками, возникшими при разрушении ранее существовавших пород. Исключения представляют песчаники, изобилующие карбонатными частицами, образовавшимися при быстрой эрозии мощных карбонатных разрезов орогенических цепей. Такие карбонатные пески являются терригенными песками, происходящими от существовавших ранее известняков и доломитов.

Пирокластическими называют пески, образовавшиеся при извержениях вулканов. Они могут отлагаться в разнообразных условиях, непосредственно по воздуху или в воде. По отношению к некоторым пескам, обогащенным вулканическими обломками, применяется термин «вулканокластические». Они могут быть либо истинно пирокластическими, либо терригенными (если их происхождение связано с древней вулканической толщей).

В случае когда совместно отлагаются материалы нескольких генетических видов, различия между ними стираются. Пирокластический материал может смешиваться как с карбонатными, так и с терриген-

Данные по содержанию частиц пород бывают еще менее удовлетворительными, чем данные по полевым шпатам. Частицы пород широко представлены в современных песках, но их общее количество и тип редко являются характерными показателями. Более того, большинство обломков пород непрозрачные или пропускают свет только в тонком шлифе и поэтому не изучаются. Очевидно, необходимо цементировать современные пески *in situ* и изготавливать из них шлифы для изучения таким же способом, каким изучаются древние песчанники. Данные, которыми мы располагаем, свидетельствуют о том, что пески современных рек в изобилии содержат обломки пород. Например, пески реки Огайо содержат их в среднем 31% [97]. Неполная сводка [238, табл. 2-4] показывает среднее содержание обломков пород 20% для речных песков. В целом для рек приемлемой будет величина 20%, возможно, до 30%. Содержание обломков пород, в отличие от полевых шпатов, в значительной мере зависит от крупности зерен. Более грубые пески содержат заметно большее количество обломков пород по сравнению с ассоциирующими с ними тонкозернистыми песками [2, 269].

Таким образом, в среднем речной песок содержит около 22% полевых шпатов, 20% обломков пород и 58% кварца. Как отмечено выше, аллювиальные пески образуют крупнейшую отдельную категорию, следовательно, в среднем современные пески являются незрелыми (или, по крайней мере, незрелыми) как по составу, так и в структурном отношении.

Таблица 7-1

Модальный состав современных песков

Компоненты	А	Б	В	Г	Д
Кварц	86	15	64	17,6	54
Калиевый полевой шпат	5	5	7	11,3	5*
Плагиоклаз		28	4	7,5	21*
Обломки пород	8	36	19	57,2	29**
Прочие легкие минералы	1	—	4	3,1*	—
Тяжелые минералы	4,7	6	(4)**	6,8	—
Пароксен, амфибол, слюда	—	8	Р	6,8	—

\* «Матрикс»

\*\* Не учитывается в итоге

\* «Кислый» полевой шпат.

\* Основной полевой шпат

Включает 2% кремнистых сланцев, 17% кварцевых агрегатов и 10% других частиц породы.

А. Песок р. Огайо, бассейн Кайро, штат Иллинойс, США [97] (сублиторальный песок).

Б. Сделок р. Колумбия (песок и крупнозернистый аргилл). Бельмонт, штат Вирджиния, США [31]. Литатоний аргилл, предшественник глинажики.

В. Река Мексиканский бассейн Мексиканского залива [200]. Литатоний аргилл.

Г. Песок из небольших ручьев, западно-Чуауа, Мексика. Смесь седи проб [313]. Вулканический литатоний аргилл.

Д. Песок из Рейна, Рурского бассейна [16], рис 21. Значения взяты с рисунка. Литатоний аргилл.

Представительные модальные анализы современных песков даны в табл. 7-1.

Химический состав современных песков отражает, как и следовало ожидать, минеральный состав. Представительные анализы приведены в табл. 7-2. Из-за отсутствия цемента общий состав современных терригенных песков характеризуется несколько меньшим содержанием

полной фиксации их в геологической летописи. Но если прав, полагая, что окатанность кварцевых песчинок является тем эоловым процессом, то большая часть песка горных пород была претерпеть воздействию эоловых процессов, хотя бы на от этапах геологической истории. Кюшен подсчитал, что для поддержания среднепланетарной окатанности на постоянном уровне, т. е. для работки новых угловатых зерен песка, добавляющихся ежегодно, необходимо существование пустыни площадью  $2 \times 10^6$  км<sup>2</sup>.

Не все обстоятельства накопления песков одинаково представлены в геологической летописи. Так, для палеозоя Центральных Аппалачей, где пески составляют 23% всего разреза [51], подсчитано, что половина или даже более песков представлена аллювиальными песками, около четверти — морскими турбидитами, а остальное — литоральными или мелководно-морскими песками. Эоловых песков не установлено.

Современные пески, за небольшим исключением, характеризуются средней или хорошей сортированностью и в целом (не считая песков, ведущих происхождение от древних сверхзрелых песков) довольно слабой окатанностью. Попытки установить связь между структурными особенностями песков и условиями и механизмами осадконакопления потребовали значительных усилий. Например, были проведены исследования по выявлению различий между песками морских пляжей, дюнными и речными песками по некоторым параметрам размерности зерен или соотношению таких параметров [98, 99, 219]. Адден [303] был одним из первых исследователей, применивших гранулометрию в общем виде или в виде отдельных ее аспектов, таких, как «коэффициент сортированности» для восстановления условий осадконакопления. Более поздние исследования были обобщены Петтиджоном, Поттером и Сивром [238]. В общем, эти усилия ознаменовались частичным успехом. По-видимому, установленные факты свойственны пескам одних участков и полностью неприменимы к другим [163, 263]. В большинстве случаев результаты зависят от метода исследования, легко применимого, например, к современным нецементированным пескам и неприменимого к древним кварцитам.

Минералогический и химический состав современных песков изменяется в широких пределах. По-видимому, он скорее зависит от размера и литологических особенностей области питания, нежели от климата, условий и механизма осадконакопления. По составу большинство песков представляет собой смесь кварца, полевого шпата и обломков пород. Каковы их соотношения в современных песках? К сожалению, для ответа данных мало, так как большинство минералогических исследований современных песков игнорируют преобладающую фракцию легких минералов и концентрируют внимание на содержащихся в песке редких тяжелых минералах. Обобщение данных по более чем 400 образцам современных песков Северной Америки [238] показало, что среднее содержание полевых шпатов равно 15,3%, то есть аналогично известным, полученным по 434 пробам песчанников Русской платформы [256, табл. 2]. Содержание полевых шпатов колеблется от 1 до 77%. Речные пески содержат 22%, а пляжные и дюнные — около 10%. Повышенная концентрация полевых шпатов в речных песках может быть обусловлена чрезмерно большой долей материала ледниковых наносов, низкое содержание полевых шпатов в пляжных и дюнных песках, возможно, является результатом применения более зрелых песков Прибрежной равнины к пескам побережья Атлантического океана и Мексиканского залива, откуда отбирались образцы.

## Свойства песчаников

### Строение

Песок состоит в первую очередь из каркаса, слагаемого детритовым материалом, и пустот, которые образуют систему пор или пустотное пространство между элементами каркаса. Пустоты, или поры, в древних песчанниках могут быть частично или полностью заполненными. Поэтому изучение песка или песчанника направлено на исследование каркаса, его состава и микрогеометрии, а также характера и объема пор и материала, заполняющего поры.

Каркас, по определению, слагается материалом, имеющим размер песка, т. е. от  $1/16$  до 2 мм в диаметре. Обычно это плотно упакованные зерна, сгруппированные таким образом, что каждое зерно находится в сцеплении с соседними, при этом каркас в целом представляет собой механически устойчивую в гравитационном поле Земли структуру. В отличие от зерен изверженных и метаморфических пород, которые образуют протяженные контакты друг с другом, контакт зерен песка имеет только тангенциальный характер. Концентрация напряжения при таких контактах может привести к растворению и отложению растворенного материала в другом месте, что приводит к увеличению площади соприкосновения зерен и уменьшению порового пространства. Конечным продуктом такого воздействия является порода с протяженными контактами между зернами и с нулевой пористостью. Эти постседиментационные изменения в строении песка рассматриваются в разделе, посвященном диагенезу песчаников.

Некоторые пески характеризуются не столь простым соотношением каркаса и пустот. Вместо детритового каркаса с системой пор, частично или полностью заполненных осаждающимся цементом, порода может представлять собой сплошной агрегат зерен размерностью от песка до алевроита и глины. Это вакки, из которых наиболее известны граувакки. Здесь нет явной границы между крупнозернистой фракцией песка и мелкозернистым материалом. Материал размера песка помещен в матрикс. Произвольная грань, проводимая между зернами и матриксом, является, однако, важной отличительной особенностью для целей интерпретации. Эту границу можно поместить на рубеже  $1/16$  мм (0,0625), или 0,05 мм, или даже опустить ее до 0,03 мм. Каково должно быть соотношение матрикса и песка, чтобы отнести породу к вакке? Некоторые исследователи придерживаются мнения, что матрикса должно быть 15%, другие допускают меньшую его долю [74, 323].

Происхождение матрикса не вполне определенное; он может либо иметь первично седиментационный характер, либо быть продуктом постседиментационного диагенеза. Поскольку большинство современных песков не содержит матрикса, представляется более вероятным, что интерстициальный тонкий материал является вторичным, т. е. диагенетическим продуктом.

Каркас обычного песка или песчанника может быть описан исходя из его геометрии и состава. Геометрия определяется свойствами зерен или элементов каркаса — размером, сортированностью, формой, окатанностью, поверхностными структурами и характером их упаковки и ориентировкой. Гранулометрические особенности можно устанавливать статистическими измерениями крупности или однородности размера. Эти особенности связаны со специфическим гидравлическим режимом, который определял осаждение песка, и с размерностью материала, который может переноситься и осаждаться потоком. Для грубого замера сорти-



кремнезема, заметно меньшим содержанием  $\text{CO}_2$  и  $\text{CaO}$ , с их древними аналогами.

Какие выводы можно сделать из этого краткого обзора новых песков? Они отличаются от древних песков по ряду параметров. В отличие от граувакк геологического прошлого, они, существуя, лишены матрикса; это отличие дает основание полагать, матрикс имеет диагенетическое или постседиментационное происхождение. Современные пески по составу обычно незрелы или незрелы. Исключением служат пески, образующиеся непосредственно при разрушении древних сверхзрелых песчаников. Для древних пород обычно

Таблица 7-2

Химические анализы современных песков

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
$\text{SiO}_2$	67,7	86,1	73,50	99,72	31,10	76,70
$\text{TiO}_2$	0,8	0,74	0,34	—	Следы	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,6	5,45	13,3	0,27	4,06	13,48
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,1	1,29	1,55	0,08	0,79	0,92
$\text{FeO}$		1,41	0,56			
$\text{MnO}$	0,1	0,06	0,04	—	—	—
$\text{MgO}$	1,9	0,1	0,56	0,02	1,20	0,74
$\text{CaO}$	4,1	0,58	1,12	0,06	30,55	1,40
$\text{Na}_2\text{O}$	2,8	0,55	2,34	0,09	1,51	1,75
$\text{K}_2\text{O}$	2,1	0,46	4,01	0,01	1,07	3,41
$\text{H}_2\text{O}^+$	Не упр.	1,10	1,80	—	3,25	—
$\text{H}_2\text{O}^-$	—	0,27				
$\text{P}_2\text{O}_5$	—	0,14	0,02	—	Следы	Следы
$\text{CO}_2$	Не упр.	0,58	0,12	—	25,20	—
Р, п. а.	—	—	—	—	—	—
S	—	0,02	—	—	—	—
Сумма	97,5	100,17	98,27	100,25	98,73	—

А Усредненный образец, р. Козумбин — песок и крупнозернистый алевроит [318]. Литологический состав, преимущественно граувакка.

В Песок в Огайо Кэбро штат (Иллинойс, США [97]. Сублититовый аргилит.

Г Современные реки, Западная Чинауа, Мексика [313]. Вулканический аргилит.

Д Пляжные пески (смесь 22 проб), восточная часть побережья Мексиканского залива [150]. Ортокварцитовый песок, второй шик.

Е Дюнный песок, Сент-Катл (северное побережье Франции) [11]. Обогащен обломками речных кварцев и небольшими количествами полевого шпата и биотита.

Г Речной песок, р. Луара, Франция [44]. Содержит детритовый кварц, полевой шпат, кремнистый сланец и немного глаукогана.

присутствие чистых кварцитов (ортокварцитов), которые, по-видимому, сейчас не образуются. Отмечено также, что скопления современных песков в большинстве своем характеризуются линейной конфигурацией; обширные покровные образования, присущие прошлым геологическим эпохам, в общем отсутствуют. Наконец, структура и состав современных песков слабо отражают условия осадконакопления, но взамен этого они более тесно связаны со структурой и составом исходных пород. Воздействие течений улучшает сортировку, но установление различий между дюнными, пляжными и речными песками на базе гранулометрии в лучшем случае неопределенно. Определяющим фактором состава современных песков является область питания.

образом глубоководным песчаникам. Некоторые песчаники (возможно, большинство) не имеют ни той, ни другой текстуры; в других, по-видимому, отсутствует любая внутренняя текстура. Однако исследование рентгеновскими лучами показывает, что в большинстве случаев эти кажущиеся массивными песчаники характеризуются той или иной слоистостью [131]. Более детально осадочные текстуры описаны в гл. 4.

### Минералогия

Расшифровка истории песчаника опирается на тщательное изучение его минерального состава. Однако одного лишь перечня содержащихся в нем минералов недостаточно. Необходимо распределить компоненты песчаников на несколько групп, отвечающих обоснованным генетическим категориям: группу первичных обломков, группу цементирующих минералов и группу минералов, происхождение которых связано с постседиментационными преобразованиями. Такое подразделение предполагает интерпретацию и суждение, основанные на деталях, доступных наблюдению (преимущественно структурных), и на взаимоотношениях зерен минеральных компонентов. Некоторые минералы, например кварц, могут быть представлены в нескольких категориях. Кварц может быть и обломочным компонентом, и цементирующим материалом.

Перечень первично обломочных минералов, встречающихся в песках, очень длинный. Если исходные породы подверглись неполному выветриванию и транспортировка была короткой, почти все известные минералы размера песка, содержащиеся в исходной породе, могут быть обнаружены в песках. Для более детального ознакомления с распространенными обломочными минералами рекомендуем классические работы Миллера [217], Крамбеяна и Петтиджона [165], Тихела [296], Дюпеле [75] и Рассела [260].

Хотя перечень возможных минералов длинный, в практике встречается относительно небольшое их число, а в большинстве шлифов количество видов минералов еще более ограничено. В большинстве песчаников преобладающим минералом является кварц, часто его доля достигает 90% от всей обломочной фракции. Полевые шпаты, хотя и являются распространенными минералами, играют здесь, в отличие от изверженных пород, подчиненную роль. Кроме кварца и полевого шпата, только слюда, при условии ее содержания в исходной породе, может стать существенной составной частью обломочной фракции нормального песчаника. В некоторых песчаниках присутствуют обломки пород, иногда они встречаются в изобилии.

**Кварц, опал и халцедон.** Кварц, самый распространенный минерал песков, главный компонент многих песчаников. Обычный песчаник на две трети сложен кварцем. Являясь первично обломочным минералом, кварц может быть также аутигенным, образуя во многих случаях нарастания на обломочных зернах, в этом качестве он играет роль цементирующего материала.

Обломочный кварц песчаников имеет диаметр зерен менее 1 мм, а обычно — менее 0,6 мм [61]. Зерна крупнее 1 мм обнаруживают тенденцию быть сложными, поликристаллическими, в отличие от более распространенных монокристаллических зерен. Величина кварцевых зерен определяется главным образом размером кварцевых зерен в исходной породе. Первоначальным источником почти всего обломочного кварца являются содержащие кварц изверженные породы, преимущественно граниты. Дейк [61] показал, что эти породы редко

рованности достаточно определять соотношение  $K_p$  меньшего зерен. В хорошо отсортированных песках это  $K_p$  меньше 10, в слабо сортированных песках оно может превышать 10. Зерна песка характеризуются большим разнообразием форм и окатанности. Вопросы интерпретации гравиметрических стей и другие геометрические свойства уже рассматривались (см. гл. 3).

Пески имеют тенденцию к плотной упаковке. Зерна несферической формы обычно располагаются так, чтобы длинные оси были параллельны поверхности осадконакопления, в некоторых случаях они характеризуются черепитчатым расположением. В большинстве случаев в зернах в срезе, параллельном плоскости напластования, видна слабая ориентировка, соответствующая направлению течения осаждающего потока. В редких случаях отмечается беспорядочная ориентировка, обусловленная постседиментационным перемещением, часто вызываемым живыми организмами (биотурбацией).

Пустоты обычно занимают 30—35% объема песчанника. В результате образования матрикса или отложения цемента объем пор уменьшается. В «среднем» песчаннике пористость близка к 15%, в исключительных случаях она может приближаться к нулю. Цемент может отлагаться как кристаллографическое продолжение обломочных зерен (например, кварц на кварце, кальцит на кальците), но может также отлагаться на обломочных зернах в виде друзовой «рубашки», или в виде микрокристаллической мозаики в пустотах. Только карбонатный цемент может иметь крупнокристаллическую структуру и включать одно или более обломочных зерен в такой кристаллический индивид или «песчаный кристалл» (см. рис. 12-3). Некоторые виды цемента, особенно карбонатный цемент, вторгаются в каркас и частично замещают его. Свойства цементирующих материалов, их строение и связь с зернами каркаса, а также вопросы их происхождения более детально рассматриваются ниже (с. 304).

Пески варьируют в широких пределах по степени зрелости. Конечным продуктом процессов формирования осадка является такой осадок, в котором содержатся зерна только одного минерала (наиболее устойчивый — кварц), одного размера (совершенная сортированность) и характеризующиеся полной окатанностью. Таких песков не существует, но некоторые приближаются к идеалу достаточно близко. Концепция зрелости как структурной, так и по составу представляется весьма важной, и для выяснения степени зрелости песка не следует жалеть усилий [89].

### Текстуры

Песчанники присущее большое разнообразие осадочных текстур, которые лучше всего видны в обнажениях. Большое значение имеют внутренние текстуры отдельных пластов. Часто в песчанниках видна косая слоистость, масштабы которой считают функцией как крупности зерен, так и мощности слоя осадков. Одним из характерных признаков рыхлой, другим — внутренней градиционной текстуры. Как уже отмечалось, градиционная (ритмическая) и косая слоистость (непродолжительно крупномасштабная косая слоистость) являются взаимноисключающими текстурами и считаются характерными для двух различных фациальных типов песчанников. Сортированная слоистость — это показатель осадконакопления ниже волновой базы и свойственный главным

выделенные группы указывали на источник сноса. Сорби [281], наряду с Макки [196], был одним из первых исследователей кварца в осадочных породах. Позже появились работы Крынина [168, 173], в которых выделены такие разновидности кварца, как изверженный (включая глубинномагматический, вулканогенный и гидротермальный кварц), метаморфический (включая давленный и инъекционный кварц) и осадочный (может быть аутигенной оболочкой обрастания или заполнения жиды и пустоты). Классификация Крынина трудна для применения частично из-за того, что признаки, используемые для разделения, перекрывают границы групп, а частично из-за недостаточной изученности кварца в исходных породах. Хотя статистические величины для нескольких типов исходных пород могут иметь различия, однако часто бывает невозможно отнести конкретные зерна к тому или иному классу\*.

Несмотря на то, что во всех случаях отличить изверженный кварц от метаморфического невозможно, часто удается распознать вулканогенный кварц (т. е. кварц, образовавшийся из эффузивных изверженных пород, особенно из кварцевых порфиров). Такой кварц является преимущественно ненапряженным и характеризуется простым погасанием; зерна его могут иметь изрезанные или округлые очертания, обусловленные резорбцией магмой, а в отдельных случаях продемонстрировать прямые грани гексагональных биπирамидальных кристаллов. Вулканогенный кварц часто образует ассоциации с обломками кислых пород, а иногда — с зернами полевых шпатов зонального строения. В исключительных случаях кварц вулканического происхождения составляет значительную часть как молодых [313], так и древних песков [298].

Более важную роль играет поликристаллический кварц, зерна которого представлены двумя или более кристаллами. Во многих песках поликристаллический кварц имеет такое же распространение, как и монокристаллический. Составные зерна кварца могут быть сложены микркристаллическим кремнистым сланцем, тонкозернистым кварцитом или более грубозернистым кристаллическим кварцем либо магматического, либо метаморфического происхождения. Недавние исследования грубозернистого кристаллического кварца [22, 21, 52, 306] показали, что, чем крупнее зерно, тем больше шансов у него быть поликристаллическим. Отмечено также, что соотношение поли- и монокристаллического кварца наименьшее в более зрелых песках; возможно это происходит из-за меньшей стабильности поликристаллических форм. Поликристаллические зерна разнообразны по размеру и строению составляющих их элементов. Одни из них полигональные, т. е. с прямыми простыми границами, обычно сходящимися под углом  $120^\circ$ ; в других случаях границы сложно-сутурные. Предполагается, что первые возникают при «статическом отжиге», а вторые — при «холодной обработке» [306].

Распространенность кварца в песках, естественно, объясняется его высокой стабильностью. В среднем содержание кварца в изверженных породах колеблется от 12 [46] до 20,4% [186] тогда как песчанки, ведущий происхождение от изверженных пород, в среднем содержит

\* В нашей стране разработана вероятностная методика определения источников сноса по кварцу, позволяющая по сумме типоморфных признаков (включениям минералов и минералообразующей среды, а также оптически определенным структурным дефектам зерен) с той или иной степенью надежности отнести каждое конкретное зерно кварца к определенному генетическому типу — И. М. Симанович «Кварц песчаных пород» [1978 г.]. — Прим. ред.

дают зерна крупнее 1 мм. Крупные зерна в этой и настолько растресканы и разбиты, что только 9% кварца в Дейком породах было крупнее 1 мм. Размер 20% зерен 0,6 мм.

Форма кварцевых зерен весьма разнообразна, но в основном близка к сферической. Зерна часто слегка продолговатые и по длине обычно совпадают с направлением кристаллографической оси *c*. Уэйланд [312] объясняет это векторной абразией, обусловленной незначительными различиями в твердости кварца по оси *c* и по оси *a*. Однако Ингерсон и Рамш [154] установили, что кварцевые зерна изверженных, метаморфических пород и даже гранита стремятся иметь удлиненную форму в направлении, параллельном оси *c*, что является выражением призматического габитуса кварца. Поэтому конечная форма осадочного кварца отображает первоначальную его форму. Блосс [23] и Моос [220] экспериментально установили, что кварц обладает несовершенной призматической и ромбоэдрической спайностями, поэтому при раскалывании образуются зерна, вытянутые либо параллельно оси *c*, либо под определенным углом к ней. При установлении области сноса была использована удлиненность зерен: кварц метаморфических пород характеризуется большей удлиненностью, чем кварц магматического происхождения. Это подтверждается данными Бокмана [25], установившего, что средний коэффициент удлиненности (отношение длинной и короткой осей) равен 1,43 для гранитов и 1,75 — для кристаллических сланцев.

Большая часть обломочного кварца содержит включения. Они обычно мелкие, беспорядочно расположенные в зерне, хотя и проявляют тенденцию к упорядочению по плоскостям. Включениям как средству выяснения происхождения кварца уделялось большое внимание. Макки [196] разделил обломочный кварц по характеру включений на 4 группы: с игольчатыми, правильными, неправильными включениями, без включений. Примером игольчатых включений являются иглы рутила. Правильные включения образуют минералы, имеющие кристаллографическую огранку. Неправильные включения составляют заполненное флюидом пространство с пузырьками газа или без таковых. Наблюдения Макки привели к выводу, что игольчатые и неправильные включения характерны для кварца изверженных пород; кварц кристаллических сланцев и гнейсов содержит правильные включения. Основываясь на более полных наблюдениях, Келлер и Литлфилд [159], по-видимому, разделяют эту точку зрения, хотя подчеркивают, что ни один тип включений не является диагностическим ни для изверженного, ни для метаморфического кварца.

Погасание кварца варьирует от резкого до волнистого. Кварц, подвергшийся воздействию деформирующих усилий, характеризуется «загазованностью» напряжения или «волнистым погасанием», наблюдаемым при скрещенных полях. В связи с этим считалось, что кварц метаморфических пород характеризуется заметным волнистым погасанием, что не свойственно кварцу изверженных пород. Однако наблюдения показывают, что крупнозернистый кварц определенных гранитов обладает большей напряженностью, чем мелкозернистый отожженный кварц некоторых метаморфических пород. Сделав вывод, что волнистое погасание является ненадежным критерием при определении области сноса [22].

На основании тех или иных особенностей обломочного кварца принимались неоднократные попытки его классификации с тем, чтобы

специю, которая дает возможность дифференцировать ядро и зону разрастания [277] \*.

Опал и халцедон также широко распространены в песчанниках и в качестве компонентов обломочных зерен кремния и (более редко) как цемент. Опал никогда не содержится в очень древних песчанниках, так как он подвергается девитрификации и кристаллизуется в виде халцедона. Халцедоновый цемент обычно облекает обломочные зерна и характеризуется волокнистостью. При этом волокна располагаются перпендикулярно поверхности зерна.

Полевые шпаты, являясь самой распространенной группой минералов изверженных пород, в песчанниках играют подчиненную роль по отношению к кварцу. Однако в некоторых современных песках их содержится больше, чем кварца. Среднее содержание полевых шпатов, введенное по 404 образцам современных песков Северной Америки, равно 15,3% [238], что аналогично значению, полученному по 435 образцам песчанников (от докембрийских до четвертичных) Русской платформы [256]. Среднее (но не средневзвешенное) значение по 98 песчанникам Северной Америки составило 10,2%.

Идентификация полевых шпатов и установление различий между их разновидностями — дело трудное, особенно при модальном анализе, когда требуются данные по каждому зерну. Единственным удовлетворительным методом является окрашивание [258, 185].

Полевые шпаты в песчанниках включают калиевые полевые шпаты, часто микроклин и плагиоклазы, обычно близкие по составу к альбиту. Зональные кристаллы полевых шпатов распространены ограниченно, их происхождение часто связывается с вулканическими источниками, где полевые шпаты представлены ограниченными кристаллами или их обломками. Обломочные полевые шпаты могут быть прозрачными или с частичным или полным помутнением, связанным с появлением продуктов изменения.

Предпринимались попытки проследить связи разнообразных полевых шпатов с потенциальными исходными породами [251]. Волнистая зональность указывает на вулканическое или гипабиссальное происхождение [239]. Полевые шпаты кислых вулканических пород чаще всего представлены самидином, в глубинных магматических породах преобладает ортоклаз или микроклин. В пирокластических породах полевые шпаты содержатся в виде эвгедральных или разбитых эвгедральных кристаллов, иногда с оболочкой из стекла или раскристаллизованного стекла.

Очевидно, полевые шпаты отличаются меньшей стабильностью по сравнению с кварцем: поэтому остаточные продукты выветривания глубинных изверженных пород обеднены полевыми шпатами и обогащены кварцем. Обоedнение является результатом распада полевых шпатов по профилю выветривания, оно может быть усилено их разрушением в процессе абразии при транспортировке.

Хотя полевые шпаты считаются более подверженными механическому разрушению, чем кварц, данные на этот счет противоречивы. Макки [196] отмечал уменьшение содержания полевых шпатов с 42 до 21% в песках р. Файндхорн в Шотландии при их транспортировке на расстоянии 48—64 км; он считал, что это обусловлено абразией. Плам-

\* В упомянутой работе рассмотрено постседиментационное преобразование обломочного кварца в структур кварцевых песчаных пород на разных стадиях его изменения — от диагенеза до метаморфизма амфиболитовой фации включительно. — При м. ред.

67—70% кварца [186]. Такое обогащение предполагает высокую механическую и химическую устойчивость кварца. Он совершенно нерастворимым, и при определенных условиях, имеет место в некоторых почвах, несет заметные следы коррозионности [57, 47]. Однако в песчанике кварц не только стабилизируется, возрастает в объеме, что доказывалось вторичным разрастанием, заметно устойчивее кремня, который обычно подвержен внутреннему растворению [279].

Кварц обладает большой механической прочностью. Добре опираясь на эксперименты, установил, что кварц теряет лишь 0,1 объема при транспортировке на 1 км. Изучение процесса абразии Тиллем [293] и Кюененом [178, 180, 181] подтверждает факт медленного абразивного разрушения кварца.

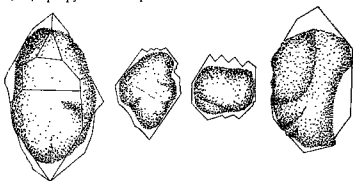


Рис. 7-1. Увеличение размеров кварцевых зерен в результате регенерации. Точечный контур показывает границы песчаного зерна, сплошные линии — границы кристаллов после вторичного роста. По Иранингу и Ван-Хайзу [155]

Кварц играет также важную роль как цементирующий материал песчаников. Он является преобладающим цементом во многих песчанниках, особенно палеозойских и более древних. Кварц как цемент во многих случаях появляется в результате вторичного разрастания (регенерации) обломочных кварцевых зерен. Такое разрастание описано Сорби [281]. Вскоре после него Иранингом и Ван-Хайзом [155] описаны многочисленные примеры регенерации кварца в образцах из разрезов Северной Америки. Это явление широко распространенное и, может быть, универсальное для всех песчаников, в которых цементом служит кристаллический кварц. В слабоцементированных песчанниках кварцевые зерна могут быть легко отделены и исследованы под бинокулярным микроскопом. При разрастании кварца восстанавливается его основная форма и симметрия кристалла (рис. 7-1). Даже в макроскопическом образце можно установить такое разрастание по блеску, видимому при ярком солнечном освещении и обусловленному отражением света от многочисленных граней вновь образованных кристаллов. В шлифе можно видеть, как зона разрастания отделяется от обломочного ядра полоской примесей, очень четкой, если обломочное зерно перед разрастанием было покрыто рубашкой окислов железа (см. рис. 7-20). Однако во многих сливных кварцитах граница между обломочным ядром и зоной разрастания менее четкая, а в некоторых случаях ее установить невозможно. Если шлиф исследуется с применением катодной люминесценции, содержащийся в кварце редкий элемент вызывает флюорес-

битом). Хотя оболочка разрастания является кристаллографическим продолжением ядра, все-таки отмечается небольшая разница в углах погасания, что свидетельствует о некотором, хотя и слабом, различии в составе (см. рис. 7-29). Аутигенные полевые шпаты почти всегда представляют собой чистые щелочные полевые шпаты. По петрографическим и экспериментальным данным известно, что смешанные полевые шпаты, т. е. натриево-калиевые и калиево-натриевые, образуются только при высоких температурах. Осадочные, низкотемпературные полевые шпаты представляют собой наиболее чистые из известных полевых шпатов [18] \*.

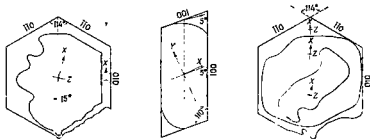


Рис. 7-2. Оптические соотношения обломочных зерен и регенерационных краев полевых шпатов. По Голдичу [113].

Слева — плоскость (001), в центре — плоскость (010), справа — плоскость (001) зерна с двумя зонами вторичного обрастания

Вторичное разрастание происходит после отложения обломочных зерен полевых шпатов. Однако в некоторых случаях отмечаются признаки нескольких циклов вторичного разрастания (рис. 7-2). Первоначальная оболочка может быть стерта до последнего по времени проявления вторичного разрастания полевых шпатового зерна [113].

Условия образования аутигенных полевых шпатов до конца не изучены. Большинство исследователей признают диagenетическое происхождение и отвергают метаморфическое или гидротермальное их образование [113], хотя есть подтвержденные случаи существования связи между вторичными полевыми шпатами и магматическими интрузиями [138]. Было отмечено, что для образования вторичных полевых шпатов необходима морская вода, поэтому такие полевые шпаты несут доказательства морского происхождения [58].

Обломки пород. Грубозернистые породы, как изверженные, так и метаморфические, не представлены в обломочных зернах среднезернистых кlastических осадков. Эти осадки ведут свое происхождение преимущественно от разрушающихся глубинномагматических пород. С другой стороны, обломки тонкозернистых пород могут присутствовать в песках, в некоторых из них (лититовых аренитах) они являются основным компонентом, превосходя даже кварц. Средний современный песок, полученный по 85 пробам, содержит 20% обломков пород [238]. Пески р. Огайо в среднем (по 187 пробам) содержат 31% обломков пород [97]. В 13 палеозойских песчаных формациях центральных Аппалачей содержание обломков пород колеблется от 0 до 33%, составляя

\* Чистый калиевый полевой шпат (сангидин) с очень низким содержанием альбитовой молекулы установлен как продукт вторичного преобразования в океанических базальтах — Прим. ред.



ли [271] выявил аналогичное уменьшение вниз по течению во  
грубозернистого песка на р. Батл в Южной Дакоте. Но, с др  
роны, он же обнаружил, что содержание полевых шпатов в  
р. Чейен уменьшилось незначительно (29—24%) на расстоянии 248  
а, как отметил Рассел [259], содержание полевых шпатов в п  
р. Миссисипи изменилось от 25% близ Кэйро, штат Иллинойс, до  
в Мексиканском заливе, т. е. отмечено весьма незначительное ум  
шение при транспортировке на расстоянии 1770 км. Эти ограниченные  
данные позволяют предполагать, что содержание полевых шпатов  
снижается достаточно быстро в турбулентных, переносящих гравий,  
высокоэнергетических потоках, а в крупных реках это снижение проис  
ходит медленно. Возможно, существенным фактором уменьшения содер  
жания полевых шпатов в песке является интенсивное протекание пляж  
ных процессов.

Химическая неустойчивость полевых шпатов проявляется легко.  
Данные Голдича [114] по профилям почв свидетельствуют, что устой  
чивость различных видов полевых шпатов разная: разновидности, со  
держащие кальций, значительно менее устойчивы, чем щелочные, осо  
бенно микроклин. Устойчивость полевых шпатов в песчанниках имеет  
иной характер, чем в почвах. Во многих песчанниках обломочные поле  
вые шпаты характеризуются вторичным разрастанием. Поскольку раз  
растание происходит почти исключительно за счет калиевых или нат  
риевых полевых шпатов, по-видимому, эти разновидности являются  
устойчивыми в условиях низкого давления, низкой температуры и вод  
ной среды, т. е. в условиях, преобладающих в поровом пространстве  
песчанников.

Роль обломочных полевых шпатов служила предметом длительной  
дискуссии «аркозовой проблемы». Устойчивость полевых шпатов, по-ви  
димому, является функцией как интенсивности процессов разрушения,  
так и длительности этих процессов. Там, где рельеф характеризуется  
большими перепадами, а эрозия протекает быстро, полевые шпаты не  
подвергаются полному распаду и присутствуют в песках; там же, где  
рельеф сглаженный, а эрозия замедленная, полевые шпаты разрушают  
ся. Роль климата представляется второстепенной, но определенно, раз  
рушение полевых шпатов замедляется в условиях исключительно  
сухого и очень холодного климата. Эта проблема и факты, связанные  
с ней, более детально рассматриваются в разделе, посвященном арко  
зам (с 273).

На полевых шпатах, как и на кварце, проявляются вторичные раз  
растания, которые, хотя и в малой степени, могут также служить це  
ментом. В песчанниках можно легко отличить обломочные ядра и вто  
ричную оболочку обрастания (см. рис. 7-29). Ядра обычно округлые и  
кальцинированные или измененные иным способом, так что наблюда  
ется контраст между почтупевшим ядром и прозрачной регенерацион  
ной оболочкой. В процессе своего роста периферический материал име  
ет тенденцию формировать грани кристалла и принимать правильную  
кристаллическую форму, обычно форму простого ромбического кри  
сталла. Как правило, аутигенные полевые шпаты, в отличие от вторич  
ного кварца, слагают лишь небольшую часть объема породы.

Ядра большинства зерен представлены полевыми шпатами три  
клинной сингонии (микроклином). Оболочки чаще всего сложены не  
сдвоенными кристаллами калиевых полевых шпатов. Известна  
также регенерация обломочных плагиоклазов. Зоны вторичного обра  
стания таких ядер сложены чистым натриевым полевым шпатом (аль

Широко распространены и биотит, и мусковит; биотит во многих случаях преобразован в хлорит или, в редких случаях, в глаукогит [105].

Слюды встречаются как в виде четких пластинок, так и тонко расщепленных чешуй и мелких частиц. Находясь в контакте с более жесткими зернами, крупные пластинки в результате уплотнения песка изгибаются или деформируются. Чешуйки обычно ориентированы параллельно плоскости напластования и, следовательно, друг другу. Они более многочисленны в тонкозернистых прослоях, а в некоторых породах концентрируются на отдельных плоскостях напластования, которым придают блеск и, возможно, увеличивают первоначальную slickenite-поверхность напластования.

По мнению Крынина [168], пластинки слюды могут быть хорошо окатанными, что указывает на специфическое воздействие медленных течений, характеризовавшихся слабым возвратно-поступательным движением воды. Шестиугольные пластинки биотита отличной сохранности, встречающиеся в некоторых осадках, как предполагается [168], выпали с вулканическим пеплом.

Обломочные слюды ведут происхождение от слюдосодержащих гранитов и гнейсов и особенно часто от слюдястых кристаллических сланцев. Много их в филларенитах. Слюдам иногда [184] придавалось диагностическое значение при определении континентальных или литоральных условий осадконакопления, но возможно, такая связь объясняется тем, что аллювий и дельтовые осадки крупных рек представлены главным образом лититовыми песчаниками со смешанными, осадочными и метаморфическими источниками сноса. Слюды известны в турбидитных осадках; их значительно больше в отдаленных частях подводных конусов выноса, чем в проксимальных [190].

Тяжелые минералы. Среди минералов исходной породы, подвергшейся разрушению, выделяются так называемые «тяжелые минералы». Эти встречающиеся в небольших количествах в песчанниках акцессорные минералы отличаются повышенной плотностью (большей, чем плотность бромформа — 2,85). Составляя в редких случаях больше 1% породы, а обычно не более 0,1%, тяжелые минералы ведут происхождение от акцессорных минералов исходной породы; реже они представляют собой сохранившиеся остатки достаточно распространенных, но неустойчивых мафических компонентов исходных пород. Примером устойчивых акцессорных минералов является циркон. Представителем более распространенных, но неустойчивых мафических компонентов материнских пород может служить роговая обманка. Число видов и концентрация тяжелых минералов в породе колеблется в широких пределах: от 2—3 до 20 и более и от нескольких сотых процента до тех исключительно высоких концентраций, которые встречаются в ряде россыпей. В большинстве песчаников они составляют менее 1%.

Если тяжелые минералы являются новообразованиями при разрушении кристаллических пород, то им свойственна слабая выветрелость. Минеральная ассоциация характеризуется присутствием фрагментов кристаллов, ограниченных плоскостями спайности, и более или менее правильных кристаллов (рис. 7-3). Если же тяжелые минералы образуются из более древних осадков, менее устойчивые виды обычно отсутствуют, а сохранившиеся устойчивые разновидности демонстрируют заметную окатанность (рис. 7-4).

Тяжелые минералы встречаются настолько редко, что в шлифе можно наблюдать обычно не больше 1—2 зерен. Для исследований их

в среднем 13% [238]. Позднемезозойские песчаники до то содержат от 20 до 75% обломков пород [69].

Число разновидностей пород различно, но может быть до бо́льшим. Около 19 типов пород было установлено в граувакках ма в горах Гариа (ГДР) [207].

Содержание обломков пород зависит от размерности матер Оно больше в грубозернистых песчаных фракциях, однако об можно обнаружить и в тонкозернистых песках. По мере уменьшения раз- мера зерен идентификация становится более трудной и субъективной [24]. Определение мелких зерен пород весьма затруднительно. Диккинсон [70] предлагает использовать для классификации обломков пород опе- ративные критерии, главным образом структурные. Он выделяет: 1) об- ломки вулканических пород, имеющие структуру изверженных афани- тов, 2) обломки кластических пород с обломочной структурой, 3) тек- тонические обломки с сланцеватым или полусланцеватым строением, 4) микрогранулярные обломки, т. е. обломки, состоящие из приблизи- тельно равновеликих зерен, п 5) обломки карбонатных пород. Эти ка- теории могут быть подразделены более подробно: вулканические зерна разбиваются на фельзитовые, микролитовые, лейстовые и стекловатые; кластические могут быть алеврито-песчаными или глинистыми, или вулканокластическими; тектонические бывают либо метасадочными, либо метавулканическими; микрогранулярные подразделяются, хотя и с трудом, на гипабссальные, роговиковые и осадочные виды. Для де- тального ознакомления с критериями классификации рекомендуем ра- боту Диккинсона.

Две проблемы идентификации заслуживают специального обсу- ждения. Значительные трудности может представлять очень важное раз- личие между обломками фельзитов и кремней. Фельзиты обычно раз- личаются по присутствию микрофенокристов, осколкам стекла (как в спекшихся туфах), слабому внутреннему рельефу (связанному с раз- личием показателей преломления кварца и полевых шпатов) и окраске полевых шпатов в шлифах в красный или желтый цвет. Кремни могут содержать редкиты спикул, радиолярий или диатомей или иметь оолит- овую структуру. Проблема различия между фельзитами и кремнями об- суждалась Вольфом [325].

Третьей трудностью идентификации является проблема установления различий между обломками разрушенных и перенесенных микролитовых карбонатов и цитраклитами с другими карбонатными материалами, образовавшимися внутри данного бассейна. Последние характерны для кляккеритов. Обломочные карбонаты обычно представлены грубозер- нистыми доломитами, но также больше свойственно образовывать асс- пиниты с другими терригенными обломками пород.

Обломки пород характеризуются разной стойкостью к разруше- нию. Кремнистые или фельзитовые обломки устойчивы к воздействию процесса абразии, в то же время обломки кристаллических сланцев легко подвергаются разрушению [38]. Следовательно, подразумевается, что песок, в котором содержатся такие обломки, были перенесены на небольшое расстояние.

Слюды обломочного происхождения встречаются в песчани- ках, особенно литовых песчаниках, граувакках и аркозах. Благодаря своей тонкопластинчатой форме обломки слюд, несмотря на высокую плотность и крупные размеры, часто ассоциируются с мелкозернистми песчаниками и алевритами. Обычно они не встречаются вместе с хорошо прочитыми песками.

[28, 86]. Некоторые минералы являются диагностическими для определенных исходных пород. Другие, подобно кварцу, более универсальны и содержатся почти во всех возможных источниках матернала. В этом случае для определения исходной породы используются такие изменчивые характеристики, как включения или цвет. Работа Крынина по турмалину [172], в которой он выделяет 13 разновидностей или подтипов, а также исследования Вайтениджа [305] по циркону — пример использования таких изменчивых параметров. (Вопрос о тяжелых минералах и источниках сноса рассматривается дополнительно в гл. 13).

Площадное распределение характерной ассоциации тяжелых минералов определяется как осадочная петрографическая провинция. Картирование таких провинций существенно помогает нам изучать палеотечения и палеогеографическую обстановку. Для детального рассмотрения этой темы рекомендуем обратиться к исследованию Поттера и Петтиджона [244] и работе Фюхтбауэра [101], посвященной песчанникам Германской молассы, как примерам использования тяжелых минералов в данном аспекте. (Дальнейшее развитие этой темы — в гл. 14).

Кальцит, доломит и сидерит. Карбонаты широко распространены в песчанниках в качестве цемента, они могут быть представлены обломками пород или кальцитом, а также слатать окаменелости и обломки скелетов организмов.

Кальцит как цемент является столь же распространенным, что и кварц в мезозойских и кайнозойских песчанниках [290]. В слабо сцементированных песчанниках кальцит наблюдается под микроскопом в виде оторочек песчаных зерен. Однако в большинстве песков с карбонатным цементом кальцит образует кристаллическую мозаику, заполняющую пространство между зернами. Каждая поря содержит один, самое большее два или три кристалла (см. рис. 7-30). В некоторых песчанниках кристаллы кальцита очень крупные — в диаметре 1 см или более. В этом случае говорят, что песчанники обладают пятнистым блеском. Неполная цементация таких песчанников приводит к формированию крупных кальцитовых энгедральных кристаллов, обычно скаленоэдров, с включениями обломочного песка (см. рис. 12-3). (Более детальное описание этих кристаллов и кальцитовых конкреций в песчанниках приводится в гл. 12).

В некоторых песчанниках зерна кварца пространственно разобщены и как бы плавают в массе карбонатного вещества (см. рис. 7-30, в). Такие песчанники рассматриваются как первичная смесь обломочного кварца и обломочных карбонатов, причем последние перекристаллизованы и цинце не содержат никаких следов кластического происхождения.

В качестве цемента некоторых песчанников известен также доломит. Иногда он служит обломочным компонентом и представлен как в виде частичц, так и крупных обломков ромбоэдрических кристаллов [262].

В некоторых песчанниках присутствует сидеритовый цемент, но из-за неустойчивости и легкой окисляемости его можно наблюдать только в кернах или других свежих образцах и почти никогда — в естественных обнажениях.

Глинистые минералы и другие силикаты. Наиболее распространенные глинистые минералы, такие как каолинит и монтмориллонит, хлориты, разнообразные цеолиты, глауконит, содержатся во многих песчанниках. Некоторые из них характеризуются первичным обломочным происхождением, большинство же — диагенетические.

необходимо сконцентрировать и отделить от легких минералов. Методы такого разделения редких руководств по осадочной петрографии [185, 186].

Изучение выделенных тяжелых минералов представляя в некоторых случаях для стратиграфической корреляции теоретически каждое стратиграфическое подразделение в ка- пени отличается от любого другого по характеру и количеству сорных минералов [28, 217]. В общем, справедливость этого по- подтверждалась многократно и оно служит основой «петрогра

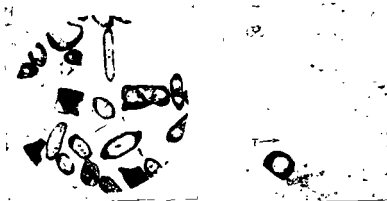


Рис. 7-3. Тяжелые минералы. Без анализатора,  $\times 120$   
Примечательно асимметричный, местами слегка корродированный циркон

Рис. 7-4. Тяжелые минералы из песчаника Сент-Пьер (ордовик). Без анализатора,  $\times 160$

Минералы хорошо окатанные зерно Шермана (17) и турмалины (7)

корреляции». Успех такой корреляции зависит не только от установле- ния характерной ассоциации минералов, но и от специфичности разно- ных шистей, а также от меняющегося во времени соотношения минераль- ных компонентов. Такие различия обуславливаются последовательной тенденцией разнообразных толщ пород. Каждая новая вскрываемая эршей толща добавляет к отлагающемуся осадку новые типы или разновидности минералов или меняет уже сложившееся соотношение типов. Корреляция усложняется переработкой древних осадков, так как новые осадки содержат многие тяжелые минералы, общие с отложе- ниями, при разрушении которых они образовались.

Проблема изучения комплекса тяжелых минералов еще более ус- лажняется избирательным растворением, которому подвергалась ас- социация минералов после осадконакопления. Поэтому современная минеральная ассоциация является функцией как состава исходных по- род, так и устойчивости минералов (и, следовательно, способности со- щрмляться и в условиях почвенных слоев, и на стадии существования самого осадка). Вопросы устойчивости и внутрислойного раство- рения являются предметом длительных дискуссий [28, 232, 6, 8, 317].

Оказалось, что набор тяжелых минералов показателен при о- цевке типа исходной породы, из которой образовался данный и

в выноса, если процессы не изохимичны, а также для установления происхождения конечных продуктов, когда первоначальные осадочные структуры и текстуры уже неопределимы. Анализы полезны также в случае тонкозернистых песков или песков с тонкозернистым цементом, модальный анализ которых произвести трудно. Химические данные, особенно усредненные, нужны для исследования баланса массы и движения вещества в процессе общей эволюции Земли.

Результаты анализа химического состава песка (как и большинства других пород) обычно выражаются в оксидах. Содержание самого кислорода фактически не определяется, так что практика выражения состава через окислы основывается на допущении, что определяемые элементы соединяются с кислородом в стехиометрическом соотношении (допущение не всегда верно). Например, если присутствуют сульфиды железа, очевидно, будет неправильным показывать железо в виде  $FeO$  и серу — как  $SO_2$ . К счастью, в большинстве осадков сульфиды довольно редки и подобные исключения не имеют большого значения.

Химические анализы в отношении надежности и полноты сильно варьируют. Для оценки и применения анализов требуются здравый смысл и хотя бы минимальные сведения о том, как они производятся. Вашингтон [311] провел исключительное исследование по вопросу полноты химических анализов, а также методов их оценки. Многие анализы характеризуются отсутствием полноты, вследствие чего даже содержание основных компонентов нельзя определить надежно. Некоторые аналитики, например, говорят о «потерях при прокаливании». Это может касаться свободной и связанной воды, углекислого газа, сульфидной серы и углерода или органического вещества. Можно пропустить наличие такого важного компонента, как титан. Будучи не определенным, он входит в одну группу с алюминием ( $Al_2O_3$ ), вследствие чего сильно завышается цифра содержания последнего. Во многих осадках не определяются раздельно щелочные металлы  $Na_2O$  и  $K_2O$ . Обычно пропускаются менее распространенные компоненты, такие как  $MnO$ ,  $P_2O_5$ ,  $BaO$ ,  $SO_3$  и даже  $CO_2$ . Такие неполные анализы безусловно затрудняют исследование осадков.

Окислы, которыми оперируют при анализах, обычно не присутствуют как таковые; они соединяются с другими оксидами, образуя минералы. Следовательно, химический анализ песка дает надлежащие результаты, только если что-то известно о его минеральном составе. Следует также напомнить, что при валовом химическом анализе песчанника не устанавливается различий между компонентами каркаса и цемента. По этой причине анализы песчанников нельзя сравнивать с анализами современных песков. Следует помнить и о другой особенности: минеральный а, следовательно, и химический состав кластических осадков зависит от их размерности. Постепенное уменьшение размера зерен приводит к уменьшению содержания кварца и соответствующему увеличению содержания глинистых минералов. Это означает уменьшение содержания  $SiO_2$  и повышение  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  (это хорошо видно из табл. 8-1).

В отличие от изверженных пород, минералы песчанников не образуют равновесных ассоциаций и поэтому невозможно подсчитать «нормативный» состав по валовому химическому анализу, как это делается при анализе изверженных пород.

В табл. 7-3 приведены вариации среднего химического состава обычных терригенных песков. В таблице содержится «средняя изверженная порода», так что можно видеть пределы фракционирования пес-

Каолинит встречается в породох кристаллизованного «блокового» перед был осажден из раствора [110].

Существенными компонентами матрикса являются серпикит и хлорит — вещества, рыхими исследователями как кристаллизованные глинистые живущие одновременно с ассоциирующими песками, а диавитингенные материалы, образовавшиеся при разрушении в части породы.

Разнообразные цеолиты часто присутствуют в вулканокластических песках или песках, которые содержат вулканические продукты (например, вулканическое стекло). Наиболее часто встречаются в частниках такие цеолиты, как анальцит, ломонтит, гейландит, клинодолит, морденит, которые являются диagenетическими и образуются в значительной степени из вулканических материалов, включая стекло, [134].

Глаукоцит в малых количествах присутствует во многих породах, но лишь в некоторых из них (гринсендах) он составляет существенную часть. Он встречается главным образом в каркасе песчаников в виде гранул песчаной размерности. Обычно гранулы имеют почти сферическую форму, являются многолопастными по контуру, под микроскопом образуют микрокристаллическую массу от желтовато-зеленой до травянисто-зеленой по цвету. Минералогия глаукогита изучалась Грюнером [125], Берстом [34] и Фостером [94]. Берст, в частности, показал, что вещество, именуемое «глаукоцитом», весьма разнообразно по составу и кристаллической структуре. Он выделил четыре его подвида, некоторые из них характеризуются незначительным содержанием калия. Содержание железа в глаукоците зависит от его концентрации в среде осадконакопления, как и содержание калия; при этом низкое содержание калия указывает на незрелость или деградацию [94].

Коллофан. Некоторые песчаники содержат фосфаты. Фосфатное соединение коллофан — сложный аморфный карбонат-фтор-акрилат — встречается в виде рассеянных фосфатосодержащих обломков костей, а также в виде стяжений или гранул, реже — оолитообразных частиц. В некоторых фосфоритовых песчаниках коллофан встречается в больших количествах и в виде зерен каркаса, и как цемент [35, 54], который либо образует друзовидную оболочку на зернах кварца, либо служит микрокристаллическим выполнением пор.

### Химический состав

Состав песчаника можно выразить через его валовой химический состав. Анализ валового химического состава очень полезен. Пески и другие осадки являются в известном смысле продуктом происходящих в широком масштабе процессов химической и механической дифференциации, которые, несмотря на некоторое несовершенство, приводят к удивительно хорошим результатам. Эти процессы, условия их достаточной продолжительности, разделяют элементы более или менее химически однородные конечные продукты. Для того чтобы полностью понять геохимические процессы и эволюцию разных типов осадков или дифференциатов, требуются химические анализы. Эти данные обеспечивают нормативный состав или «репер» изучения высокометаморфизованных продуктов, для изучения пр

ский обзор предмета, так и философское обоснование классификации и номенклатуры песчаников.

Оквывается, что песчаники лучше всего описаны и классифицированы с точки зрения их структуры и минералогического состава. Наиболее целесообразным критерием оказался состав: за небольшим исключением, он послужил основой всех классификаций. Все исследователи подчеркивают различия между цементирующими минералами и минералами, слагающими каркас, и рассматривают обломочную часть как важнейший параметр при выделении различных классов песчаников. Исследование любого песчаника (или современного терригенного песка) показывает, что его основными компонентами являются кварц, полевые шпаты и обломки пород; последние представляют собой частицы (песчаной размерности) тонкозернистого изверженного материала (например, фельзитов), материалов осадочного (кремнь, микритовый известняк) и метаморфического (сланцы) происхождения. Другие обломочные компоненты имеют малое распространение, и только в порядке исключения могут быть основной составной частью (например, глауконит в зеленом песке и магнетит в черных песках). Поэтому состав каркаса может быть выражен через три вышеназванных компонента, содержащие каждого из них показывается графически с помощью равносторонней треугольной диаграммы (рис. 7-5). По соотношению этих главных составных частей можно выделить основные классы или ряды песчанников. Площадь треугольника можно соответствующим образом подразделить с требуемой для любого случая детальностью.

Названная система пригодна для обычных песков, которые обладают четко выраженным каркасом и поровым пространством. Применение ее к пескам со значительным объемом матрикса (ваккам) вызывает трудности. Поэтому многие исследователи для целей классификации предложили разделить пески на две группы — пески с матриксом и без него, — а затем подразделять каждую из этих групп. Такое разделение терригенных песков на две упомянутые группы подверглось критике [70] не только из-за трудностей оперативного выделения матрикса, но также вследствие многообразного происхождения матрикса и возникающих отсюда проблем интерпретации. Несмотря на указанные трудности, в этой книге используется схема, предложенная Петтиджоном (236) и модифицированная Доттом [74]. Она показана на рис. 7-6.

Хотя в целом существует единодушное мнение, что такой подход к классификации песчаников является наиболее практичным и осмысленным, при его применении есть много вариантов. Существуют различия в установлении границ между группами песчаников, в их наименовании. В качестве примера можно привести работу Дикинсона [70]. Сохраняется также неопределенность в таком вопросе: относить ли поликристаллический кварц, особенно такие его формы, как кремнь, к обломкам пород или объединять с кварцем?

Наибольшую запутанность и противоречивость в вопросах систематик несет в себе термин *граувакка*. Крынин и Фолк исполь-

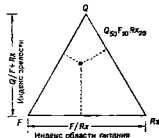


Рис. 7-5. Треугольная диаграмма, отражающая трехкомпонентный состав песка.

Q — кварц, F — полевые шпаты, R — обломки пород



ков. Ясно, что кварцевые ар в наибольшей степени, они обогобеднены другими компонентами. Менее разрушенные полевые шпаты и другие минералы песчанники в зависимости от степени зрелости могут иметь разный химический состав. Более того, пески демонстрируют большее разнообразие состава, чем глины. Это объясняется тем, что являются грубозернистым неизмененным остатком неходных тогда как глины представляют собой тонкозернистый конечный продукт при процессах разрушения. Но если первичная химическая природа песка определяется полнотой сформировавшего его процесса выветривания.

Таблица

Средний состав основных классов песчанников. По Петтиджону [237]

Компонент	Ортокварцит*	Лититовый арцит**	Грауваксы***	Аркоз****	Компонент	Ортокварцит*	Лититовый арцит**	Грауваксы***	Аркоз****
SiO <sub>2</sub>	95,4	66,1	66,7	77,1	K <sub>2</sub> O	0,2	1,3	2,0	2,8
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,3	0,6	0,3	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,3	3,6	2,4	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1	8,1	13,5	8,7	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,7	0,6	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,4	3,8	1,6	1,5	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,1	0,2	0,1
FeO	0,2	1,4	3,5	0,7	CO <sub>2</sub>	1,1*	5,0	1,2	3,0
MnO	—	0,1	0,1	0,2	SO <sub>3</sub>	—	—	0,3	—
MgO	0,1	2,4	2,1	0,5	S	—	—	0,1	—
CaO	1,6	6,2	2,5	2,7	C	—	—	0,1	—
Na <sub>2</sub> O	0,1	0,9	2,9	1,5	Сумма	100,7	100,0	100,4	100,0

\* По 26 анализам.

\*\* По 20 анализам.

\*\*\* По результатам 61 анализа, включая 26 авокаловидных граувак (авокаловидных и мезозойских), опубликованных Ридом [248].

\*\*\*\* По 32 анализам.

\* Окисляется до CaO

вания и обусловлена степенью механической дифференциации (процесса вания), сопровождавшей транспортировку и осадконакопление, то конечный состав песка изменился вследствие различных диагенетических процессов, а именно из-за осаждения порового цемента.

Химическая характеристика всех основных классов песчанников и их анализы приводятся в различных частях данной главы.

В заключение отметим, что валовой химический состав песчанников зависит от цементации. Состав отдельных видов или классов песчанников, кроме того, контролируется особенностями, присущими каждому классу.

## Классификация песчанников

Проблемы классификации осадочных пород впервые серьезно тронули Грабау [119]. Интерес к ним вновь пробудили Крынин [17] Петтиджон [234, 236], Шрок [271, 272] и Роллере [255]. В последние годы появилась обширная литература, посвященная классификации песчанников. Обзор классификаций песчанников сделали Клейном [1] Мак-Брайдом [192]. Окадой [227] и совсем недавно Петти Поттером и Сивером [238]. В этих работах содержится как исто

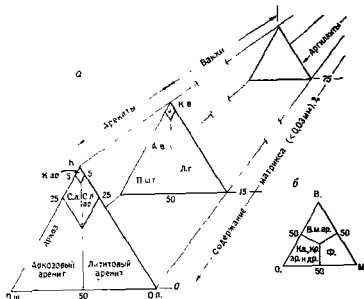
течения илесто-песчаной массы; обычная разбавленная суспензия отлагает лишенный матрикса песок. Поэтому когда-то это явление рассматривалось как индекс текучести. Но если матрикс может быть постседиментационным продуктом (возможно диагенетическим), данное соотношение имеет различное значение, оно может, в частности, отражать степень разрушения элементов каркаса.

На рис. 7-6,а видно, что классификация, используемая в данной работе, сравнительно проста. По соотношению обломочного кварца, полевых шпатов и обломков пород, а также с учетом наличия или отсутствия порового матрикса выделено несколько классов. Породы, в которых матрикс составляет 15% и более, представляют собой вакки; при содержании матрикса менее 15% порода является «обычным» (орто)песчаником. В классе песчаников, лишенных матрикса, или с незначительным его содержанием, выделяются три вида: 1) песчаники, в которых кварц составляет 95% каркаса или более — кварцевые арениты (ортокварциты); 2) песчаники, содержащие 25% или более полевых шпатов, при условии меньшего содержания обломков пород — аркозы; 3) песчаники, характеризующиеся наличием в составе 25% и более обломков пород — лититовые песчаники (лититовые арениты). Иногда целесообразно выделять и именовать подклассы, группы пород, переходные между главными видами, например субаркозы или сублититовые песчаники, или арениты. Класс лититовых аренитов, в свою очередь, можно достаточно обоснованно подразделить с учетом характера содержащихся в породе обломков пород, как показано на рис. 7-6,б. Наиболее распространенной разновидностью является песчаник, в котором преобладают обломки слабостаморфизованных пород глинистого состава, таких как аспидные сланцы, филлиты, слюдистые сланцы. Песчаники с такими литоватыми обломками называются филларенитами [92]. Термин кальклит предложен [92] для терригенных песчаников, содержащих большое количество обломочных известняковых и доломитовых частиц, с целью отделить этот тип песков от калькаренитов: последний термин, предложенный Грабау, обозначает карбонатный песок, образовавшийся в результате химического и биохимического осаждения. К лититовым аренитам относятся также кремневый аренит, в котором преобладают кремневые обломочные частицы, и вулканомиктовый аренит, в котором обломки представлены вулканическими породами, разрушенными в процессе обычного выветривания и эрозии.

Вакки также можно систематизировать, например, как показано на рис. 7-6,а. Преобладающими являются граувакки. У которых различаются две основные подгруппы: лититовые граувакки, где обломки пород преобладают над полевыми шпатами, и полевошпатовые граувакки, в которых отмечается обратное соотношение. Кварцевые вакки образуют относительно немногочисленный и редкий класс внутри группы вакк.

Изложенная классификация основывается преимущественно на минеральном составе и, по существу, не зависит от обстановки осадконакопления. Кварцевые арениты, например, могут отлагаться в условиях пляжей, субаэральных дюн или потоками. Аркозы могут накапливаться в условиях субаэральных конусов выноса или на морском шельфе. И поскольку основным фактором, определяющим минеральный состав, является характер исходных пород, то данная классификация в значительно большей мере отражает минеральный состав источников

Необходимо отметить, что обычно (и в данной работе) минералов-параметров как основы классификаций определяют только возможностью с их помощью описать и разделить по



Фолку [52] [61] G — акадоцкие, B — вавилонские, M — метаморфические, B, m ар — вулкано-метаморфические, ф — фаналиты, K<sub>2</sub> — какадигит, Кр. ар — кремнистый аргент

рикса являются, по-видимому, продуктом квазижидкой смеси

священная третьей песчаной свите Брэдфорд (девон) штата Пенсильвания. Аннотированный перечень таких работ опубликован [238], а различные примеры из них приведены в данном разделе главы.

### Полевोшпатовые песчаники и аркозы

**Определения.** Термин полевोшпатовый песчаник относится только к тем песчаникам, в которых существенную часть обломочного материала составляют полевые шпаты, обычно они содержатся в таком количестве, что легко определяются невооруженным глазом. Термин аркоз обозначает специфический класс полевोшпатовых песчаников. Это старый термин, происхождение которого точно не установлено, его приписывают [229] Броньяру, который написал одну из первых работ по аркозам и их геологическому значению [32]. Первоначальный смысл этого термина изменился очень мало. Это грубозернистый и угловатый песчаник, в большинстве случаев средней сортированности, состоящий главным образом из кварца и полевых шпатов и предположительно образующийся при разрушении гранитов и порот сходных с ними по составу. Обычно преобладающим минералом служит кварц, однако в некоторых аркозах преобладают полевые шпаты. Другие компоненты имеют подчиненное значение.

**Аркоз.** Общего мнения о минимальном содержании полевых шпатов в породе, необходимом, чтобы она оставалась аркозом, не существует. Аллен [4] определяет нижнюю границу в 25%; Крынин некогда определил ее в 30% [168], но позднее [174] предложил 25%. Петтиджон [235] принял за нижний предел 25% и предложил относить термин полевोшпатовый песчаник к песчаникам, содержащим в обломочной фракции 10—25% полевых шпатов. Для этой группы песчаников в настоящее время общепринятым считается термин субаркоз. Новое определение аркозу дано Петтиджоном [236], как песчанику, характеризующемуся наличием 25% неустойчивых компонентов (полевых шпатов и обломков пород), из которых на долю полевых шпатов приходится не менее половины. При таком определении аркозы могут содержать всего лишь 12,5% полевых шпатов.

Вышеприведенное определение аркоза не позволяет разграничить истинные аркозы и полевошпатовые граувакки, которые иногда содержат 25% полевых шпатов и более. Граувакки, по определению, характеризуются значительным содержанием матрикса, в то время как нормальные аркозы содержат осадочный минеральный цемент, часто кальцитный. Но некоторые аркозы содержат также поровые глины. Как провести границу между ними и полевошпатовыми граувакками? В целом аркозы фактически образуются при разрушении гранитных пород, они обогащены калиевыми полевыми шпатами, в то время как для граувакк характерны натриевые полевые шпаты. В отличие от аркозов, граувакки содержат многочисленные и разнообразные обломки пород различного происхождения. Кроме того, в целом матрикс граувакк хлоритовый, тогда как поровые глины аркозовых вакк преимущественно каолининовые и обычно из-за железистого пигмента красноватые. Различия в составе часто сопровождаются отличиями в характере залегания и в особенностях внутреннего строения или текстуры. Соотношение нескольких основных типов песков показано на диаграмме (рис. 7-7).

**Структура и состав.** Аркоз — типичная грубозернистая порода, состоящая главным образом из кварца и полевых шпатов (см. рис. 7-9).

сноса, чем любые другие условия. Таким образом Крынина [171], она косвенно связана с тектоник

Полная классификация песчаников должна учитывать особенности, а также характер цемента. Эти аспекты учтены с помощью дополнительных определений типа: отсортированный известковый субаркоз, или плохо отсортированный кремнистый ренит.

Для характеристики разнообразных типов песчаников, встречающихся в природе, используют большое количество названий. Нен из них, например грит, гайстер, флагстон (камень-плитняк), желтый песчаник, пришли из обиходного языка и выражают некоторо специфические свойства или особенности использования. Многие названия не имеют петрографического значения. Другие термины созданы специально, с целью дать более точное определение петрографического типа породы, например известковый филларенит. К сожалению, термины имеют тенденцию множиться безгранично, в настоящее время наш язык перегружен обилием терминов. В этой работе мы постараемся удержаться в разумных границах. Для определения редких типов пород рекомендуем словарь терминов в ранней работе Аллена [4] и более свежий сводке Петтиджона, Поттера и Сивера [238], посвященные исключительно систематике песчаников.

### Петрография песчаников

Петрография песчаников в значительной мере зависит от состава материнской породы или комплекса пород. Это особенно справедливо по отношению к незрелым песчаникам. Поскольку кварц, несомненно, преобладающий компонент песков, первоначальным источником большинства песков должны быть содержащие кварц породы глубинно-магматического происхождения — граниты, кварцевые монцитоны и близкие к ним гнейсы. Крупный класс песков — аркозы — являются продуктом механического разрушения (без существенного химического разложения) этих же пород. Пески, обогащенные обломками пород — лититовые арениты — формируются преимущественно за счет супракристаллических, а не плутонических пород. Кварц этих пород ведет происхождение от более древних песчаников, а частицы — от тонкозернистых осадочных, метаморфических и эффузивных пород. В зрелых песках, особенно в ортокварцитах или кварцевых аренитах влияние петрографического состава пород области сноса существенно уменьшается. Поскольку все пески эволюционируют в направлении этого конечного типа, становится все более трудной задачей определить непосредственный, и отдаленный источник сноса.

Помимо упомянутых основных классов песчаников, приходится иметь дело с вакалами (в большинстве случаев с грауваками), которые также составляют значительный класс песчаников. Мы рассмотрим их отдельно.

Петрографическое изучение песчаников следует проводить путем тщательного исследования и анализа соответствующим образом отобранных образцов и шлифов. Начинаящему исследователю надлежит также обратиться к крупным работам в этой области знаний, таким как монографии Кафе [44] и Халдинга [127], к более поздним работам [238]. Кроме того, существуют другие обширные петрографические исследования песчаников определенных географических районов или характерных толщ, например классическая работа Крынина [168], по-

Минеральный состав субаркозов и аркозов, %

Компонент	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И
Кварц	60	57	60	71	35	37,7	57	51	53,1
Микроклин	34	27	13	25	59*	{ 0,7 45,4	24	30	18,5
Плагиоклаз	—	1					6	11	0,4
Слюдь	—	—	Следы	—	—	4,2	3	7	6,9
Глина	—	—	5	—	—	12,0	9	—	17,0
Карбонаты	—	—	—	—	2	—	Следы**	Следы**	—
Прочие	6*	14	8	4	41*	—	1	—	4,1

\* Общее содержание полевого шпата у М-квн [196] равно 60.

\*\* Присутствует в количестве, меньшем 1%.

А — Алюрит.

Б — Окислы железа (гематит и каолин).

В — спарангит (докембри), Норвегия [16].

Г — ютский (докембри), Фидлиндия [276].

Д — субаркоз, песчанка Ламонт (кембри), штат Миссури [223].

Е — субаркоз, песчанка (кембри), штат Нью-Йорк [321].

Ж — шайбский древний краевый песчанка (алево), Шотландия [196].

З — аркоз (серми), Овернь, Франция [192]. Нормативный или расчетный состав.

И — алеский аркоз (триас), штат Коннектикут [175].

И — аркоз (олотоцен), Овернь, Франция [192].

Валовый химический состав аркоза отражает их минеральный состав. У аркозов, состоящих преимущественно из кварца и полевых шпатов, преобладают  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . При кальциевой цементации существенными компонентами становятся  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ . Типичный аркоз отличается от кварцевого аренита (ортокварцита) более низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и более высоким —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , от граувакки его отличает обогащенность  $\text{K}_2\text{O}$  и малое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ . Это видно на рис. 7-8.

В отличие от аркозов, граувакки обогащены  $\text{MgO}$  и железом (часть  $\text{FeO}$ ).

**Разновидности и характер распространения.** Аркозы встречаются либо в виде маломощного плащеобразного остаточного покрытия в основании осадочной серии, перекрывающей гранитный фундамент, либо в виде очень мощных клиноподобных осадочных тел, переслаивавшихся с более грубозернистыми конгломератами, содержащими граниты и в меньшем количестве красноцветные алевролиты и глинистые сланцы.

Базальные аркозы из-за малой мощности и несплошного залегания редко образуют тела большого объема. Вверх по разрезу они могут быстро переходить в обычные пески с невысоким содержанием полевых шпатов. Известным примером служит нижняя часть кембрийского песчанка Ламонт плато Озарк в штате Миссури, где эта толща залегает на докембрийских гранитах [223]. Базальный аркоз представляет собой слегка переработанный остаточный полевошпатовый продукт выветривания. Переработку аркозового покрова вызвало вторжение моря на территорию распространения гранитных пород. Переработанный и лишенный разрушенных и тонких фракций полевошпатовый остаток после консолидации может быть назван (в зависимости от содержания полевых шпатов) аркозом или субаркозом.

Она бывает розовой или краеноватой, цвет поршпаты или, в отдельных случаях, красные глины матраркозы образуются из гранитных и гнейсовых пород,серые или белые полевые шпаты, в этом случае они сами имеютато-белую окраску, если только не присутствуют красные желвещества.

Преобладающим минералом аркозов является кварц, хотя,исключение, им может быть полевой шпат. В грубозернистых разбольшая часть кварца является поликристаллической, некоторые сложные зерна состоят из полевого шпата и кварца. Обычно зерна слаокатанные. За редким исключением, полевые шпаты представл

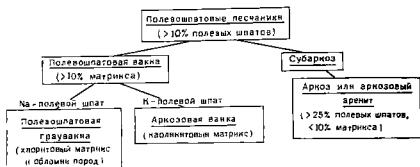


Рис 7-7. Классификация полевोшпатовых песчаников

микроклинном. Его зерна бывают либо совсем свежими, либо заметно выветрелыми (каолинизированными), либо образуют смесь этих типов. В аркозах, сцементированных кальцитом, полевые шпаты характеризуются различной степенью замещения: от простой коррозии граней до полного замещения. В других аркозах наблюдается регенерация полевых шпатов, т. е. нарастание прозрачного псевдотwinsового полевого шпата на обломочное ядро. Для аркозов характерны крупные обломки слюды, как мусковита, так и биотита (в том числе хлоритизированного биотита). Чешуй слюды залегают параллельно плоскости напластования. Обычно они изогнуты или деформированы в результате давления прилегающих зерен. Биотит может быть хлоритизирован или окислен. Аркозовые песчаники, образовавшиеся из нескольких источников питания, могут содержать обломки пород и постепенно переходить в грубозернистые литовые аргилиты.

Наиболее распространенным цементом молодых аркозов является кальцит. В некоторых древних аркозовых песчаниках отмечается регенерация как полевых шпатов, так и кварцевых. Значительная степень такого разрастания приводит к образованию очень плотной породы, по внешнему виду напоминающей гранито-гнейсы, за которые они могут быть ошибочно приняты. В некоторых аркозах осадочный минеральный цемент отсутствует, вместо него они содержат каолинитовый или глинистый матрикс, часто красноватый из-за пигментации окислами железа. Это — редкость у Криппина [173].

Модальные анализы аркозов приведены в табл. 7-4, химические анализы показаны в табл. 7-5

Такой материал приурочен к основанию сериит или к языкообразным гранитным развалам, образовавшимся в результате разрушения близрасположенных погребенных гранитных структур. В некоторых случаях такой остаток характеризуется столь малой переработанностью и слабой степенью разложения, что после литификации порода выглядит как естественный гранит. В этом случае она называется восстановленным, или преобразованным гранитом. Такие породы в полевых условиях (в небольших обнажениях, а также в шламах или кернах при бурении) могут быть неправильно определены. При бурении нередко трудно решить, достигнут ли гранитный «фундамент» или вошло ли буровое долото в породы гранитного развала. Даже в обнажениях, в частности в некоторых выходах докембрия, где породы в результате метаморфизма стали слитными, возникают противоречивые мнения в отношении того, чем в действительности является метааркоз: аркозовым осадком, гранитом или гранитизированным образованием. Контакт гранитов и перекрывающих их остаточных аркозов может быть постепенным, такой случай при истинно осадочном их происхождении описывается как «градиационное несогласие». Примером служит контакт архейских аркозов с гранитами оз. Салаага на границе провинции Онтарио и Миннесоты, описанный Грантом [324] и Клементом [48].

Критерии, по которым можно отличать настоящие граниты от восстановленных эквивалентов, многочисленны, но обычно трудноприменимы. Настоящий гранит может иметь слабовыраженную гнейсовую листоватость, которая теряется при полном механическом разрушении и даже незначительной переработке. Кроме того, истинные граниты рассечены аллитовыми и другими сопряженными дайками. Восстановленные граниты при тщательном исследовании обнажения обычно содержат обломки или гальку гранитов или слабовыраженную слоистость. Под микроскопом в восстановленном граните отмечается необычно широкий диапазон размеров зерен. Это свойство восстановленного гранита находится в резком контрасте с равнозернистой природой гранита или с порфировой структурой некоторых интрузивных пород. Аркозы, претерпевшие лишь незначительную транспортировку или не подвергшиеся переносу совсем, — остаточные аркозы — являются, по существу, несортированными и обычно содержат обогащенный глиной матрикс, часто красноватый; он может составлять 20% и более объема породы (рис. 7-9). К этим аркозовым ваккам применяется термин редстоун [175, 151]. Восстановленная порода содержит больше кварца, чем обычный гранит. Возможна также легкая окатанность полевых шпатов (их можно ошибочно принять за резорбированные фенокристаллы). Шлам при проходке скважины не позволяет использовать много критериев, в этом случае полезными могут быть

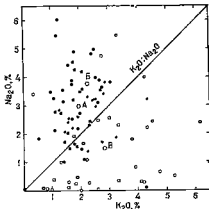


Рис. 7-8. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в аркозах и гнейсах.

Сплошные черные кружки — гнейсы, пустые кружки — аркозы. А — средняя гнейсовая, Б — осредненная гнейсовая из Новой Зеландии [248], В — средняя аркоза [237].



Химические составы артедов и субирозов. По [237], с изменениями

Кора-алмаз	A	B	C	D	E	K	J	W	K	J
SiO <sub>2</sub>	75,80	75,80	74,12	34,21	60,91	92,13	87,102	85,74	72,21	75,6
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,15	—	—	—	—	—	0,38**	0,22	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,91	13,74	0,65	3,02	14,15	4,42	2,86	6,84**	10,69	12,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	0,70	0,91	0,41	2,18	0,37	0,40	0,79**	0,80	0,7
FeO	0,73	1,31	0,72	0,31*	—	0,33	0,20	—	0,72	0,2
MgO	0,02	0,05	—	—	0,70	0,24*	0,20	1,11	1,47	0,3
MgO	0,76	0,54	0,24	0,12	Смесь	0,14	3,41	0,49	3,85	0,4
CaO	0,38	1,11	0,75	0,01	3,10	1,27	0,01	1,16	2,30	0,3
Na <sub>2</sub> O	2,21	2,10	3,34	0,15	3,33	0,11	1,98	2,19	3,32	3,8
K <sub>2</sub> O	1,32	4,51	0,16	2,30	3,30	0,72	—	—	1,40	—
H <sub>2</sub> O+	0,365	0,86	—	—	—	—	—	—	0,08	2,7
H <sub>2</sub> O-	0,41	0,03	—	—	—	—	—	—	0,10	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,60	—	—	—	141	—	—	0,10	—
CO <sub>2</sub>	—	Смесь	—	—	—	0,42	3,35	1,12	2,16	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,68	100,99	99,63	100,79	99,10	100,15	99,67**	99,83	100,10*	100,6

\* Приблизно как MnO.

\*\* Включает 50% N.

\*\*\* Содержит ZnO и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.\*\*\*\* Содержит MnO<sub>2</sub>.

\*\*\*\*\* В окисленной форме.

A — южный докембрийский Кривой, Мурумуру, Филандия, анализ К. Вайс [276]; 44% нормативных полевых шпатов.

B — торрелловский насадилок (докембрий), Киллох, Скел, анализ М. Керп [160]; 83% нормативных полевых шпатов.

C — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

D — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

E — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

F — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

G — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

H — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

I — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

J — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

K — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

L — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

M — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

N — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

O — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

P — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

Q — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

R — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

S — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

T — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

U — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

V — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

W — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

X — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

Y — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

Z — южный (восточный) южный, Эндрюс, Парк [16]; 33,6% нормативных полевых шпатов.

связь аркозов с областями питания, где развиты граниты. Распространение аркозовых песчаников ограничено локальными бассейнами или участками, где происходило накопление всего обломочного материала, воздымавшегося и подвергавшегося деградации гранитного блока, а также территорией, прилегающей к гранитному щиту.

Обширные водосборные бассейны петрографически разнообразны, и в них не происходит накопления аркозовых песков. Пески крупных рек, хотя и могут содержать несколько повышенное количество полевых шпатов, аркозами не являются; обычно это — литтовые пески. Следовательно, аркозы имеют ограниченное распространение как в пространстве, так и в вертикальном геологическом разрезе.

Однако обогащенные кварцем пески, кварцевые арены также имеют области питания, связанные с гранитами. Действительно, практически весь кварц песчаников образовался, в конечном итоге, из кварцсодержащих плутоонических пород — «гранитоа» в очень широком и свободном смысле этого слова. Однако почему одни песчаники характеризуются высоким содержанием полевых шпатов, а другие — нет?

Значение обломочных полевых шпатов достаточно противоречиво. Присутствие большого количества полевых шпатов в некоторых песчаниках (аркозах) привело к созданию и широкому распространению теории о том, что для обеспечения сохранности и накопления полевых шпатов в осадке требуются специфические климатические условия, препятствующие их разложению [197]. В соответствии с теорией постулировалась необходимость очень сухого климата (отсутствия воды, обуславливающего задержку химического разложения) или очень холодного климата (значительное замедление химических реакций). К настоящему времени накоплено достаточное количество доказательств, вызывающих необходимость изменения теории сурового климата. Крынин [166] наблюдал образование аркозов в условиях влажного тропического климата, где средняя годовая температура составляет 26°C, а годовое количество осадков 300 см. Накопление полевых шпатов в таких условиях — не единственное доказательство; данные, опровергающие связь полевых шпатов с суровыми климатическими условиями, получены в процессе критического изучения древних полевошпатовых отложений. Например, Рид [249] заметил, что в эоценовых песчаниках Калифорнии, содержащих почти 50% полевых шпатов, найдены остатки флоры, которая могла существовать только в теплых гумидных условиях. Песчаники Катахула в Техасе, также предположительно эоценового возраста, содержат прибрежные тропические растения, хотя концентрация в них полевых шпатов приближается к 50% [115]. Как отмечено Бартоном [17], аркозовые песчаники, образовавшиеся в гумидных условиях, характеризуются высоким содержанием выветрелых или частично выветрелых полевых шпатов. Смещение исключительно свежих зерен полевых шпатов с несколько помутненными и измененными зернами в одном осадке можно объяснить быстрой эрозией глубоко изрезанных нагорий, сложенных содержащими полевые шпаты породами, в условиях теплого климата. Аркозы, образовавшиеся в суровых климатических условиях, практически не содержат выветрелых полевых шпатов.

Если содержание полевых шпатов не зависит от климата, в чем тогда их значение? Для выветривания полевых шпатов требуется не только подходящая климатическая обстановка, но также достаточное время. Интенсивность процесса разложения обуславливается климатом, однако продолжительность этого процесса опреде-

такие признаки, как легкая окатанность и повышенное содержание осадке кварца.

Аркозовые осадки могут также быть связанными с гранитными выступами. Аркозы, приуроченные к таким воздымающимся и разрушающимся гранитным плутонам, образуют мощные конусообразные скопления, обычно весьма грубозернистые, часто с конгломератами. Широко известными примерами аркозов этого типа служат аркозовые отложения Нью-Хейвен, Портленда и другие аркозы серии Ньюарк (триас) в Коннектикуте и соседних восточных штатах [175], аркозовые слои пенсильванских формаций Лайонс и Фаунтин Передового

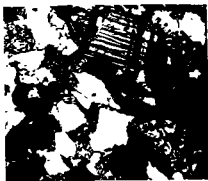


Рис. 7-9 Аркоз Шугарлоф из серии Ньюарк (триас). По [238]. Гора Тош, штат Мэриленд, США. Скрещенные поляризаторы.  $\times 22$ .

Грубозернистый красноватый аркоз, состоящий из плохо сортированной смеси угловатых зерен кварца и полевых шпатов в красноватой матрице, дополняемых в красной желваковой матрице.

Рис. 7-10 Аркоз Фаунтин (пенсильванский), штат Колорадо, США. Скрещенные поляризаторы.  $\times 20$ .

Грубозернистый красноватый песчаник, состоящий из угловатых и слабоокатанных зерен кварца и полевых шпатов (доминирующие подпротерозойские двойникованные).

хребта Колорадо [151]. древний красный песчаник Шотландия [197] и части разреза глетичной мозаики юга ФРГ и Швейцарии. Такой аркоз показан на рис. 7-10. Аркозы для подвижных поясов нетипичны, в этом смысле они содержат натриевый, а не калиевый полевой шпат. Это отмечено для некоторых архейских аркозов [308] и для широкоизвестных аркозов Слик-пайонен) в штате Вашингтон [95]. Более типичны для речистенных аркозовых отложений всех возрастов и типов содержится в классическом исследовании Бартона [17].

Территория штата сложена преимущественно гранитами и поэтому потенциально является крупнейшим источником аркозового песка. К аркозам бесспорно связанным с областями шпатов относятся поздние докембрийские юттильские песчаники Финляндия [276] и Швеция [118], стародавние Норвегия и Швеция [127], раннемиоценовые (предапские) пески Западной Венгрии (связанные с Гананского цита, докембрийская серия Казань-Грунн, Либанн) Северо-Западных территорий Канады [72], нижняя часть туркиских кварцитов Торрен в Онтарио [129].

Происхождение и геологическое значение. Результаты полевых наблюдений и химического анализа состав определенно указывают на тесную

может занимать псевдоматрикс, образованный раздробленными частями глинистых сланцев или аутигенно осаждаемой глиной (рис. 7-12).

Обломки пород в лититовых аренитах не только многочисленны, но и весьма разнообразны. Некоторые лититовые арениты могут содержать более десятка разновидностей. В одних наблюдается множество обломков вулканических пород, в других преобладают обломки слабометаморфизованных и осадочных пород. Песчаники, обогащенные обломками вулканических пород, представляют собой вулканомиктовые или вулканокластовые арениты; их не следует сме-

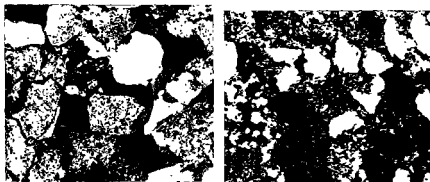


Рис. 7-11. Песчаник Викинг или Карднум «В» (мел), провинция Альберта, Канада [238]. Микроскопическое изображение,  $\times 53$ .

Лититовый песчаник, состоящий из среднесортированной смеси полусферических и овальных зерел кварца и кремня, при этом кремнь составляет почти треть кварцевого песка.

Рис. 7-12. Формация Потсвилл (непесчаная), Потсвилл, штат Пенсильвания, США. Микроскопическое изображение,  $\times 20$ .

Грубозернистый, плохо сортированный лититовый аренит, состоящий из кварца и обломков пород. Последние частично представлены мягкими глинистыми сланцами и алевролитами, образующими псевдоматрикс.

сшивая с пирокластическими аренитами, которые образовались непосредственно при вулканических извержениях. В целом в породе более заметны обломки кислых вулканических пород, обломки основных магматических пород бывают нередко настолько изменены, что переходят в матрикс. Большинство лититовых аренитов содержит значительное количество слабометаморфизованных пелитовых пород, в частности аспидных сланцев, филлитов, серицитовых кристаллических сланцев. Последние были названы сланцевыми аренитами [167]. Применяется также термин филларениты [92], по-видимому, из-за обилия в песчаниках слюды, содержащейся как в обломках пород, так и в виде фрагментов чешуек в самих песках. Многие лититовые пески обогащены также обломками пород осадочного происхождения. Специального рассмотрения заслуживают две разновидности. Одна из них — кремневый аренит (см. рис. 7-11). Кремни составляют, например, от 20 до 90% песчаника Кат-Банк мелового возраста в штате Монтана [279]. Описаны также [286] исключительно богатые кремнем юрские пески в Монтане. Следует, однако, различать обломочный кремнь и частицы раскристаллизованной риолитовой породы, что не всегда является легкой задачей. Богатые кремнем пески, вероятно,

ляется рельефом. Районы с высоким рельефом претерпевают эрозию, поэтому полевые шпаты не успевают разрушиться и, участвуя в процессе осадконакопления. В условиях низкого рельефа происходит медленно, и при соответствующей климатической об-ке полевые шпаты могут полностью разрушиться. Следовательно, и-существо или отсутствие полевых шпатов является результатом равдо-вствия между скоростью выветривания и скоростью эрозии. Таким образом, аркозы являются показателем как сурового климата, так и тектонической активности. Одно лишь присутствие полевых шпатов не может свидетельствовать в пользу того или иного фактора, для решения этого вопроса следует привлекать другие критерии.

### Лититовые песчаники и субграуваки

**Определения.** Песчаники, в которых количество обломков пород превышает количество обломочных полевых шпатов, называются **лититовыми** или **песчаниками** [236], лититовыми **аренитами** [323] или **литаренитами** [192] аналогично тому, как туфы, содержащие многочисленные обломки пород, называются **литокластическими туфами**. Содержание обломков пород в песчаниках колеблется в широких пределах. Песчаники, содержащие 25% и более, могут быть названы соответственно **лититовыми** песчаниками. Песчаники, содержащие 10—25%, образуют промежуточный класс, который именуется **сублитаренитами** [192] или **протокаринитами** (термин предложен Крынным [230]).

Крынин применял термин **граувакка** как к классического типа грауваккам гор Гарца, так и к лититовым песчаникам. Фактически термин в его первоначальном определении Крынным [168] мог быть отнесен только к лититовому песчанику; позднее, в 1945 г., Крынин модернизировал термин и выделил два типа граувакк: высокого ранга (с полевыми шпатами) и низкого ранга (с малым количеством полевых шпатов или без них). В этом определении граувакка низкого ранга соответствует лититовому песчанику. Такое толкование термина на время принял Фолк [90], но в настоящее время он отказался от него и применил к этому классу пород термин **литаренит** [93].

Термин **субграувакка** первоначально использовался для обозначения пород, промежуточных между кварцевыми **аренитами** и **граувакками** [235]. По первому определению, порода должна была содержать менее 10% полевых шпатов и более 20% матрикса. В новом определении [236] это песчаник, содержащий менее 15% матрикса, во 25% нестойких зерен, среди которых обломки пород преобладают над полевыми шпатами. В этом определении порода, по существу, является **лититовым аренитом**. **Субграувакка** (и **лититовый аренит** в целом) внешне похожа на **граувакку**, особенно по цвету и содержанию обломков пород.

**Общее описание и разновидности.** Лититовые **арениты** обычно представляют собой светло-серые, цвета «соли с перцем» песчаники со значительным содержанием обломков пород, особенно осадочных и слабометаморфизованных (рис. 7-11). Зерна кварца от угловатокатаных до окатанных; очень многочисленны игольчатые слюды, тогда как полевые шпаты редки или отсутствуют. Песок в целом характеризуется средней степенью сортированности, он скрепляется химически осаждаемым цементом, в большинстве случаев представленным кварцем или кальцитом. Обломочный матрикс обычно отсутствует, хотя его место

и выжимаются в поровое пространство так, что они напоминают выполнение пор матриком [2]. В этом случае их трудно определить как обломки пород. Настоящий матрик заполняет все поры, тогда как описанный псевдоматрик — лишь часть их; остальные поры заполнены осажженным минеральным цементом. Кроме того, поскольку частицы пород не являются одинаковыми, предполагаемое выполнение разных пор будет различным.

Таблица 7-6

Минеральный состав лититовых песчаников и протокарцитов (сублитаренитов). По Петтиджону [237], табл. 3, с добавлениями

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
Кварц	50	60—65	78	—	32,0	71	30,9	27
Подвеиы шпаты	3—5	1,5	3	65,4	2,2	8	10,0	2
Обломки пород	40	30	15	—	43,0**	22**	33,0*	46**
Слюда	—	2—3	—	0,6	0,2	Следы	0,5	—
Глина, или матрик	10	3—6	4	6,8	6,9	2	5,5	5
Кремнистый цемент	—*	—	—	11,9	Следы	—	—	—
Кальцитовый цемент	—	2—18	—	8,5	13,0	—	19,2	20

\* По наблюдениям автора, 5—10%.

\*\* Включает 25% кремня.

\* Включает 5% кремня.

\*\* Включает 15% кремня.

\* Включает 3% кремня, 12% известняка и 17% доломита.

А — песчаник Осуго (ордовик), штат Пенсильвания, США [169].

Б — песок Брайфорд (девон), Пенсильвания [168].

В — формация Дилз (пенсильванский), штат Оклахома [186].

Г — чашка Солт-Уотш формации Моррисон (юра), алаб. Колорадо, США. Среднее по 22 образцам [123].

Д — «известковая гравелка» (мел), Торон, Аляска. Среднее из 3 образцов [230].

Е — базальный песок Кэлибери (зоон), штат Техас, США [209].

Ж — песчаник «Фрико» (олигоцен), площадь Свентсон, округа Джки Уэлс и Клеберг, штат Техас, США. Среднее из 22 образцов [222].

З — третичный молассовый песчаник, ФРГ [161].

Учитывая вышесказанное, можно сказать, что лититовые арениты представляют собой группу разнообразных песков, характеризующихся значительными колебаниями состава. Это находит отражение как в модальных анализах (табл. 7-6), так и в валовом химическом составе (табл. 7-7). Модальный анализ не дает возможности воссоздать полную картину, если только не удастся выделить в категории «обломки пород» составляющие их виды. Распознавание видов пород в очень мелких обломках — дело достаточно сложное и требует большого опыта. Особенности структуры пород в крупных зернах сохраняются лучше, но их можно видеть и в мелкозернистой породе, и даже в тонкозернистой [24]. Очевидно, основной составной частью лититовых аренитов является кварц. Он может быть вулканического происхождения, как это наблюдается в вулканических песках [313]. В филларенитах, по-видимому, кварц осадочного происхождения, образовавшийся из песчаных осадков, связанных с обломками осадочных пород. В этом случае в нем может наблюдаться унаследованная от предшествующих циклов окатанность и даже стертые оболочки вторичного кварца. Кварц подлинных филларенитов, характеризующихся обломками слабо метаморфизованных пород, бывает заметно волнистым и поликристаллическим значительно чаще, чем кварц вулканических или обычных осадочных аренитов. Эти арениты содержат также большое количество

указывают на локальное происхождение при разрыве известняков в условиях влажного климата либо стратификации кремня.

В некоторых литовых аренитах встречаются карбонатные мочные частицы. Песчанники этого типа названы кальклитита [92], в отличие от калькаренинтов, понятия, обычно обозначающего карбонатные пески, зерна которых представлены обломками флуиды, оолитами и другими образованиями, сформировавшимися внутри бассейна осадконакопления (рис. 7-13). Обломочные карбонатные пески терригенного происхождения распространены сейчас ши-

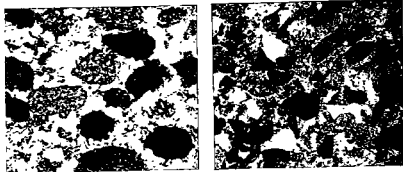


Рис. 7-13. Кальклитит, формация Томата, группа Крипти-Бей (нижний протерозой), Большие Никольские горы, Северо-западные территории, Канада. Без анализатора,  $\times 20$ .

Крупные подкристаллические обломки карбонатных пород и меньшего размера, худшей ската-ности зерна кварца.

Рис. 7-14. Молассовый песчанник (нижний миоцен, адриатический ярус), 32 км к востоку-северо-востоку от Брегенца, Боденское озеро, ФРГ. Николь скрещены,  $\times 20$ . Обрывите призматические и оолитовые обломки карбонатных пород.

роко, но в древних геологических разрезах относительно редки. Много-численные обломочные доломиты встречаются в меловых песчанниках в Западном внутреннем бассейне США [262]. Обломочными зернами доломитов и известняков изысканы некоторые молассовые песчанники северных Альп [103]. Пример приведен на рис. 7-14. Поскольку разрушение большинства известняковых толщ обычно происходит путем их растворения и сдвигивания остаточными продуктами являются глины и кремни, кальклититам для их образования требуются быстрая эрозия и высокий рельеф. В то же время кремневые арениты указывают на низкий рельеф и вынос известняка в растворенном виде. Кальклитит представляет собой песчаной размерности аналог карбонатного галечника и конгломерата. Кроме кремня и микритового известняка или доломита, литовые арениты содержат частицы тонкозернистых песчаников, глин, как глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты. Ввиду того что их зерна не обладают достаточной твердостью, их присутствие свидетельствует о транспортировке материала на короткое расстояние или даже о внутриформационном происхождении. Более того, подвергаясь деформации, связанной с геостатическим давлением, зерна глинистых пород (особенно глинистых сланцев) раздавливаются

шое количество обломочного кварца или обломочного кремня, на присутствие кремнистого цемента или на все три фактора вместе. В отличие от граувакк, большинство лититовых арениитов характеризуется низким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{MgO}$  и высоким —  $\text{K}_2\text{O}$ . Правда, есть исключения: обломочные доломиты обогащены  $\text{MgO}$ .

**Распространение и значение.** Лититовые песчаники, возможно, являются наиболее распространенными из всех песчаников (см. 314). Многие (если не большинство) палеозойские песчаники Центральных Аппалачей представлены лититовыми песчаниками. Ими же сложены ордовицкая формация Осуинго [176] (рис. 7-15), девонский песчаник Брадфорд-III, описанный в классической работе Крынина [168], миссисипские формации Поконо [231] и Мок-Чанк [149, 211], пенсильванская формация Потсвилл [211]. Эти песчаники богаты кварцем и бедны полевыми шпатами; они сцементированы кварцем и содержат большое количество обломков пород, слабо метаморфизованных или осадочных по происхождению.

К лититовым арениитам относятся многие юрские и меловые песчаники Скалистых гор. Это богатые кремнем аренииты Монтаны [279, 286] и Альберты [188]. Лититовыми арениитами представлена также меловая формация Чико в Калифорнии [323].

Большинство третичных песчаников Молассового бассейна юга ФРГ и Швейцарии является лититовыми арениитами (см. рис. 7-14), многие из них содержат обломочные зерна микритовых карбонатов [101, 107]. Не все лититовые аренииты связаны своим происхождением с орогеническими поясами. Многие третичные пески побережья Мексиканского залива представлены лититовыми арениитами. Хорошо известны олигоценовая формация «Фрио» [222], миоценовые песчаники Окивилл [92] и формация Уилкоккс [323].

Весьма распространенными являются протокварциты или сублититовые аренииты. Примерами могут служить некоторые кварциты Тускарора (силур) Центральных Аппалачей [328], пенсильванские песчаники Аппал-Рок в Иллинойском бассейне [147].

Вероятно, большинство песков современных крупных рек являются лититовыми. Так, средняя проба из 187 образцов песков р. Огайо содержит 62% кварца, 31% обломков пород и 6% полевых шпатов [97]. Это — типичный лититовый арениит.

Весьма многочисленны древние лититовые аренииты; они, возможно, являются наиболее распространенным типом песчаников. На основе изучения средней пробы по 121 образцу песчаником различного возраста и условий залегания Петтиджон [237] подсчитал, что лититовые аренииты охватывают 26% всех песков, тогда как аркозы составляют



Рис. 7-15. Песчаник Осуинго (ордовик). Гора Болд-Игл, близ Стейт-Колледж, штат Пенсильвания, США. Небольшие скреплены, <15.

Формация содержит 50% кварца или более, 30—40% обломков пород. Первоначально очертания зерен кварца являлись плохими, вторичный кварц делает границы между зернами взаимопроизводящими, сутурными. Обломки пород представлены главным образом алевролитом, тонкозернистым песчаником, тонкозернистым кварцитом и слабо метаморфизованным филлитом. Полевые шпаты очень редки — менее 1—2%.



обломочной слюды (чешуйки ее залегают параллельно), которая во многих случаях, скапливаясь на скостях напластования, образует блестящую поверхность. Слюды часто несут следы искривления и деформации, уплотнением песка.

Лититовые арениты обычно сцементированы кальцитом (связаны к аренитам мезозойского и кайнозойского возраста) или же Матрикса практически нет, хотя в некоторых аренитах присутствует псевдоматрикс, образовавшийся при раздавливании частиц глин сланцев. Часть лититовых аренитов содержит новообразованные глинистые минералы или даже цеолиты.

Таблица 7-7

Представительные химические анализы лититовых песчаников (субграувак) и протокварцитов (сублитаренитов). По Петтиджону [237]

Компонент	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
SiO <sub>2</sub>	81,01	65,0	56,80	51,52	92,91	47,75	40,35	74,46
TiO <sub>2</sub>	0,05	—	0,10	0,32	—	0,20	0,30	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	9,57	8,48	5,77	3,78	6,41	7,43	10,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	1,59	1,67	2,43	Следы	2,39	3,27	4,62
FeO	0,26	1,08	—	—	0,91	—	—	—
MnO	0,04	—	—	0,14	—	—	—	—
MgO	0,67	0,4	1,24	0,95	Следы	4,48	10,28	1,30
CaO	5,41	10,1	15,25	16,96	0,31	18,75	12,00	0,35
Na <sub>2</sub> O	0,17	2,14	1,31	1,32	0,34	1,20	0,54	1,07
K <sub>2</sub> O	0,86	1,43	1,46	1,90	0,61	1,02	0,93	1,51
H <sub>2</sub> O+	0,54	0,82	0,50	2,25	1,19	1,32	6,75	4,56
H <sub>2</sub> O-	0,19	0,23	—	2,54				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	—	Следы	0,10	—	0,10	—	Следы
CO <sub>2</sub>	4,65	6,9	12,95	13,34	—	17,78	17,80	—
SO <sub>3</sub>	—	0,04	—	0,52	—	—	—	—
S	0,02	0,16	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,73*	99,54**	99,76	100,06	100,05	101,40**	99,65	99,58

\* Включает Cl — 0,02, F — 0,01, BaO — 0,05.

\*\* Включает C — 0,06, Si — 0,002, V — 0,017, Zn < 0,03, Cr — 0,003.

В оригинале сумма 99,40.

А — протокварцит, пачка Солт-Уотс, формация Моррисон (юра). Средняя проба из 96 нематризованных образцов, плато Колорадо. Аналитик В. Смит (песчаник, анализ Геологич. службы США). См. табл. 7-6,5.

Б — известковый граувак (лититовый аренит) «Фро» (олгоценов), площадь Силигтон, штат Техас, США. Среднее из 10 образцов [221]. См. табл. 7-6,Ж.

В — известковая субграувакка, ахатанская моласса, Лозанна, Швейцария [44].

Г — известковая субграувакка, моласса Грейчен, Бургальде, кантон Аарау, Швейцария. Аналитик Я. Якоб [Niggli et al, 1930].

Д — протокварцит из песчаников Берга (миссисипий), Берга, штат Огайо, США. Аналитик А. Пирлс [Bull. U. S. Geol. Surv., 50].

Е — известковая субграувакка (?) бурдигальской моласса, Ворен, Изер, Франция [44].

Ж — песчаник (известковый субграувакка?) из угленосной толщи (карбон), Вестфальский угольный бассейн, Франция — Бельгия [44].

З — песчаник (субграувакка?) из угленосной толщи (карбон), Вестфальский угольный бассейн [44].

Химический состав этих пород отражает разнообразие состава каркаса, так и цемента выполнения. Надлежащее истолкование данных химического анализа возможно только при учете минерального состава. Так, высокое содержание CO<sub>2</sub> и CaO может означать наличие в по и кальцитового цемента, и обломков раковин, и обломочных ч известняка. Повышенное содержание SiO<sub>2</sub> может указывать на

Как отмечено на с. 280, термин был использован и в более широком значении, с включением в эту группу пород, определяемых ныне как литовые арениты. Хотя они внешне сходны с граувакками, но отличаются от них отсутствием матрикса, наличием пор и осадочного минерального цемента. От такого расширенного понимания термина граувакка в основном уже отказались.

Матрике является основной проблемы граувакк как в части определения, так и при интерпретации. Каково же количество матрикса и каков верхний предел его размерности? По мнению Окады [227], процентное содержание матрикса, отделяющее вакки (важнейшим классом

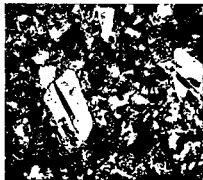
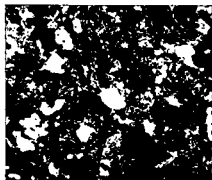


Рис 7-16 Граувакка Кульма (карбон), горы Гарца, ГДР. Николи скрещены. — 22

Типичная или «классическая» граувакка, состоящая главным образом из угловатых, очень плотных сортированных зерен кварца, плоских шпатов и обломков пород, помещенных в тонкозернистый алоэвый матрикс

Рис 7-17. Граувакка Кусковинн (мел) район Кусковинн, Аляска Николи скрещены. — 22

Граувакка характеризуется низким содержанием кварца, большим количеством полевых шпатов и значительной части представленных глинистыми кристаллами, а также большим количеством обломков афаничных пород со структурами течения. Очень плотная сортированность. Это — граувакка со значительным количеством вулканического материала

которых служат граувакки) от «чистых» песчанников, варьирует от 5 до 25%. Дотт [74] и Гилберт [323] принимают за рубеж  $10^6$ . Большинство исследователей (в том числе и автор этой работы) придерживаются величины 15%. Верхний предел размерности также колеблется. Окада [227] отмечает, что большинство авторов принимают его равным 20 мкм. В данной работе, как и в более ранней [238], используется величина 30 мкм

Строение и состав. В целом граувакки представляют собой темно-серые или черные крепкие породы, обычно без признаков внутренней слоистости или слоистости; они часто, хотя и не всегда, характеризуются градиционной слоистостью. В небольшом обихажении или образце их можно ошибочно принять за основную изверженную породу. Под микроскопом граувакка имеет вид микробрекчия, сложной острини, угловатых и призматическими зернами кварца, а также угловатыми зернами полевых шпатов и частями пород, погруженными в пастообразную массу, которая в некоторых случаях по объему равна или превосходит суммарное количество крупных обломочных зерен (рис. 7-16). Эта пастообразная масса или матрикс представляет собой

только 15%. Лититовые арениты типичны для разрезов типичных отложений. Из 718 образцов меловых, палеогеновых песчанников Западной Венесуэлы 400, или около 56%, лититовыми или сублититовыми [6]. Только 79, или 11%, бамбуки или субаркозами. Лититовые арениты в какой-то степени ту же роль, что и граувакки в разрезах древнего флиша, однако распространены как в пределах геосинклиналей, так и вне их. Типичный молассовый песчанник, вероятно, является лититовым аренитом.

Лититовые арениты представляют собой незрелые пески, в которых большая часть обломков пород механически или химически неустойчива. А вот какая часть песка образовалась за счет тонкозернистых пород, точно не известно. При дезинтеграции грубозернистых пород без их химического разложения образуется песок, но можно ожидать, что тонкозернистые породы при разрушении будут поставлять частицы алевроитовой размерности. Механически непрочные компоненты пород, по-видимому, легко разрушаются на участках с интенсивной абразией, например, в волноприбойной зоне. Химически неустойчивые частицы пород разрушаются в процессе диагенеза с образованием вещества матрикса. Возможно, лититовые арениты являлись предшественниками граувакк в древних геологических разрезах. Для образования аркозов требуется ограниченная область питания, по-видимому, в пределах небольшого водосборного бассейна. Формирование лититовых аренитов в целом связано с более обширной областью питания, с более крупным водосборным бассейном, который может быть сложен разнообразными по литологии породами. Поэтому лититовые арениты могут формировать аллювиальные и дельтовые отложения крупных рек; наиболее характерны они для многогеосинклиналей, хотя и не ограничиваются ими.

### Граувакки и родственные им породы

Учитывая возможную связь между лититовыми песчанниками и граувакками, рассмотрим песчанники, к которым был применен термин граувакка. Сам термин породил много противоречий не только в отношении происхождения названных так пород, но и в понимании этого термина. Этим вопросам посвящено огромное количество работ. Хорошая обобщающая работа по проблемам номенклатуры была выполнена Доттом [74]. Позже эти вопросы рассматривались Окадой [227] и Петтиджоном с соавторами [238]. Граувакка — это старый термин, который, очевидно, был впервые применен к песчанникам верхнедевонской — нижнекаменноугольной толщи гор Гарна. Эти породы подверглись новому тщательному изучению в последние годы [141, 207]. Их отличительными особенностями являются темно-серая окраска, заметная литифицированность, обилие полевых шпатов и обломков пород, отсутствие обычного порового цемента, вместо которого представлены матрикс, состоящий из тонких прорастающих кристаллов серпентина и хлорита, смешанных с зернами кварца и полевых шпатов алевроитовой размерности. Эти породы, в отличие от аркозов, заметно обогащены  $FeO$ ,  $MgO$  и  $Na_2O$ . Хотя при попытке точного определения граувакк возникли некоторые трудности, все же существует достаточно однородная группа пород, сходных по всем основным параметрам с классическими граувакками Гарна, которую по традиции называют граувакками. Присутствие темноцветного мелкозернистого матрикса является существенным признаком этих пород.

а также может объясняться некоторыми диагнетическими или низкотемпературными метаморфическими изменениями [112].

Обломочная слюда, представленная в мусковитом, и биотитом (и хлоритизированным биотитом) — обычный, но не очень распространенный компонент.

Многообразие и разнообразие обломки пород. Маттиат [207], например, выделил 19 различных типов пород в граувакках культа гор Гарца. Они составляют в среднем 26% песчаной фракции. Среди обломков пород были установлены эффузивные породы как кислого, так и основного состава, несколько типов слабометаморфизованных пород (включая кварциты, слюдяные, серпентиновые и амфиболовые сланцы) и немного обломков осадочных пород (включая несколько типов песчаников и асидных сланцев).

Граувакки можно сгруппировать в два крупных класса: полеволитовые граувакки и лититовые граувакки, характеризующиеся относительно преобладающим полевых шпатов вти обломков пород. Как отмечено выше, граувакки переходят в вулканогенные граувакки, отмеченные присутствием вулканогенного кварца, зональных полевых шпатов, разрушенных фенокристаллов, а также увеличенным количеством обломков вулканогенных пород. Многие вулканогенные ваки характеризуются очень высоким содержанием кварца (см. рис. 7-17). Эти породы постепенно переходят в туфы, отложившиеся под водой. К породам с исключительно высоким содержанием кварца применяется термин кварцевая вака. Эти относительно редкие породы своим происхождением связаны с осадочными исходными породами.

Граувакки, за небольшим исключением, характеризуются достаточно определенным валовым химическим составом (табл. 7-9). Как видно из этой таблицы, граувакки обогащены  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  и  $Na_2O$ . Высокое содержание  $Na_2O$  отражает альбитовую природу полевых шпатов, высокое содержание  $MgO$  и  $FeO$  в этих породах обусловлено обогащенностью хлоритового матрикса железом. Граувакки отличаются от аркозов преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ ,  $MgO$  над  $CaO$  и  $FeO$  над  $Fe_2O_3$ . По валовому химическому составу граувакки мало отличаются от гранодиоритов. Об исходных пород пески обычно отличаются увеличением доли  $SiO_2$  и уменьшением  $Al_2O_3$ , железа, щелочей и щелочных земель. Сходство химического состава граувакк и гранодиоритов указывает на сильное подавление процессов выветривания и сортировки. Современные пески реки Колумбия характеризуются очень близким к грауваккам валовым химическим составом [319]. Их минеральный состав свидетельствует о смешанной, гранитно-вулканической области питания.

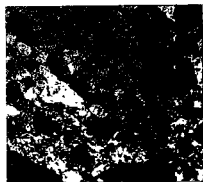


Рис 7-18. Францискайская граувакка (верхняя юра). Близ Сан-Франциско штат Калифорния, США. Николы скреплены.  $\times 22$ .

Типичная полеволитовая граувакка, состоящая преимущественно из кварца, а также полевых шпатов и обломков пород, помещенных в тонкозернистый хлоритовый и серпентиновый матрикс. Обратите внимание на плохую сохранность и недостаточную сортировку материала.

микросталлический агрегат кварца, полевого шпата и местами замещается мозаичными карбонатами. В некоторых случаях различие между матрицей и тонкозернистыми породами почти полностью исчезает, фактически их трудно различить. С этим связано предположение [26], что объем матрицы и сильно завышают. В некоторых граувакках отмечается наличие чешуек серпентина и хлорита, которое предшествует сланцеванию. Но в большинстве этих пород строение матрицы хаотичное.

Таблица 7

Модальные анализы граувакк

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
Кварц	4	24	56	33	9	Следы	26	33	27	30
Полевые шпаты	10	32	37	15	43	30	5	21	12	12
Обломки пород	50	14	7	3	10	13	26	7	30	18
«Матрица»	32	*	**	45	25	45	43	33	21	38
Слюда и хлорит	—	14	—	—	4	—	—	6	—	3
Прочие	2	8	—	—	41*	10*	—	—	3	—

\* Отдельно не отмечен, 38% породы составляют «глина и алевроит».

\*\* Отдельно не отмечен.

А — литовская граувакка (Белая), Австралия, среднее из 5 анализов [86].

Б — полевомшистая граувакка Таркер (левая — нижний карбон), Гард [14].

В — полевомшистая граувакка, францисканская формация (юра?), штат Калифорния, США.

Среднее из 17 анализов [89].

Г — полевомшистая граувакка (докембрий), провинция Онтарио, Канада. Среднее из 3-х анализов [124].

Д — граувакка Пурорн (мел), Палуз. Среднее из 4-х анализов [78].

Е — мифогенная граувакка Ауре (меловый), Палуз. Среднее из 3-х анализов [77].

Ж — литовская граувакка Маринсберг (юрский), штат Пенсильвания, США [191].

З — граувакка (нижний мезозой), район Порирур, Новая Зеландия [Webb, 1959, New Zealand from the Cenozoic, v. 2].

И — граувакка (кудым), Гард 207.

К — формация Беруш (архей), Ньюфаундленд, Северо-Западные территории, Канада [142].

Состав граувакк достаточно изменчив. Чаще всего основным компонентом является кварц. В составе большинства граувакк он формирует меньше половины песчаной фракции, во многих граувакках кварца содержится не более 1/4, иногда он составляет лишь 1/10 (табл. 7-8). Почти повсеместно зерна кварца сильно угловаты, обычно им свойственно четкое волнистое тиснение. Как исключение, граувакки могут содержать вулканогенный кварц; при увеличении доли обломков вулканических пород, зональных кристаллов полевых шпатов и раздробленных эвгидральных кристаллов эти граувакки (рис. 7-17) незаметно переходят в отложившиеся под водой туфы и туфогенные песчаники. В граувакках обычно присутствуют полевые шпаты; в отдельных случаях их содержится столько же, сколько и кварца, или даже больше (рис. 7-18). Обычно они представлены плагиоклазами, часто натриевыми, близкими к альбиту. Этим объясняется высокое содержание Na<sub>2</sub>O при валовых химических анализах. Возможно, полевые шпаты когда-то содержали больше кальция, освободившись при деаортитизации плагиоклаза кальций проявляется в породе в виде кальциевого пятера замещения. Кальциевые полевые шпаты во многих граувакках полностью отсутствуют, этот факт трудно объяснить. Это может быть связано с особенностями области питания, например, когда источники свода представлены кварцевыми диоритами или натриевыми гранитами,

ключительные и труднообъяснимые особенности типичных серий сортированных граувакк можно легко объяснить действительностью мутьевых потоков высокой плотности. Такие потоки взвешенного тонкого глинистого материала способны переносить песок вниз по подводному склону в пределы глубоководных участков, где, в местах запруживания, отлагают совместно груз песка и тонкого глинистого материала, образуя сортированную граувакку с очень богатым глиной матриксом. Накопление таких песков в глубоководных морских впадинах могло бы объяснить, почему не удается обнаружить современных аналогов древних граувакк. Однако таких отложений на глубоководных морских участках, по-видимому нет. Современные пески этих участков имеют предположительно турбидитное происхождение и характеризуются отсутствием матрикса [145]. Теоретические соображения [182] также дают основание считать, что в этих отложениях содержание глинистого матрикса не превышает 10%.

Еще одно объяснение происхождения матрикса связывает его с постседиментационной инфильтрацией глинистого материала, вызванной перемещением поровых вод из перекрывающих и подстилающих слоев [80, 162].

В любом случае очевидно, что матрикс представляет собой перекристаллизованный материал и что некоторые его реакции с обломочным песком происходят давно. Первоначальные грани кварцевых зерен, созданные в водной среде, полностью исчезают, их место занимают своеобразные рогатки (*shevaux-de-fris*) зеленых кристаллов хлорита, вдающихся в светлые зерна кварца. Это явление впервые наблюдал Гринли [121], позднее оно было подтверждено другими исследователями [168]. Ирвинг и Ван-Хайз [155] рассматривали матрикс как продукт «... слюдистого изменения полевых шпатов». Позже Камминс [59] относил все (или почти все) матриксы к продуктам диагенеза. Он отмечал, что большинство третичных и современных турбидитов не обладает таким обильным матриксом, какой встречается в сопоставимых цаледонийских и более древних турбидитах. Последние предположительно подвергались глубокому погребению и начальному метаморфизму, который привел к изменению неустойчивых компонентов, главным образом неустойчивых обломков пород и полевых шпатов (рис. 7-19). В современных песках, химически сходных с граувакками, при температуре 250°C и давлении воды 100 МПа формируется матрикс и образуется синтетическая граувакка [133]. Эти эксперименты, дополненные наблюдениями Бренчли [30], установившего, что матрикс некоторых ордовицских вулканогенных граувакк, обычно состоящий из 40—60% всей породы, отсутствует там, где присутствует кальцитовый цемент, свидетельствуют о диагенетическом происхождении матрикса. Очевидно, раннее осаждение кальцевого цемента препятствовало образованию матрикса.

Можно сделать вывод, что образование матрикса происходит различными путями. Как отмечает Диккинсон [70], существуют про-то-

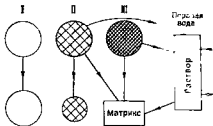


Рис. 7-19. Схема предполагаемого постседиментационного происхождения матрикса граувакк. По Камминсу [59], с изменениями

I — устойчивые песчаные зерна, II — сравнительно неустойчивые песчаные зерна, III — очень неустойчивые песчаные зерна

**Проблема матрикса. Как заметил Каминс**  
«сутью граувакковой проблемы». Матрикс интерпретировать. Поскольку он имеет общий состав с аспидным сланцем, продуктом перекристаллизации первичнообломочного термита в условиях слабого метаморфизма. Если это так, заключаемся в том, чтобы объяснить одновременно отложение глины. Обычно в водных потоках осадки сортируются, песчаные

Табла

**Химические анализы граувакк**

Компоненты	А	В	В	Г	Д	Е	Ж	З	И
SiO <sub>2</sub>	60,51	64,24	76,84	69,11	68,85	74,43	60,6	71,1	68,84
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,64	—	0,60	0,74	0,83	0,7	0,5	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	15,28	11,76	11,38	12,05	11,32	13,5	13,9	14,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,70	0,55	1,31	2,72	0,81	2,2	Следы	0,62
FeO	7,63	4,53	2,88	4,64	2,03	3,88	1,6	2,7	2,47
MnO	0,16	0,06	Следы	0,17	0,05	0,04	0,1	0,05	Не обн.
MgO	3,39	2,74	1,39	2,06	2,96	1,50	1,6	1,3	1,94
Ca	2,14	1,71	0,70	1,15	0,30	1,17	1,3	1,8	2,23
N <sub>2</sub> O	2,50	3,12	2,37	4,20	4,87	1,63	2,9	3,7	3,68
K <sub>2</sub> O	1,19	1,91	1,62	1,76	1,81	1,74	1,6	2,3	2,68
(H <sub>2</sub> O) <sup>+</sup>	3,38	2,19	1,87*	4,13	2,30	2,15	2,8	1,9	1,60
H <sub>2</sub> O	0,15	0,08	—	0,03	0,11	0,20	0,3	0,26	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,12	—	0,03	0,06	0,18	0,2	0,10	0,15
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03
CO <sub>2</sub>	1,11	0,38	—	—	0,08	0,48	0,6	0,12	0,14
SO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15
S	0,42	—	—	—	0,08	0,12	—	Следы	—
B <sub>2</sub>	—	—	—	—	Следы	—	—	—	0,04
C	—	—	—	—	0,07	0,17	—	0,09	—
Сумма	100,24	99,90	100,18	99,60	99,94	100,45	100,0	99,8	99,93

- \* Потери при прокаливании.  
А — архей, оз. Магиту, провинция Онтарио, Канада. Аналитик В. Брюкс [235].  
Б — среднее из трех образцов граувакк формации Веруш (архей), глина Йеллоунайф, ро Завальне территория, Канада. Аналитик Л. Сеймур [142].  
В — гранит Таулер (аноним), Херл, штат Висконсин США. Аналитик Х. Стокс [6].  
Г — ородок (2), Ренсслер, близ Спенсертана, штат Нью-Йорк. Аналитик Х. Уэкс [14].  
Д — граувакка Тайнер (верхний девон — нижний карбон), Шарифельд, ГДР.  
Е — граувакка из сланцев Стэнли (карбон), близ Минн, штат Арканзас, США. Ам В. Брюкс [236].  
Ж — средняя проба из 6 образцов граувакк Кульма из Обергарца, ГДР. [107].  
З — средняя проба (нижний мезозой), пригответенная смешением разных частей из 10 разных граувакк, отобраных в обнажении вдоль берега между Палмер Хед и Уэ-Те-Там, штат Иллинойс. Аналитик Дж. Ричи [248].  
И — Франкискайскер формация (юра?), карьер компании Окленд-Павилот, Падмонт, Калифорния. Аналитик Дж. Хайсон [67].  
К — зоопа, близ Солдери, горы Олимпик, штат Вашингтон, США. Аналитик В. Брюкс

после фракции накапливаются отдельно. Даже в реках, перен преимущественно ил, отлагаются сравнительно «чистые» (без при глины) пески. Вудленд [326], один из первых исследователей этой лемы, предполагал, что электролиты морской воды могут коагулировать глинистые частицы так, что они осаждаются вместе с песчаной фракцией. Однако современные прибрежные мелководноморские прили могут свидетельствовать в пользу предположения Ву.

Матрикс граувакк также связывают со способом их переноса и дожения. Кюнен и Мильборн [183], например, отмечали, что «все

ской формации в Калифорнии [67, 289, 14]. граувакки Кускоквим (мел) на Аляске [189].

Граувакки встречаются также в геосинклинальных областях, где вулканизм не проявлялся или проявился очень слабо. Примерами таких граувакк в докембрии служат граувакки сланцев Томсон близ Дулута, штат Миннесота [266], песчаников Челмсфорд в районе Салберри, провинция Онтарио, Канада [322]. Примерами палеозойских граувакк являются граувакки формации Мартинсберг (ордовик) в Центральном Аппалачах [191], граувакки сланцев Нормансвилл (ордовик) в Нью-Йорке [314] и формации Хеймонд (пенсилваний) в Техасе [193]. Более молодые граувакки представлены меловыми граувакками Японии [269, 224, 225], а также большей частью песчаниками с градационной слоистостью Апеннин в Италии [267]. Все эти граувакки из геосинклинальных областей характеризуются заметным преобладанием частиц пород над полевыми штатами.

Граувакки (в принятом в данной работе определении) охватывают от  $\frac{1}{5}$  до  $\frac{1}{4}$  всех песчаников (см. с. 314), они широко распространены в палеозойских и более древних орогенных поясах и отсутствуют в недислоцированных разрезах стабильных областей кратонов или шитов. Граувакки морского происхождения, как предполагается для приведенных выше примеров, представлены турбидитными песками флишевых фаций. Однако ни флишевые пески, ни турбидитные пески нельзя отождествлять с граувакками.

### Кварцевые арены (ортокварциты)

**Определения.** Все терригенные пески обогащены кварцем, только в немногих кварц не является преобладающим компонентом. Следовательно, почти все песчаники могут быть названы кварцевыми. Однако некоторые разновидности песков почти полностью сложены кварцем. Такие пески названы Тнежем [297] ортокварцитами; этот термин популяризировал и более строго определил Крынин [171], который применял его к пескам, полностью сложенным кварцевыми зернами, сцементированным кремнеземом. В традиционном смысле истинные кварциты — это те породы, в которых при раскалывании трещины не обходят зерно, а пересекают его. Но это осадочные кварциты — ортокварциты, а не метакварциты. Как отметил Крынин [174], многие из них содержат примесь карбонатного цемента как дополнительного конечного продукта; по мере увеличения количества этого несвязанного материала ортокварциты становятся менее связными. Так как термин «ортокварцит» распространяли и на эти менее связные породы и даже на рыхлые или современные кварцевые пески, это порождает определенную путаницу и противоречия, поскольку отрицает давно сложившееся представление о кварците как об очень твердой, плотной породе [205]. Поэтому были предложены другие термины — кварцевый аренит [323] или кварцаренит [192]. Хотя термин ортокварцит широко использовался на протяжении длительного времени, в современной литературе рекомендуется постепенно заменять его на кварцевый аренит.

**Строение и состав.** Под кварцевыми аренитами в этой работе подразумеваются пески, обломочная фракция которых на 95% или более состоит из кварца. Обычно они сцементированы кварцем, отложившимся одновременно с обломочным кварцем, так, что являются настоящими ортокварцитами (рис. 7-20). Но иногда они сцементированы



матрикс, ортоматрикс, эпиматрикс и т. д. Первый — это захваченная в поры обломочная глина, кристаллизованный материал, третий — продукт дробления зерен песчаной размерности, а четвертый — обломки в результате деформации и раздавливания мягких обломков пород. Хотя в породе возможен матрикс любого типа, однако в большинстве древних граувакк он представлен эпиматриксом, что с глубоким погружением пород и со слабым метаморфизмом интенсивным диагенезом; все это вместе названо Кюеном грауваккизацияей.

**Проблема  $\text{Na}_2\text{O}$ .** Высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в граувакках являлось по-разному [82]. По-видимому, оно обусловлено переносом высоким содержанием его в альбитовых полевых шпатах. Например в граувакке Таннер [141] содержится 3,5%  $\text{Na}_2\text{O}$ . Для этого количества требуется 30% альбитового полевых шпата, эта оценка подтверждается наблюдаемым фактическим 30—40% содержанием полевых шпатов 85—90% которых имеют состав  $\text{Al}_{2-10}$ .

Полевые шпаты являются обломочным компонентом. Однако и то, имеет ли их альбитовая природа первичный характер или определяется диагенетическими особенностями. Тесная ассоциация эвгеосинклинальных граувакк с зеленокаменными породами (спилитами) позволяет предполагать, что эта проблема связана с происхождением спилитов [301]. Существуют также признаки постседиментационной альбитизации. Граувакки содержат неправильные включения кальцита, замещающего обломочные компоненты, а также жезды и прожилки этого минерала. Возможно,  $\text{CaO}$  появляется в результате альбитизации. Но если альбит является первичным компонентом, то почему ассоциирующиеся и переставляющиеся с граувакками аспидные сланцы также не обогащены натрием? Так, пелитовые слои, переставляющиеся с некоторыми мезозойскими граувакками Новой Зеландии, имеют нормальное отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , при котором  $\text{K}_2\text{O}$  значительно больше, чем  $\text{Na}_2\text{O}$ . В то же время в сингенетических граувакках преобладает обратное соотношение [248]. С другой стороны, магматические породы мезозойских эвгеосинклинальных поясов заметно обогащены  $\text{Na}_2\text{O}$ , и некоторые ассоциирующие с ними пелитовые слои характеризуются повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  [308]. Как уже отмечено, отсутствие калийных полевых шпатов является характерной особенностью граувакк. Оно объясняется постседиментационным растворением и удалением  $\text{K}_2\text{O}$  [112].

В общем проблема  $\text{Na}$  остается нерешенной.

**Распространение и геологическое значение.** Большинство граувакк представлено в геологических разрезах преимущественно палеозойских и более древних пород, в основном они составляют часть флишеподных толщ. Обычно они ассоциируют с зеленокаменными породами и являются характерными песчаниками эвгеосинклинальных складчатых поясов. Эвгеосинклинальные граувакки часто обогащены полевыми шпатами и имеют постепенный переход в вулканитовые. Примерами докембрийских граувакк служат архейские толщ Кандского шита [233, 73, 308], Феноскандии [275], древний докембрий Южной Африки [11]. Широко известны палеозойские граувакки Уэльса [326, 226], южных пагорбов Шотландии [309], граувакки Гар [88, 141, 207] и Нового Южного Уэльса в Австралии [55]. По описанию мезозойские граувакки Новой Зеландии [248], франкиские

ограничивают поры песчанника; во многих рыхлых песках видны хорошо оформленные пирамидальные верхушки кристаллов (см. рис. 7-1). Наблюдения показывают, что они приблизительно совпадают с длинными осями обломочных ядер. Конечным результатом процесса растрескивания является сокращение порового пространства, ссыхание класок обрастания друг с другом, образование взаимонепроницающей мозаики кварца, внутри которой можно различить по тонкой линии включений округлые очертания первичных обломочных зерен (см. рис. 7-20). В некоторых кварцевых аренитах это «пылевидное кольцо» почти не видно или почти полностью отсутствует. Оно хорошо заметно в том случае, если обломочные зерна имеют оболочки из окислов железа.

Для многих ортокварцитов характерны явления растворения под давлением, например, хорошо развитые стилолитовые явы [137]. микростилолитовые контакты зерен, особенно между зернами кремня. Растворение под давлением способствует превращению кварцевого песка в кварцит. Этот процесс детально описан Сколиком [276] и воспроизведен экспериментально: рыхлый кварцевый песок подвергается воздействию высокого давления и повышенной температуры при наличии соответствующих поровых растворов [208, 83]. Однако исследование ортокварцитов методом люминесцентной микроскопии показывает, что во многих случаях, когда предполагалось растворение под давлением, мы наблюдаем не что иное, как конечную картину регенерации кварцевых зерен [277].

Некоторые кварцевые арениты сцементированы такими разновидностями кремнезема, как опал и халцедон. Они образуют оболочку на зернах (см. рис. 7-24). Халцедоновый цемент иногда проявляет микроволокнистую структуру, при этом волокна располагаются перпендикулярно к поверхности зерна. Опаловый цемент характерен лишь для очень молодых песчанников. В более древних он подвергся децитрификации и ныне стал халцедоновым.

Карбонатный цемент, кальцитовый или реже доломитовый, обычно присутствует в виде примеси в кварцевом цементе. Однако во многих случаях, особенно в молодых песчанниках, он может быть основным цементом. Обычно каждая пира заполнена (полностью или частично) одним кристаллом карбоната. В исключительных случаях карбонатные кристаллы крупные и охватывают несколько обломочных зерен. Они образуют так называемые песчанники с пятнистым блеском (рис. 7-21). Как отмечено ниже (с. 305), карбонатный цемент может внедряться в обломочные зерна кварца и кинродировать их.

С появлением в составе полевых шпатов кварцевые аренисты постепенно переходят в субаркозы или, при достаточно большом содержании обломков пород, в протокварциты (субинтаренисты). Переходная

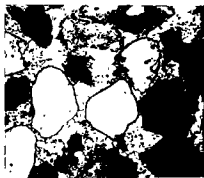


Рис. 7-21. Формация Делота (мел., Дель-модж, штат Канзас, США) Пылевидное кольцо,  $\times 84$ .

Наиболее тонкий кварцевый аренист обильно включенный пылевидный блеск в образце состоит из октаэдрических зерен кварца, частично изометрических и корродированных, связанных с карбонатным цементом. Цемент крупнокристаллический и его единичные кристаллы включают несколько обломочных зерен кварца.

кальцитом или рыхлые и нецементированные совсем, ные кварцем разновидности, являясь истинными квар устойчивыми к эрозии, слагают вершины высоких дислокация формируют высокие гряды. Многие кварцевые слагают относительно маломощные, но обширные по площади встречаются и мощные (иногда более 1000 м) толщи, как в докембрийских формациях. Для многих пород характерны знаки р и косяя слоистость.



Рис. 7-20. Кембрийский песчанник, гора Айрон, штат Мичиган, США. Николь скреплены,  $\times 40$

Искусственная каемка отмечает перпендикулярные контура зерен кварца. Клейкая образовалась при цементации кварцевым цементом проделанным кристаллографическим ориентировкам обломочных зерен кварца

Кварц в ортокваритах преимущественно монокристаллический, так как поликристаллические зерна менее устойчивы и в основном уничтожаются [21]. По этим же причинам для таких песков характерно нормальное, а не волнистое погасание [22]. Кварцевые зерна хорошо сортированы и превосходно окатаны. Поэтому многие из этих песков и в структурном отношении, и по составу отличаются наибольшей зрелостью. Другие компоненты весьма немногочисленны; могут встречаться хорошо окатанные зерна кремня или столь же устойчивые кварцевые обломки. Фракция тяжелых минералов очень ограничена и представлена главным образом хорошо окатанными зернами турмалина и шпинеля, возможно с некоторым количеством рутила и ильменита (или их смесью с лейкоксеном).

Обычно кембритом сущий кремнезем. Как правило, это кварц, отложившийся оптически и кристаллографически единообразно с окатанными обломочными зернами кварца. В песках, не полностью заполненных цементом, обрастания образуют правильно оформленные грани кристаллов, отражающих свет таким образом, что порода на ярком свете сверкает. Ресурсы кварца (см. рис. 7-20).

богатым цементом содержат значительные количества  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ , а иногда и  $\text{MgO}$ , при этом концентрация  $\text{SiO}_2$  соответственно уменьшается. Тонкозернистые разновидности и песчаники, приближающиеся к субаркозам и протокварцитам, содержат заметное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ .

**Распределение во времени и пространстве.** Ортокварциты известны во многих местах, они имеют различный возраст, но в большинстве своем, по-видимому, приурочены к позднему докембрию и раннему палеозою. Древнейшие докембрийские толщи (архейские), вероятно, не содержат много ортокварцитов. Широко известны и детально описаны докембрийские толщи ортокварцитов Северной Америки: кварциты Сиу в Миннесоте, Айове и Южной Дакоте [257], кварциты Барабу и Ватерлоу в Висконсине [31], кварциты Стерджен в районе Меномини и кварциты Меснард в районе Маркетт в штате Мичиган, кварциты Палмс в районе Гогебик в Висконсине и Мичигане, кварциты верхней части формации Лоррен на северо-востоке озера Гурон, Онтарио [129], формация Оажик близ залива Коронейши на Северо-Западных территориях [144]. Эти толщи имеют большую мощность, часто превышающую 1000 м, обычно им свойственны косая слоистость и знаки ряби. Пролонгированных слоистостей или редки, или отсутствуют. К этим породам относятся также песчаники Сибли группы Кивино в районе залива Тандер на побережье озера Верхнего и песчаники Хинкли в Миннесоте [294]. Кварцевыми арениитами позднего докембрийского возраста сложена формация Атабаска в Северном Саскачеване [84], распространенная на площади 104 000 км<sup>2</sup>, а также близкая к ней по характеру и условиям залегания формация Телон на Северо-Западных территориях [72].

Нижнепалеозойские толщи Северной Америки изобилуют кварцевыми арениитами (рис. 7-20, 7-22, 7-23). В отличие от докембрийских пород, они гораздо хуже сцементированы, менее мощные, но имеют широкое площадное распространение. В верховьях долины Миссисипи развиты кембрийско-ордовикские кварцевые аренииты. Они представлены кембрийскими песчаниками Дресбах, Франкония и Джордан [120] и ордовикскими песчаниками Нью-Ричмонд и Сент-Питер [61, 292]. Кварцевыми арениитами сложены кембрийские формации Гейтсберг и Чиккиз и девонская формация Орискани в Центральном Аппалаче. Ортокварцитам являются также песчаники Тулли-Крик (ордовик) гор Арбакл в Оклахоме (см. рис. 7-23), песчаники Блейкли и Кристал-



Рис. 7-22 Конгломератовый кварцевый арениит из сланцев Колдуотер (двон), штат Мичиган, США. Никели скрещены. 14. Галлика жильного кварца (крупный образец) представляет собой хороший пример полноразмерного кварца, карбонатные обломки (сплошные\*) и кремни (пунктирные) являются агрегатами сцементированными карбонатом. Аутгенный вырит образует конгломерат в виде ян вокруг карбонатных обломков.

порода характеризуется увеличением количества зерен кварца и менее совершенной их окатанностью.

Ортокварциты и близкие им песчаники редко содержат раковины. Хорошо сохранившиеся карбонатные раковины встречаются только если не сильно известковистые. Могут встречаться агрегаты кальцита; их присутствие объясняется растворением и выпадением в осадок вещества раковин. Результатом растворения раковин, в частности их утонение, а также полная замена песка кальцитом внутри раковины отмечены Крыным

Таблица

Химические анализы ортокварцитов (кварцевых аренитов). По [237]

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И
SiO <sub>2</sub>	98,87	95,32	97,58	97,36	98,91	83,79	99,54	99,40	97,30
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	0,05	0,35	—	0,03	0,02	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	2,85	0,03	0,73	0,62	0,48	0,35	0,20	1,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,05	1,20	0,63	0,09	0,063	0,09	0,01	0,30
FeO	0,11	—	—	0,14	—	—	—	—	0,01
MnO	—	—	—	0,01	—	—	—	Следы	0,003
MgO	0,14	0,4	0,10	0,01	0,02	0,05	0,06	0,01	0,03
CaO	—	Следы	0,14	0,04	—	8,81	0,19	0,01	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,08	—	0,10	0,08	0,01	—	—	0,08	0,05
K <sub>2</sub> O	0,15	0,30	0,03	0,19	0,02	—	—	Следы	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	0,54	—	—	0,25	0,04	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	—	—	0,11	—	—	—	0,01	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,02	—	—	—	Нет	—
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	<0,01	0,06
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,93**	—	—	—
П. п. в.	—	1,44	0,03	—	0,27	—	—	0,28	1,
Сумма	99,91	100,10	99,62*	99,94	98,99	100,13**	100,51	100,05**	99,57

\* Включает 0,13 SO<sub>2</sub>.

\*\* По расчету.

Ж — исключает 0,006 органического вещества.

— Включает 0,00008 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, BaO и SrO отсутствуют. NiO менее 0,0001; CuO менее 0,0002, менее 0,0002.

А — кварциты Мессидра (докембрий). Округ Маркетт, штат Мичиган, США.

Г Холл [187].

Б — кварциты Лоррен (докембрий), район Плиммер, провинция Онтарио, Канада. Ам

М Коннер [50].

В — кварциты Сну (докембрий), Сну-Фолс, Южная Дакота [257].

Г — песчаники Ллухавуори (кембрий?), Тинлихорю, Финляндия. Аналитик П. Окснер

Расчетный минеральный состав кварца 70—75%, полевые шпаты 0,1—1,4%, обломки пород 0,1—5,

ишчатый цемент 10—20%.

Д — песчаник Сент-Пьер (ордовик), Медлота, штат Миннесота, США.

А. Уилли [234].

Е — песчаники Слиммон (ордовик), Кул-Крин, Оклахома [36].

Ж — песчаники Тускарора, Хайдилен, штат Пенсильвания, США [Feitke, 1918].

З — песчаники Орпелтон (девон), кайзер Берли-Спрингс, Алабама коммюни Пей

Гласс-Сайд и Шарп-Шурт.

И — песчаники Миссифилд (палеозой), округ Кроуфорд, штат Индиана, США.

Аналитик М. Коллер, Р. Лейнхарт, Р. Вилли. Расчетный минеральный состав: кварц 95,3%,

кальцит 1,2%, каолин 3,9%, глинистый 0,3% [Murray and Patton, 1953].

К — песчаники Берли (меловый), Берли, штат Огайо, США. Аналитик Н. Лорд.

кварцит [60].

Как можно видеть из табл. 7-10, кварцевые арениты и б к ним песчаники исключительно богаты SiO<sub>2</sub>; других окислов они м содержат менее 1%. Эти песчаники представляют собой одно из крупнейших известных скоплений чистого кремнезема. Они являются мысленным источником кремнезема, а в случае низкого содержания железа из кварцевых аренитов изготавливают стекло. Песчаники с

Происхождение и геологическое значение. Значительное содержание кварца, исключительная сортированность и окатанность, обнаруживаемые ортокварцитами, указывают на высокую степень их структурной и минералогической зрелости. Эти породы являются конечным продуктом продолжительного процесса выветривания, сортировки и абразии. Для достижения этого результата необходимо достаточно длительное время, чтобы области питания и осадконакопления характеризовались тектонической стабильностью или чтобы пески проходили через несколько циклов осадконакопления. Преобладает точка зрения, основанная как на экспериментальном изучении абразии песков [180], так и на исследовании песков крупных рек, например Миссисипи [261, 259], что кварцевые аренисты того типа, который встречается в геологических разрезах, вряд ли когда-либо могли образоваться в результате переноса реками, сколь продолжительным ни был бы этот перенос.

Кюнел [181] делает вывод, что песок может достичь совершенной окатанности только в условиях золотого переноса, следовательно, песок с высокой степенью окатанности должен на каком-то этапе своей истории (не обязательно на последнем) подвергнуться золотой обработке. Этот вывод предполагает многоцикловое образование кварцевых аренистов, что трудно установить, основываясь на внутренних свойствах самого песка. Доказательством могут служить стертые каемки обрастания, но они наблюдаются редко.

Вопреки заключению Кюнел, ряд геологических признаков свидетельствует о возможности образования очень зрелых песков под воздействием повторяющихся процессов промывания и проветывания песков в волноприбойной полосе. Фолком [91] описано переслаивание песков высокой степени окатанности с песками заметно худшей окатанности в кварцитах Тускарора (сн.тур) Западной Виргинии. Различие объясняется местными изменениями условий осадконакопления, при этом предполагается, что более зрелые пески образовались в условиях пляжа. Такое местное проветывание или промывание, вероятно, могло обеспечить «очистку» песка от менее зрелых частиц.

Большинство современных песков не является кварцевыми аренистами. Незначительные исключения [218] представляют пески, отлагающиеся в современном цикле при разрушении близлежащих кварцевых аренистов. Таковы некоторые пляжевые пески побережья Мексиканского залива в Северо-Западной Флориде, где песок на 99% состоит из кремнезема [33]. Отсутствие современных кварцевых аренистов, их немногочисленность в молодых геологических формациях (за исключением, пожалуй, меловых), их широкое распространение в кембри и отсутствие, в общем, в архее — все это требует объяснения. Можно сказать, что ортокварциты отвечают периодам длительной стабильности, которая обуславливает выравнивание поверхности и длительность процессов выветривания. Если это так, то начиная с мелового периода и до настоящего времени Земля переживает период тектонической неустойчивости и поэтому характеризуется развитием незрелых песков. Связь тектонической стабильности с петрографией песчанников рассматривается в конце этой главы.

### Гибридные песчанники

Существуют пески, не попадающие ни в одну из рассмотренных выше крупных групп. Если даже исключить вулканические и карбонатные пески, остается несколько типов таких необычных песков, среди которых выделяются зеленоцветные пески.

Маунтин в районе Уошито. На западе Соединенных арений представлены кварцитами Флэтхед (кембрий) в кварцитами Юрика (ордовик) в Неваде и кварцитами в Айдахо [161]. Примерами позднелавозойских кварцевых служат песчаники Тенсалип в Вайоминге и их фациальный а формация Каспер и кварцита Уйбер в Юте.

Кварцевыми арениями являются также песчаники Дакота (см. рис 7-21) Великих равнин и некоторые близкие к ним малые третичные пески, например пески Коханси в Нью-Джерси [40].

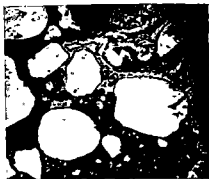
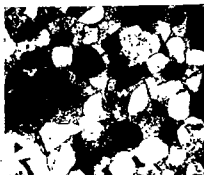


Рис. 7-23 Песчаник Тулин-Крик (ордовик), штат Оклахома США. Никола скрещенный, 55.

Зрелый песок, слабо сцементированный карбонатным цементом, вследствие чего имеет высокую пористость.

Рис. 7-24 Песчаник с оловянным цементом из «кварцита» Огдзала (плиоцен), штат Канзас, США. Бессалястиора, 20.

Грубозернистый песчаник, состоящий из кварца и небольшого количества полевых шпатов, сцементированный оловянным цементом.

Примерами кварцевых арений в Европе служат песчаники Хардберга в Швеции [127], кварцита Малверн (кембрий) в Англии, песчаники Лаухавуори в Финляндии [275], некоторые песчаники мелового возраста, такие как песчаник Квадер в Гарце [252], а также третичные песчаники Фонтенбло во Франции [44].

Из перечисленных примеров становится ясно, что кварцевые арения распространены очень широко (возможно, они составляют одну треть всех песчаников), что они имеют преимущественно позднемеловый и раннекайнозойский возраст (наиболее мощные толщи — до кембрийских) и что они наиболее характерны для стабильных кратонных областей. Многие кварцевые арения встречаются вместе с известняками и доломитами, в большинстве из них отсутствуют глинистые прослои. Хотя ортокварцита являются типичными для стабильных участков шитов, они иногда распространяются в пределы окраинных участков мезосинклинальных поясов. Предполагается, однако, что пески образовались в стабильных областях. Ортокварцита почти не известны в эвгеосинклиналях, но есть и несколько исключений. Так, Кегнер [161] описал ордовикские ортокварцита (формация Вальми) в эвгеосинклинальной области Пешавы, где они ассоциируются с зеленокаменными породами и известняками кремня.

в глауконит не связано с коренными изменениями. Хотя наблюдения Галлихера подтверждены другими исследователями [76], некоторые глаукониты образовались, по-видимому, не из слюды [5]. Из сводки Такахама [288] следует, что глауконит образуется из нескольких исходных материалов, например из фекальных пеллет, из глинистого

Таблица 7-11

Химические анализы глауконитовых и других песчаников. По [237]

Компонент	А	В	В	Г	Д	Е
SiO <sub>2</sub>	57,40	50,74	75,95	45,43	48,86	49,81
TiO <sub>2</sub>	0,20	—	0,20	0,11	Следы	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,89	1,93	2,91	0,03	11,82	5,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,98	17,36	10,29	2,92	1,83	20,17
FeO	3,04	3,34	—	—	1,22	0,35
MnO	0,03	—	—	0,02	—	—
MgO	2,41	3,76	1,37	0,61	1,43	0,95
CaO	1,78	2,86	0,10	26,21	12,85	2,43
Na <sub>2</sub> O	1,11	1,53	0,35	0,34	0,47	0,84
K <sub>2</sub> O	4,85	6,68	2,99	0,16	0,64	0,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,36	9,08	5,40	2,78	2,75	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,46	—	—	—	—	3,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	1,79	—	16,05	10,70	0,42
CO <sub>2</sub>	—	0,88	—	3,12	3,40	—
SO <sub>2</sub>	0,45	—	—	0,86	—	—
F	—	—	—	1,87	2,86	—
Сумма	100,29*	99,95	99,56	101,25**	97,84	100,03
Минимум О				-0,79	-1,20	
				100,46**	96,64	

\* Включает 0,02 BaO.

\*\* Включает 0,45 С и 0,29 FeS.

В оригинале — 99,01.

А — глауконитовый песок (средний эоцен), полуостров Памп, Новая Зеландия [87].

В — глауконитовый песчаный мергель (верхний мел), штат Нью-Джерси, США. Авантити Ф. Бейкер [200].

В — глауконитовый песок, цемент опалеский, танетский ярус, Алгр, Бельгия [44].

Г — фосфатный песчанник, «верхний фосфоритовый пласт» (савонни), Шатры, Курск, СССР [38]. Около 38% кварца, 45% фосфорита, 5% глауконита.

Д — фосфатный песчанник, Сент-По, Буанез, Франция [44].

Е — железистый песчанник, Хиллсанти, Норфолк, Англия [Phillips 1881, Quart. J. Geol. Soc. 37]. Состоит из кварцевых зерен, цементированных бурой железной рудой, с небольшими количествами полевых шпатов и слюды.

вещества, выполняющего раковины фораминифер, радиолярий и других морских организмов, из таких силикатных минеральных веществ, как вулканическое стекло, полевые шпаты, слюды или пироксен. Органическое вещество, по-видимому, способствует процессу глауконитизации. Исходные вещества теряют глинозем, кремнезем и щелочи (за исключением калия), в то же время происходит увеличение содержания окисного железа и калия. Существенным фактором этого процесса является морская вода.

Хотя глауконитовые пески представлены в широком диапазоне отложений (от докембрия до современных), наиболее часто они встречаются в кембрийских породах. Еще одним этапом глауконитизации, вероятно, был меловой период. Во многих местах этот процесс продолжался в палеоцене и эоцене. Так было, например, на Прибрежной Атлантической равнине США.



**Глауконитовый песок (гринсенд).** Термин **гринсе** (зеленоцветный песок) применяют к обогащенным глауков (рис. 7-25). При исследовании под лупой образцов зеленцов видны, что они почти полностью состоят из глауконита, на зерен кварца приходится менее 1%. Чаше же кварц является компонентом породы, составляя в ней 50% и более. Пески, состоя преимущественно из глауконита, имеют темно-зеленую или светлую окраску; смешанные пески характеризуются пестрой окраской (цвета «голи с шерем»). Глауконитовые пески известны в отложениях мелового и эоценового возраста на прибрежной равнине востока Соединенных Штатов, особенно в штатах Нью-Джерси и Делавэр [12, 199]. Хотя мощность отдельных пластов редко превышает 10 м, они развиты на большой площади и представляют в этой связи промышленный интерес как источник получения калия. Химический состав нескольких представительных образцов зеленоцветных песков приводится в табл. 7-11. Как и следовало ожидать, состав песков колеблется в широких пределах, в зависимости от соотношения глауконита и другого обломочного материала, а также от типа и количества цемента.



Рис. 7-25. Глауконитовый песок формации Форд Оуэстес (мед.), провинция Альберта, Канада [По 238]. Без анализатора.  $\times 75$ .

Песчаный, богатый глауконитом (зерна округлые, габбазы), полуугольные зерна кварца сферическими. Карбонатный цемент. Эта формация содержит также незначительное количество обломочных кремней.

С представлениями Клауда, глауконит образуется в морской воде нормальной солености, для него требуется слабовосстановительная обстановка (по Чиллинггару [45], слабоокислительная); образованию глауконита способствует наличие органического вещества; его присутствие характерно для глубин воды 18—720 м; он формируется только на участках, характеризующихся небольшой скоростью осадконакопления; глауконит образуется главным образом из слюдястых минералов или донных илов, обогащенных железом. Как отмечено Хаддингсом [128] и другими исследователями, места генерации и накопления глауконита могут не совпадать, так как иногда он несет признаки переработки и переноса.

Галлихер [105, 106] пришел к выводу, что глауконит образуется из биотита в процессе медленного выветривания. Он наблюдал зерна промежуточного состава, которые указывали на такой переход. Он отметил также, что в заливе Монтерей в Калифорнии обогащенные биотитом прибрежные пески в сторону моря латерально переходят в смешанные глауконитово-слюдястые алевритовые пески, а далее, на глубине около 200 м — в глауконитовые илы. Грюнер [125] показал, что распределение нодов в отдельных ячейках глауконита и весьма сходное, если не идентичное; поэтому превращение б

Для изучения нитающих провинций некоторое значение могут иметь даже глинистые минералы. Если бы они были стабильными, минералогия глины в осадке могла бы довольно близко соответствовать минералогии глины в определенной области сноса [79, 7]. Однако глинистые минералы подвержены изменениям после отложения и захоронения, поэтому они менее пригодны для изучения источников сноса, чем обломочные компоненты песков или галька в галечниках.

### Стабильность минералов в почвенном слое

Знание среднего валового химического состава осадка или его минералогического состава требует прежде всего понимания разницы между химическим и минералогическим составом продукта выветривания и составом породы, из которой он образовался. Рассмотрим оба аспекта этой проблемы.

Таблица 13-2

Анализ свежих и выветрелых мортонских гнейсов. По [30]

Оксиды	А	Б	а	г
SiO <sub>2</sub>	71,51	55,07	30,83	-40,71
TiO <sub>2</sub>	0,26	1,03	0,58	+0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	26,14	14,62	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	3,72	2,08	+1,39
FeO	1,64	2,53	1,43	-0,21
MgO	0,77	0,33	0,18	-0,59
CaO	2,08	0,16	0,09	-1,99
Na <sub>2</sub> O	3,64	0,05	0,03	-3,61
K <sub>2</sub> O	3,92	0,14	0,03	-3,64
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	9,75	5,40	+5,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,02	0,64	0,36	+0,34
CO <sub>2</sub>	0,14	0,36	0,20	+0,06
Всего:	98,82*	99,96*	55,88	-43,9†

\* Некоторые малые компоненты, определенные С. С. Гольдлахом, не включены в сумму.

А — свежие гнейсы Мортон, карьер компании Колд-Спринг, апалитик С. С. Гольдлах.

Б — осточкованная глина из Рамсей-парка, Редхилл Роудс, Миннесота, апалитик С. С. Гольдлах.

а — масса оксидов в 55,88 г выветрелого материала, образовавшегося из 100 г свежей породы при допущении, что количество гликозема постоянно.

г — потери в граммах каждого составляющего оксида при превращении 100 г свежей породы в 55,88 г выветрелого материала.

### Мобильность оксидов

Химические изменения, происходившие во время выветривания, определяются путем сопоставления состава продуктов выветривания и состава свежей, невыветрелой породы, из которой они образовались. Это было хорошо показано на примере изменения мортонских гранито-гнейсов [30]. Свежие гнейсы содержат около 30% кварца, 19% калиевого полевого шпата, 40% плаггиоклаза и 7% биотита. Оставшиеся 3% приходятся на амфибол, магнетит и акцессорные минералы. В табл. 13-2 приведен химический состав невыветрелого гнейса (колодка А) и измененной породы (колодка Б). Судить о действительных изменениях по данным этих анализов трудно, поскольку их суммарные результаты в обоих случаях должны, разумеется, составлять 100%. Например, изменение содержания гликозема от 14,62 до 26,14% не означает поступления дополнительного количества его, а свидетельствует лишь об увеличении его доли в общем составе по отношению к другим компонен-

**Фосфатные песчанники.** Фосфатное вещество, обычно о терминном каофан, — слабо упорядоченный карбонатный патит, который может служить цементом песка или слагать из его часть.

Многие пески содержат мелкие фосфатные обломки, напри обломки фосфатных скелетов, реже фосфатные желваки или зерна. Глауколитовые пески (см. табл. 7-11) часто обогащены фосфатным веществом. В некоторых песках фосфаты образуют цемент, друзовые «рудашки» на кварцевых зернах либо микрокристаллическое выполнение пор [35, 54]. Некоторые фосфориты (см. рис. 11-31) сами являют-

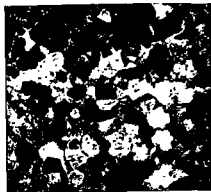


Рис 7-26 «Известняк» Кау-Криг (мел), близ Фредериксберга, штат Техас. По [238]. Измельчено,  $\times 22$ .

Состоит из глауколитового обломочного кварца, обломков скелетов (бivalvевой структуры) и микрокристаллического карбоната, сцементированного кальцитом.

Рис 7-27 Довольно редкий поритосодержащий кварцит, бассейн Ранг, Южная Африка. Измельчено,  $\times 22$ .

Обломочный порит переслаивается с кварцевым песком.

ся «песками», состоящими из зерен фосфата или оолитов, которые могут сменяться и в различных пропорциях с обломочным кварцем.

**Калькаренистые песчанники.** Песчанники, особенно кварцевые арены, могут постепенно переходить в калькаренистые известняки. Переходной формой служит смесь обломочного кварца и карбонатных обломков, скелетных и оолитовых форм (рис. 7-26). Для обозначения таких песчанников введен термин калькаренистый песчанник, чтобы отличать их от известковистого песчанника. Последний термин применяется к обычным песчанникам с карбонатным цементом. Следует также отличать калькаренисты и калькаренистые песчанники от калилититов — литовых песчанников с терригенным карбонатным обломочным материалом.

Современные пески некоторых областей представлены смесью биохимического или химического карбонатного обломочного материала с обычным кварцевым песком. На восточном побережье Флориды кварцевый материал прибрежным течением переносится в южном направлении и смешивается с обломками раковин местного происхождения. На

песков, цементированных опалом, с известковыми слоями, по-видимому, являются достаточно распространенными. Это отмечено, в частности, для третичной формации Гейдзи (Катахула) в Техасе [194].

В качестве цемента широко представлены также различные карбонатные минералы, чаще кальцит. Доломит встречается реже, а сидерит — еще меньше, хотя и не до такой степени, как считается. Он редко виден в обнажениях по той простой причине, что является очень неустойчивым в атмосферных условиях. Многие песчанники с железистым цементом фактически являются сидеритовыми. Исследованиями некоторых пятнистых песчанников показало, что каждое пятно, заполненное лимонитовым цементом, образовалось в результате окисления сидерита, остатки которого сохранились в центре некоторых заполненных лимонитовым цементом участков (рис. 7-28).

Цементом могут служить окислы железа и, очень редко, сульфид железа. Среди более редких силикатов цемент может быть представлен в незначительном количестве полевым шпатом (рис. 7-29), каолинитом и другими глинистыми минералами и цеолитами. Хотя глины могут быть привнесены в процессе осадконакопления, часть каолинита представляет собой крупнокристаллическое выполение пор, т. е. образованное позже [72, 39]. Цеолиты весьма обычны в вулканомитовых песчанниках или песчанниках, содержащих вулканическое стекло [134, 315]. Изредка цементирующими материалами служат барит и анидрид, имеющие лишь местное значение.

Изучение Тэдманом цементов песчанников [290] подтвердило существовавшее прежде мнение, что кремнезем является наиболее распространенным цементом древних песчанников, тогда как в мезозойских и более молодых песчанниках кремнистый и карбонатный цементы представлены приблизительно равными долями. Значение подмеченной особенности ясно. Карбонатный цемент древних песчанников был замещен силикатным, возможно, это связано с выщелачиванием карбонатов.

Взаимоотношения цемента и обломочного каркаса в песке очень интересны и важны. Если минеральный состав цемента одинаков с составом обломочных зерен, конечным продуктом вторичного разраствания минеральных зерен будет агрегат взаимопроникающих кристаллов-кварцит (в случае преимущественно кварцевого состава пород). Если же цемент минералогически отличается от обломочных зерен, могут образовываться разнообразные структурные соотношения (рис. 7-30). Например, кальцит в частично цементированном песчаннике может отлагаться в виде друшовой «рубашки» зерен, или в виде межзерновой кристаллической мозаики, а в редких случаях — в форме крупных идиоморфных зерен, включающих множество обломочных зерен [104].

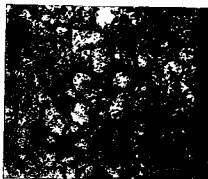


Рис. 7-28 Конcretionная и известковая Гейдзи (мел), округ Эдвардс, штат Канзас США близ андизатора,  $\times 80$ .

«Пятнистый» песчанник: каждое пятно представляет собой небольшой участок, являющийся продуктом окисления сидеритового цемента. В центре одного лимонитового пятна рисунка сидерит

породы, резкое уменьшение пористости, за-  
структур и переход породы в более или менее рав-  
ную систему.

Эти изменения происходят в песках по-разному. Чистые  
пески, испытывая только перераспределение кварца через раствор,  
превращаются в ортокварциты. Нездельные пески, особенно литито-  
арениты с высоким содержанием неустойчивых частиц пород, превр-  
щаются в граувакки. Вулканоластические пески претерпевают, пожа-  
луй, наиболее радикальные изменения, сходные с ретроградным мета-  
морфизмом.

Крупные текстурные элементы, такие как следы нагрузки, складки  
оволожения и подобные им, вызванные «деформациями неконсолидиро-  
ванного осадка», обычно не рассматриваются в качестве диагенетиче-  
ских. Диагенез включает минералогические и структурные изменения,  
но не формирует текстуры. Исключение представляют конкреции и  
столонцы, рассматривающиеся как диагенетические. В этой книге  
крупные диагенетические сегрегации (конкреции и желваки) рассматри-  
ваются отдельно, в гл. 12.

Рассмотрим диагенетические изменения, вызываемые химическими  
процессами.

### Цементация

Химически осажденный материал, образующий цемент многих пес-  
чанников, является важнейшим компонентом этих пород. При полном  
затвердевании пор цемент составляет от  $\frac{1}{4}$  до  $\frac{1}{2}$  объема породы. В толще  
цементированных песчанников мощностью 100 м содержится, к приме-  
ру, столько цементирующего материала, что, будучи выделенным, он  
образовал бы пласт мощностью 25—30 м. Кроме того, цементация  
служит последней ступенью при формировании песчанника; наши пред-  
ставления не могут считаться полными и удовлетворительными, пока  
мы всесторонне не исследовали происхождение цемента и способ его  
осаждения.

Выпадение цемента влияет и на пористость, и на проницаемость  
породы и поэтому представляет большой интерес при изучении движе-  
ния флюидов через породу и при оценке общего количества этих  
флюидов. Полная цементация ведет к образованию столь плотного  
песчанника, что он не способен ни удерживать в себе, ни пропускать  
такие флюиды, как пластовые воды, нефть или природный газ.

Известно, что цементом в породе могут служить многие минералы.  
Однако часть из них встречается сравнительно редко и в количествен-  
ном отношении не играет важной роли. Наиболее распространенным  
цементирующим материалом является кремнезем (главным образом  
кварц). Обычно кварц отлагается в виде оболочек, нарастающих на  
зернах обломочного кварца (см. рис. 7-1 и 7-20). При некоторых специ-  
фических условиях кремнезем отлагается в виде опала или халцедона,  
а не кварца (см. рис. 7-24). Песчанники с опалоподобным цементом  
имеют преимущественно молодой возраст. Факторы, определяющие вы-  
падение опалового, а не кварцевого цемента, полностью не выявлены,  
однако, по-видимому, это связано с ионной концентрацией [216]. Пес-  
чанник Опала в Канзасе, цементированный опалом, интерпретируется  
как случай замещения опалом кальцитового цемента [100].  
Предполагается, что источником кремнезема послужил связанный  
с песчаной формацией слон вулканического пепла. Тесные ассоциации

жительно накапливавшихся вместе с обломочным кварцем, в Вальдшмидт [307] — разрастанием цемента, сопровождавшимся раздвиганием зерен. Как уже отмечено, это явление может частично вызываться коррозией и замещением детритовых зерен карбонатами.

Некоторые песчанники имеют цемент нескольких типов. В таких случаях важно определить парагенезис или относительный возраст цементирующих веществ. Вальдшмидт считал [307], что для песчанников Скалистых гор, изученных им, можно установить определенный порядок осаждения. Кальцит следует за кварцем; в случае трех цементирующих минералов за кварцем следует доломит, за которым, в свою очередь, осаждается кальцит. В случае четырех минеральных типов цемента за перечисленными тремя минералами следует ангидрит. В некоторых песчанниках, содержащих три типа цемента, последовательность такова: кварц, доломит и ангидрит. Хилл [136], наблюдая палеозойские песчанники Западной Виргинии, пришел к выводу, что карбонаты осаждаются позже кварца, однако Гилберт [108] установил, что в третичных песчанниках Калифорнии доломит, а в некоторых случаях и кальцит, выпали раньше кварца.

В общем последовательность выпадения нескольких цементирующих минералов устанавливается исходя из принципа, что минералы, отложившиеся первыми, имеют лучшую форму, т. е. ближе к эвгедральным, и прилегают к стенкам пор. Минералы, отложившиеся позже, должны занимать оставшееся незаполненным пространство и приспосабливаться к форме ранее образовавшихся кристаллов. Однако правильно ли допущение, что минералы формировались в свободном пространстве? Хаддинг [127], Капе [44] и Свинфорд [287] описали песчанники, первоначально цементированные кальцитом, который позже, частично или полностью, был замещен кварцем. Доказательством такого замещения являются редкие включения кальцита в массе вторичного кварца. Поэтому возможно, что эвгедральность не может служить точным признаком для определения относительного возраста.

Не решены пока проблемы: как и когда пески цементируются, каково происхождение цементирующего материала? Долгое время считалось, что цементирующий материал привносится в песчанник циркуляцией атмосферных или артезианских вод, из которых осаждаются кремнезем и карбонаты. Известно, что подземные воды действительно переносят эти вещества в растворенном состоянии и что эти вещества выпадают из раствора. Подробно эту проблему исследовал Ван-Хайз [304]. Он предположил, что кремнезем (или иной цементирующий материал) был растворен в зоне выветривания и вновь отложился в песке в виде цемента. Ван-Хайз подчеркивал, что содержание кремнезема в подземных водах было очень низким. Содержание кремнезема в водах из толщ магматического происхождения колеблется от 10 до 70 мг/л [320]. Принимая величину 20 мг/л, Ван-Хайз подсчитал, что для цементации 1 км<sup>3</sup> песка (при пористости 26%) потребовалось бы 130 000 км<sup>3</sup> осредненных подземных вод. Поскольку некоторые песчанники, особенно залегающие в глубоких структурных бассейнах, насыщены солеными водами, многие исследователи считают, что циркуляция атмосферных вод в них не было никогда и, следовательно, нужно искать другой источник их цемента.

Учитывая это, Джонсон [157] предполагал, что кремнезем выделяется из реликтовых вод. Реликтовая вода, по существу, является захваченной морской водой, а поскольку морская вода в среднем содержит кремнезема меньше, чем грунтовая (около 4 мг/л), то стано-

(рис. 7-30,б). Опаловый и халцедоновый цемент могут агатоподобную оболочку на зернах каркаса (см. рис. 7-24) или видную структуру с радиально-лучистыми волокнами. Другие цемента, например каолиновый, могут встречаться в виде блокового поликристаллического выполнения фаз.

В некоторых случаях, особенно при карбонатном цементе, происходит реакция между цементом и зернами каркаса. Цемент разделяет облученные зерна, что проявляется в неправильном и изрезанном кон-



Рис. 7-29 Ретифицированный обломок пологого шпата из песчанника Круасан (мелбрий) штат: Виктория, США.

а — бл. биакристаллы, >100. Обратите внимание на простую ромбическую форму постаревшего кристалла, границы спайности неясные; б — ретифицированную кайму, так и не являющуюся обломочным зерном. б — лавовый скверин, >100. Обратите внимание на резкую границу между бл. монокристаллом и вторичным обрастанием, обусловленным разницей в составе, что определяет абсолютную разницу в углах погасания двух частей постаревшего кристалла.

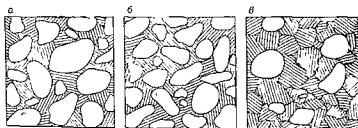


Рис. 7-30 Схема взаимоотношения карбонатного цемента и обломочных зерен в песчаннике; карбонаты заштрихованы, зерна обломочного кварца светлые

а — обычный мелкозернистый песчанник; б — песчанник с лентчатым блеском; в — песчанник из-

точно цемента с зернами (см. рис. 7-21). Местами этот процесс заходит так далеко, что от первоначальных зерен остается лишь несколько небольших ориентированных участков с одновременным погасанием. Такой коррозии с замещением карбонатами подвержены кремни, полевые шпаты и даже кварц.

Обычно цемент заполняет (частично или полностью) поры в песке (рис. 7-30,а). В отдельных случаях карбонатный цемент занимает чрезвычайно большой объем в песчаннике, равный объему обломочного кварца или даже превышающий его; в этом случае кварцевые зерна как бы «плавают» в цементе (рис. 7-30,б). Некоторые исследователи объясняют это перекристаллизацией обломочных карбонатов, предпо-

2544 м (рис. 7-31). Тэйлор считала, что эти изменения вызываются внутрипластовым растворением, а также течением кварцевых зерен. В последнем случае произойдет сокращение объема пор и потребуется небольшое химическое осаждение. Широко представлены признаки давления, такие как изогнутые слюды и растрескавшиеся кварцевые зерна, но доказать течение самой твердой массы трудно, а вогнуто-выпуклые контакты могут быть результатом растворения. С другой стороны, исследование зависимости между растворением под давлением и величиной давления, проведенное Сивером [273] на пенсильванских песчаниках восточной части США, не дало убедительных результатов.

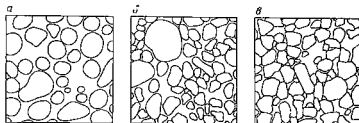


Рис. 7-31. Схематическое изображение упаковки зерен и конденсации (уплотнения), полученное с помощью лучевой камеры.

а — кварцевые оолиты Арбакла, мексика 0,5 контактов на зерно; б — кембрижский песчаник, озеро Верхнее, 1,5 контакта на зерно; в — пенсильванский песчаник Монтессело, 2,6 контакта на зерно

Эксперименты Фэрберна [85], Максвелла и других [210, 27, 208, 83, 140] показали, что растворение кремнезема и вторичное его осаждение в замкнутой системе является реальностью и что цементация песков может быть осуществлена посредством такого внутреннего перераспределения.

Петрографические доказательства растворения на контактах зерен не всегда убедительны. Взаимопроникновения зерен практически не наблюдается. В большинстве случаев, когда наблюдаются зубчатые границы, первоначальные контуры зерен кварца различить трудно или невозможно. Более того, Зиппель [277] недавно доказал, что первичные обломочные зерна в некоторых песчаниках отчетливо видны при применении метода катодолюминесцентной микроскопии и что взаимопроникновения зерен не наблюдалось. Можно почти определенно говорить, что вторичный кварц образовался не в результате контактового растворения.

Пай [245], а также Голдштейн [117] полагали, что некоторая, возможно большая, часть силикатного цемента образовалась при растворении частиц тонкой фракции, которые могли когда-то содержаться в песке. Хорошо известен случай, когда в одном растворе мелкие частицы могут растворяться при одновременном росте крупных частиц. Поэтому возможно, что крупные зерна песчаника могут расти за счет мелких, но поскольку тонкие частицы в этом процессе разрушаются, трудно привести доказательства этого предположения. Хилл [137, 138] предположил, что кремнезем образуется путем внутрипластового растворения по стилолитовым швам. Сталоиты в песчаниках встречаются чаще, чем обычно считается, растворение вдоль таких швов может обеспечить часть кремнезема, необходимого для цементации.



вится ясным, что реликтовые воды песчанников могли в незначительное и в целом недостаточное количество кремнезема, источником кремнезема являлись реликтовые глины. Глинистые сланцы первоначально были более пористыми, пески, они претерпели сильное уплотнение. Содержавшиеся в них флюиды должны были выделяться, и переслаивающиеся с ними песчанники действительно могли служить путями миграции вод. В условиях повышенных температур, присущих большим глубинам, воды глинистых сланцев могут содержать кремнезема, способного отлагаться в песчанниках, больше, чем обычно. Поровые воды современных глубоководных глин иногда пересыщены кремнеземом (до 80 мг/л), но такое высокое содержание кремнезема, по-видимому, является следствием растворения диатомовых обломков [274]. Однако более вероятный источник кремнезема — постседиментационное превращение монтмориллонитовых и (или) смешанных иллит-монтмориллонитовых глинистых сланцев в иллит, процесс, при котором высвобождается кремнезем [299]. Глубокое захоронение отложений способствует этому процессу; наблюдаемое общее преобладание иллита в древних глинистых сланцах дает основание предполагать, что этот механизм действовал в крупном масштабе.

Установленный Фюхтбауэром [102] факт, что кварцевая цементация в песчанниках догерра увеличивается в направлении зоны выклинивания глин, свидетельствует в пользу концепции выделения перенасыщенного кремнеземом вод из глин. Однако многие сцементированные песчанники залегают, не переслаиваясь с глинами. Как же произошла их цементация?

Поиски, связанные с объяснением цементации посредством артезианских и отжатых из глин вод, привели некоторых исследователей к необходимости «заглянуть» в внутрь формации. Вальдшмидт [307], Гилберт [108] и другие высказали предположение о внутрислововом происхождении кремнезема. Вальдшмидт пришел к выводу, что кварцевый цемент песчанников образуется при растворении кремнезема на контактах зерен и последующем его осаждении в пустотах. Концепция Вальдшмидта, по существу, является принципом Ринке, применимым к метаморфическим породам. В качестве доказательства действия этого процесса Вальдшмидт рассматривает взаимопроникающие контакты кварцевых зерен. Вогнуто-выпуклые контакты между зернами кварца, похожие на гальку с вмятинами в некоторых конгломератах [177], и зубчатые (микростолитовые) границы между некоторыми зернами являются очевидными доказательствами выводов Вальдшмидта [279, 295, 300]. Если его концепция верна, то можно ожидать, что существует какая-то зависимость интенсивности растворения и последующей цементации от глубины погружения и, как следствие, увеличения температуры и давления, что усиливает процесс. Ряд исследователей [291, 209, 102] показал или постулировал такую зависимость, она в первом приближении выражается уменьшением пористости с глубиной. Особый интерес представляет работа Тэйлора. Тэйлор произвела прямые наблюдения изменения характера и величины контактов зерен с увеличением глубины и пришла к выводу, что песчанники подвергаются процессу «конденсации», в результате чего контакты отдельных зерен меняют свой характер, т. е. переходят от тангенциальных к вогнуто-выпуклым, а затем — к сутурным; при этом число видимых в шлифах контактов, приходящихся на одно зерно, увеличивается от 1,6 (в неуплотненных песках) до 2,5 на глубине 880 м и до 5,2 на глубине

мер, считал, что цемента в песчанниках эоценовой формации Дачесне-Ривер в горах Юнита становится больше в направлении «вверх по течению», определяемом по косой слоистости, и что тип цемента (кальцитовый или кварцевый) зависит от пород области сноса, при этом кальцитового цемента больше там, где исходными породами были преимущественно известняки. По-видимому, существует также связь между количеством цемента и структурой. Очевидна необходимость картирования цементов песчанников.

### Децементация

Если поровые флюиды и твердые зерна песчанника не представляют собой закрытой системы, т. е. если флюиды могут как притекать, так и вытекать из системы, или если может происходить двусторонняя ионная диффузия, то вещества, осажденные в порах, могут растворяться и удаляться из них. Другими словами, может иметь место выщелачивание цемента или децементация. Эти явления происходят, когда карбонатные песчанники находятся в зоне выветривания. Но происходит ли они в больших масштабах на глубине?

Частичное замещение кварца и других обломочных зерен карбонатным цементом свидетельствует о том, что часть кремнезема была удалена. Если же цементом является кварц и существуют признаки того, что он заместил карбонатный цемент, то подразумевается удаление значительного количества карбонатов. К выводу о том, что такое удаление карбонатов происходило из песчанника Орискани, пришел Крынин [169], наблюдавший незначительное количество карбонатов по краям некоторых пор и считавший их «останцами» после выщелачивания. Если бы это было связано только с частичным заполнением пор, можно было бы видеть эвгедральные грани на свободных краях; очевидно, они отсутствовали. Возможно, многие очень рыхлые и слабоцементированные песчанники, например ордовикский песчанник Сент-Питер в верховьях долины Миссисипи, были в прошлом цементированы карбонатами и потеряли свой цемент в результате нисходящего течения артезианских вод. Изъеденная поверхность кварцевых зерен этого и других рыхлых песчанников, может быть, возникла в результате воздействия на эти зерна ныне исчезнувшего цемента.

В итоге мы приходим к выводу о том, что нет причин отрицать крупномасштабное вымывание карбонатов из известковистых песчанников, поскольку во многих известняках происходит значительное внутрислойное растворение. Существуют признаки, что дело обстоит именно так. Как и в случае с известняками, такое растворение может продолжаться во фреатических условиях значительно ниже зеркала грунтовых вод. Так же, как и в известняках, этот процесс может быть обратимым, и поровое пространство может вновь заполниться осажденным веществом.

### Внутрислойное растворение

Помимо признаков растворения цементирующих компонентов, особенно карбонатов, песчанникам присущи также признаки внутрислойного растворения.

Наибольшее внимание в этом отношении привлекают стилолитовые швы. Стилолиты, обычно связанные с известняками, распространены также в песчанниках и кварцитах. Они встречаются не только в виде

Крынин [169], который считал, что ни вѣтр  
ние, ни движение подземных вод не могут обеспечи-  
ле изучения девонских песчанков Орискани и других  
тральных Аппалачей сделал вывод, что «...возможно около  
рячного» кремнезема в отложениях Орискани (и во многих,  
в большинстве, других кварцитов и кремней) в действительности  
первичное, почти одновременное с осадконакоплением происхожде-  
Крынин считал, что осаждение силикатного цемента «происходило на-  
дне моря сразу же после отложения песчаных зерен». Он не приводит  
доказательств в поддержку своего предположения, отсутствие же со-  
временной цементации морских песков в процессе их накопления дела-  
ет его гипотезу несостоятельной.

Гидротермальные воды, в частности воды некоторых горячих источ-  
ников, особенно богаты кремнеземом, содержание которого иногда пре-  
вышает 500 мг/л. Сомнительно, чтобы такие воды играли существен-  
ную роль в цементации песков в большом масштабе, хотя отмечены  
отдельные случаи цементации, в частности, осаждение вторичных по-  
левых шпатов вблизи магматических тел [139].

Карбонатный цемент выдвигает те же проблемы, что и силикатный.  
Главными из них являются: источник карбонатов и время замеще-  
ния. Артезианские групповые воды содержат растворенные карбонаты  
и, как предполагается, они могли обеспечить цемент для цементиро-  
ванных карбонатами песчанников.

Некоторые современные пески цементированы *in situ*. Примером  
является пляжный известковистый песчаник. Однако это в основном  
карбонатный песок и здесь, возможно, происходит самоцементация.  
В песчанниках, извлеченных из отложений внешнего континентального  
шельфа близ залива Делавэр, обнаружен арагонитовый цемент, обу-  
словленный морской подводной цементацией [3]. Морская вода, за-  
ключенная в порах морских песков, может быть пересыщена карбона-  
тами, но количество осаждающихся карбонатов недостаточно для це-  
ментации песков. Значительная часть карбонатных цементаов осажда-  
лась позже, чем кварц, и следовательно, одновременно с процессом  
седиментации, и не связана прямо с обстановкой осадонакопления.

Очевидно, что источником получения карбонатов является также  
вещество раковин, которое может растворяться и осаждаться в виде  
цемента. Цементация вблизи скоплений раковинного материала или  
внутри двустворчатой раковины [168] демонстрирует в небольшом  
масштабе процесс перераспределения карбонатов. Наиболее вероятным  
объяснением поздней карбонатной цементации служит растворение кар-  
бонатных зерен под давлением в самом песчанике или в прилегающих  
пластах известняков или песчаников при этом возможен перенос мате-  
риала на некоторое расстояние поровыми водами.

Остается много нерешенных вопросов. Что определяет тип — ара-  
гонитовый, кальцитовый, доломитовый, сидеритовый — карбонатного це-  
мента? Еще одна проблема связана с песчаниками, характеризующимися  
наличием нескольких цементующих минералов; ни одна из теорий  
цементации песчанников не предлагает удовлетворительного объяснения  
этого вопроса. Дальнейших исследований требует распределение цемента.  
Почему песок в одном месте плотный, а в другом пористый? Свя-  
зано ли это с первичной цементацией или с последующей децементацией?  
Ответы на эти вопросы связаны с изучением зависимости между коли-  
чеством и типом цемента в песчаниках в таких важных геологиче-  
ских факторах, как структура и палеотечение. Уорнер [310], напри-

## Растрескавшиеся и деформированные зерна

Песчанники, очевидно, уплотняются не так, как глины. Однако некоторые наблюдения свидетельствуют об определенных механических или чисто физических реакциях на давление. Крупные обломки слюды обычно изгибаются или облекают более твердые кварцевые зерна. В некоторых песчанниках кварцевые зерна охвачены интенсивным растрескиванием. Трещины секут отдельные зерна; несколько трещин могут отходить от места контакта с соседними зернами. В отдельных зернах отсеченная трещиной часть зерна может быть слегка повернута по отношению к основному зерну.

В целом в условиях нормального геостатического давления даже в глубоко погруженных песках, например взятых из скважин с глубины 9120 м, кварцевые зерна сохраняют целостность, на них не видно заметных следов высокого глубинного давления.

## Петрогенез песчанников

Мы сделали обзор свойств песчанников, их классификаций и наиболее значительных фактов, касающихся выделения основных типов этих пород и некоторых проблем их образования. Теперь нам следует взглянуть на песчанники более широко. Необходимо выяснить, какие геологические факторы контролируют образование песка и определяют его петрографию. Илц, взглянув с другой стороны, сформулируем вопрос так: что рассказывают нам песчанники о своем прошлом — о природе исходных пород, рельефе и климате области питания, механизме переноса и условиях осадконакопления?

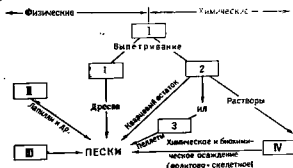


Рис. 7-32. Процессы образования песка. По [238].

I — эвклистические, II — пирокластические, III — катаклястические, IV — морская вода. 1 — деагрегация, 2 — разложение, 3 — полетизация.

Песок формируется под воздействием целого комплекса процессов, и его свойства зависят от соотношения интенсивности этих процессов (рис. 7-32). Пески могут образоваться в результате процессов выветривания (как химического, так и физического), вулканической деятельности, при тектонических движениях (даже при ударе метеоритов), при химических и биохимических процессах. Некоторые пески могут формироваться в ходе лишь одного процесса, другие являются сложными и содержат материал нескольких генераций. Иногда конечный продукт, хотя по структуре и является песком, причисляется к известнякам или

микростилолитов между зернами каркаса, что отмечая также в виде микростилолитовых поверхностей [137, 285,

Стилолиты в песчаниках сохраняют все свои характерные. Они представлены поверхностью, по которой происходит сцепление взаимопроникновение двух тел. Зубчатому выступу на одной стороне соответствует впадина на другой. Величина «зубьев» колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Сама стилолитовая поверхность характеризуется включением тонкого прослоя сравнительно плохо растворимого материала. В песчаниках это может быть углистое вещество, в кварцитах швы маркируются окислами железа.

Таблица 7-12

Процентное содержание зерен тяжелых минералов в известковых конкрециях и вмещающих пластах. По Брамлету [29]

Порода	Щелочи	Гранит	Титанит	Эпидот-цистит	Роговая оманка
Песчаник, Хамбр	12	3	10	37	5
Конкреция, Хамбр	5	3	6	17	44
Песчаник, Моделло	20	15	22	2	—
Конкреция, Моделло	12	5	10	33	Мало

Другим доказательством внутрислойного растворения служит избирательная потеря некоторых тяжелых минералов. Внутрислойное растворение обломочных тяжелых минералов было продемонстрировано Брамлетом [29], который установил заметное отличие минеральной ассоциации в известковой конкреции песчаника Моделло в Калифорнии от минеральной ассоциации самого вмещающего песка (табл. 7-12). Проблема внутрислойного растворения тяжелых минералов в песчаниках рассматривалась во многих работах, в частности, в трудах Петтиджона [232], Ван-Адела [6, 8], Уэйла [317]. Особый интерес вызывает зональность осадочного разреза, установленная с предположением, что внутрислойное растворение не происходит. Эти зоны скорее являются зонами стабильности минералов, чем твердыми стратиграфическими горизонтами [232].

### Матрикс

Как уже было отмечено, некоторые песчаники, особенно граувакки (см. с. 286), имеют вместо осадочного цемента матрикс, состоящий из материала алевритовой и глинистой размерности. Происхождение и значение этого матрикса было рассмотрено Камминсом [59] и Кюнсом [182], которые пришли к выводу, что он имеет, вероятно, диагенетическое происхождение, связанное с процессом «грауваккизации», — по существу, разламывания непрочных обломочных частиц. Этот процесс протекает наиболее эффективно в тех песках, которые содержат много вулканических обломков, таких как афанитовые породы промежуточного или основного состава и вулканическое стекло. Древние, некогда глубоко захороненные пески, в целом содержат матрикса значительно больше, чем молодые пески. Это наблюдение, сделанное Камминсом, рассматривается в качестве некоего доказательства образования матрикса в процессе старения пород. Проблема матрикса детально рассматривалась в разделе, посвященном грауваккам.

структура, текстура и состав песчанников очень сложна и понята далеко не полностью. Сколь-нибудь объемлющих теорий петрогенеза песчанников, освещающих эти вопросы, мало, и они часто неполные; большинство из них в каком-то отношении спорны.

Естественно, что материнская порода или породы в значительной мере определяют природу песка. Пески, отлагаемые небольшими водотоками, размывающими различные породы, отличаются друг от друга. Изучение современных рек, в частности Рейна, выявило влияние коренных пород ложа на состав речных песков [130, 164]. Пески, образовавшиеся при разрушении риолитовой вулканогенной толщи [313], отличаются по составу от песков, сформировавшихся на участке, сложенном

Таблица 7-13

Относительная распространенность классов песчанников

Классы	Крылов <sup>1</sup> [1948 г.] [174]	Петтиджон <sup>2</sup> [1960 г.]	Мидлтон <sup>3</sup> [1960 г.] [215]	Толчин <sup>4</sup> [1949 г.] [261]
Ортокварциты	22,5	34	34	45
Аркозы <sup>5</sup>	32,5	15	16	17
Граувакии («высокого ранга»)	10,0	26	24	17
Лититовые арениты («граувакии низкого ранга» или «субграувакии»)	35,0	20	26	21
Габридине		5		

<sup>1</sup> Методика оценки Крылова не раскрывается.

<sup>2</sup> Новая оценка Петтиджона [237] основывалась на 91 образце [121] го образца песчанника из коллекции университета Джона Гопкинса, для которого имелся шифры. С точки зрения геологов, недостаточно представленных докембрийские песчанники, с точки зрения палеонтологов, чрезмерно представлены область Мэриленд — Пенсильвания (около 15% всей коллекции).

<sup>3</sup> Оценка Мидлтона основывалась на 167 образцах, данные по химическому составу которых приведены в опубликованной литературе.

<sup>4</sup> Оценка Толчина базировалась на 275 образцах песчанников, от кембрийских до третичных по возрасту, из различных районов США.

<sup>5</sup> Включает субаркозы.

глубинными гранитами и гнейсами [135]. Первые характеризуются малым содержанием кварца (вулканического происхождения) и полевых шпатов и абсолютным преобладанием обломков риолитовых пород, тогда как вторые — преимущественно кварцевые и полевошпатовые — практически не содержат обломков пород. Изучение современных осадочных бассейнов доказывает, что минералогия песков тесно связана с составом пород области литания. Это особенно отчетливо проявляется на ассоциациях тяжелых минералов, что показали исследования, проведенные в Мексиканском заливе [66] и Северном море [13].

Все же пески, образовавшиеся при разрушении какой-либо породы, отличаются по составу от самой породы. Одни минералы более подвержены выветриванию, чем другие, и происходит их избирательная потеря. Потеря определяется природой самого минерала [126]. Порядок избирательной потери определен эмпирически [114]. Однако он также зависит от характера и интенсивности самого процесса выветривания и от его продолжительности. Выветривание определяется климатом; рельеф контролируется тектоникой. В условиях низкого рельефа и теплого влажного климата продолжают существование только устойчивые виды минералов, при высоком рельефе эрозия ускоряется, и процесс выветривания не доходит до конца, так что неустойчивые разновидности

туфам, а не к обычным песчанникам. Мы рассматриваем эпикластические пески, вулканомитовые и карбонатные, рассматриваются в других главах.

Как отмечено в гл. I, песчаники составляют существенную часть осадочного чехла. Подсчеты их относительной распространенности показывают, что от  $1/4$  до  $1/2$  осадочного разреза сложено песчанниками. Если принять оценку Полдверварта [242] общего объема осадков на континентах в  $176 \times 10^6$  км<sup>3</sup> и допустить, что четверть этого объема составляют пески, то их общий объем будет равен  $44 \times 10^6$  км<sup>3</sup>, что соответствует массе  $120 \times 10^{15}$  метрических тонн.

Каков состав песка? Средний минеральный состав можно оценить, основываясь на данных химических анализов. В результате получается: кварца 59%, полевых шпатов 22%, каолина 6%, хлорита 4%, кальцита 6% и окислов железа 2%. Но такой расчетный состав не учитывает различий между зернами и цементом, не позволяет оценить роль обломков пород. Если считать, что весь каолин и хлорит и треть полевых шпатов представлены в виде частиц породы, то средний состав песчанника без цемента (без учета кальцита и окислов железа) будет таков: кварца 65%, полевых шпатов 15%, обломков пород 18%.

Какова относительная роль отдельных классов или семейств песчанников? Этому вопросу посвящен ряд исследований [174, 290, 215, 237]. Оценка этой роли достаточно разнообразна, так как она зависит от подхода к выделению классов и от размера, и характера образцов, на которых базировались оценки. Если граувакки образовались из лититовых аргилитов в результате разрушения зерен каркаса (что позволяет объединять их с лититовыми песками), то они включают 35% кварцевых аргилитов, 15—20% — аркозов и 45—50% лититовых песчанников (см. табл. 7-13). Отмечается определенное преобладание лититовых песчанников. Они очень похожи на пески современных крупных рек, например Огайо [97]. Аркозы и ортокварциты являются в известном смысле необычными песками, требующими для своего образования и сохранения особых условий: ограниченной области питания — для формирования и исключительной тектонической стабильности — для сохранения.

Оценки относительной и абсолютной распространенности песка, его средний химический и минеральный состав, относительная распространенность основных типов песчанников, вероятно, представляют интерес для геохимиков, изучающих цикличность осадкообразования, баланс массы в планетарном масштабе — изучение формирования осадка, его перенос с суши в море и обратно, его разрушение и переход в подкоровое вещество. Примечательно, что большинство геологов стремятся получить ответ на эти вопросы как можно быстрее и с учетом своих научных интересов. Что расскажет мне этот песчанник о палеогеографической обстановке времени его накопления? Об области питания, ее характере, климате, рельефе? Каков механизм переноса песка и каковы условия его осаджения? Какие принципы управляют образованием песка и петрографическими особенностями песчанников?

Геологические факторы, контролирующие формирование песка и определяющие тип отложившегося осадка, неоднократно упоминались в этой главе (см. рис. 7-32). Для эпикластических песков эти факторы можно коротко суммировать так: 1) исходные породы, 2) климат области питания и области осадконакопления, 3) обстановка и (или) механизм переноса и накопления, 4) тектоника областей питания и осадконакопления. (Связь этих геологических факторов со

Крынин [170] был одним из первых, кто сформулировал полную теорию петрогенеза песчаников, в которой тектоника рассматривалась как важнейший фактор. Он привязывал каждую группу песчаников к определенной стадии тектонического цикла (см. рис. 16-8). Эта точка зрения, с небольшими изменениями, была принята другими исследователями [62, 64, 233]. Ван-Андель [7] пересмотрел эти представления и сделал попытку классифицировать геологические факторы, определяющие петрографию некоторых меловых, палеоценовых и эоценовых песчаников Западной Венесуэлы. Он считал, что не тектоника, а исходный материал является основным фактором, обуславливающим состав песчаников, и что обстановка осадконакопления сказывается только на особенностях структуры и структурной зрелости. Он заявляет, что «не существует систематического воздействия тектонофаций на структуру и структурную зрелость» и добавляет, что «минералогическая зрелость не отражает тектонофации бассейна осадконакопления»; следовательно, петрография песчаников отражает тектонику лишь в той мере, в какой тектоника контролирует рельеф области питания.

Большинство исследователей в значительной мере склонно предполагать, что области бассейнов накопления и тектонических поднятий сопряжены друг с другом. Это допущение не всегда справедливо, в частности для тех случаев, когда область питания располагается на большом расстоянии от бассейна осадконакопления, как это отмечается для большинства крупных речных систем.

В заключение можно отметить, что в целом петрография песчаника является ключом к изучению области питания, посредством чего можно судить о ее климате и рельефе, но она в общем не отражает условий осадконакопления. Связь петрографических особенностей и тектоники полностью не выяснена, по-видимому, во многих геосинклиналях существуют значительные различия между песками, перенесенными из участков стабильного форланда и песками, сносившимися из внутренних областей геосинклиналей, — «тектонической суши».

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams, R. W., 1970, Loyathanna Limestone — cross-bedding and provenance, in *Studies of Appalachian geology — central and southern* (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 63—100.
2. Allen, J. R. L., 1962, Petrology, origin and deposition of the higher Old Red Sandstone of Shropshire, England: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 657—697.
3. Allen, R. C., Gavish, Eliezer, Friedman, G. M., and Sanders, J. E., 1969, Aragonite-cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay; submarine lithification mechanism yields product resembling beachrock: *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 136—149.
4. Allen, V. T., 1936, Terminology of medium-grained sediments, in *Rept. Comm. Sedimentation: Nat. Res. Coun.*, 1935—1936, pp. 18—47.
5. Allen, 1937, A study of Missouri glauconite: *Amer. Mineral.*, v. 22, pp. 842—846.
6. van Andel, Tj. H., 1952, Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten: *Erdöl und Kohle*, v. 5, pp. 100—104.
7. van Andel, Tj. H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene, and Eocene sandstones of western Venezuela: *Bull. Amer. Assoc. Petroli. Geol.*, v. 42, pp. 734—763.
8. van Andel, Tj. H., 1959, Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses: *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 153—163.
9. Anderson, D. W., and Picard, M. D., 1971, Quartz extinction in siltstone: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 181—186.
10. Andresen, M. J., 1961, Geology and petrology of the Triassic Sandstone in the Illinois Basin: *Illinois Geol. Surv. Circ.* 316, 31 pp.



ности избегают разрушения и появляются в песках, тверждающих эти дедуктивные общие принципы, явно. По-видимому, в пользу этих концепций свидетельствуют и Крынина над формированием песчаников с высоким содержанием шпатов в тропиках Мексики (см. с. 279).

Влияние способов транспортировки (эоловый, волновой, речной, ледниковый) и обстановки осадконакопления (пляжи, дельты, доны и др.) на петрографию песков относительно невелико. Несмотря на значительные усилия, не удалось удовлетворительно связать структурные особенности, окатанность зерен ни с механизмом переноса, ни с обстановкой осадконакопления. Отчасти такое положение объясняется тем, что многие свойства зерен — размер, форма, окатанность, состав — изменяются абразией в процессе транспортировки лишь незначительно, и важно, что многие свойства зерен являются унаследованными от предыдущих циклов седиментации и не отражают последнюю обстановку осадконакопления. Вопреки убедительным экспериментальным и природным доказательствам этих положений, существуют геологические факты прокопления. Вопреки убедительным экспериментальным и природным доводам оставить след в петрографии песчанника. Фолк [91] интерпретировал хорошо окатанные ортокварциты силурийской формации Тускарора в Западной Виргинии как продукт «очистки» от угловатых, менее зрелых песков в пляжевой обстановке. Нижнекаменноугольные кварциты Келлервальд, чистые кварцевые пески варисийской геосинклинали западнее Рейна также интерпретируются как продукт провенанса и переработки грауваккового материала в условиях краевого шельфового бара [212].

Тот факт, что пески кратонов или пески, снесенные с кратонов, характеризуются заметно большей зрелостью, чем пески, накопившиеся в геосинклиналях, особенно пески, снесенные с участков «тектонической суши», приводят к идее о том, что петрография песчанников определяется преимущественно тектоникой. Типичным песчанником эвгеосинклиналей является граувакка, типичным для кратонов — ортокварцит. Пески, связанные происхождением с млогоэосинклиналями, кратонами и форландами, обычно представлены ортокварцитами, пески же внутри-геосинклинальной «тектонической суши» являются лититовыми песчаниками или граувакками. Предполагается, что петрографическая природа определяется тектонической стабильностью. Например, в центральных Аппалачах песчанники, связанные с западной, кратонной областью питания — Уэвертон и Антайтам [265], представлены ортокварцитами и протокварцитами; в то же время песчанники, образовавшиеся при сносе материала с юго-востока — песчанники Мартинсберг [191], Джуната, Болл-Нгл [328], Покою [231], Мок-Чанк и Потсвилл [211] — являются лититовыми аргилитами или граувакками. Образовавшаяся путем привноса материала с юго-востока формация Тускарора [328] в основном представлена субграувакками или протокварцитами, но местами переходит в ортокварциты. Подобно этому, пески геосинклинали залива Корнейшис [144], образовавшиеся при эрозии стабильных кратонных участков, расположенных к востоку от прогиба (Хорнби-Чапелл, Ключай, Большой Невольничье озеро и Уэстерн-Ривер, Оджик и Бернсайд-Ривер района Элуэрт-Гулберн), представлены субаркозами и ортокварцитами. Пески, снесенные с противоположной стороны геосинклинали (Реклюз района Элуэрт и пески группы Пете Большого Невольничье озеро), несколько более молодые и представлены граувакками.

43. *Cassidy, S. M.*, 1969, Petrology of the Bruce and Gowganda formations and its bearing on the evaluation of Huronian sedimentation in the Espanola-Willisville area, Ontario (Canada): *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleocol.*, v. 6, pp. 5-36.
44. *Cayeux, L.*, 1929, Les roches sédimentaires de France: roches siliceuses: Paris, Imprimerie Nationale, 774 pp.
45. *Chillingar, G. V.*, 1955, Joint occurrence of glauconite and chlorite in sedimentary rocks—a review: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 40, pp. 493-498.
46. *Clarke, F. W.*, 1924, The data of geochemistry: *Bull. U. S. Geol. Surv.* 770, 841 pp.
47. *Cleary, W. J., and Conolly, J. R.*, 1971, Distribution and genesis of quartz in a Piedmont-Coastal Plain environment: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 2755-2766.
48. *Clements, J. M.*, 1903, The Vermilion iron bearing district of Minnesota. U. S. Geol. Surv. Monogr. 45, 463 pp.
49. *Cloud, P. E., Jr.*, 1955, Physical limits of glauconite formation: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 39, pp. 484-492.
50. *Collins, W. H.*, 1925, The north shore of Lake Huron. *Geol. Surv. Canada, Mem.* 143, 160 pp.
51. *Colton, G. W.*, 1970, The Appalachian Basin—its depositional sequences and their geologic relationships, in *Studies of Appalachian geology—central and southern* [Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.], New York, Wiley-Interscience, pp. 5-47.
52. *Conolly, J. R.*, 1965, The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones: *Jour. Sed. Petrology*, v. 35, pp. 116-135.
53. *Conybeare, C. E. B.*, 1949, Stylolites in pre-Cambrian quartzite: *Jour. Geol.*, v. 57, pp. 83-86.
54. *Cressman, E. R., and Swanson, R. W.*, 1964, Stratigraphy and petrology of the Permian rocks of southwestern Montana: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 313-S, pp. 276-569.
55. *Crook, K. A. W.*, 1955, Petrology of graywacke suite sediments from Turon River, Coolamigal Creek district, N. S. W. *Proc. Roy. Soc. New South Wales*, v. 88, pp. 97-105.
56. *Crook, K. A. W.*, 1960, Petrology of Tamworth Group Lower and Middle Devonian, Tamworth, Nundle district, New South Wales: *Jour. Sed. Petrology*, v. 30, pp. 353-369.
57. *Crook, K. A. W.*, 1988, Weathering and rounding of quartz sand grains: *Sedimentology*, v. 11, pp. 171-182.
58. *Clozeley, A. J.*, 1939, Possible criterion for distinguishing marine and nonmarine sediments: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 23, pp. 1716-1720.
59. *Caminis, W. A.*, 1962, The greywacke problem. *Liverpool and Manchester Geol. Jour.*, v. 3, pp. 51-72.
60. *Cushing, H. P., Leverett, F., and Van Horn, F. R.*, 1919, Geology and mineral resources of the Cleveland district, Ohio: *U. S. Geol. Surv. Bull.* 818, 138 pp.
61. *Dake, C. L.*, 1921, The problem of the St. Peter Sandstone: *Bull. Missouri School Mines and Metall.*, v. 6, 228 pp.
62. *Dapples, E. C.*, 1947, Sandstone types and their associated depositional environments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 17, pp. 91-100.
63. *Dapples, E. C.*, 1972, Some concepts of cementation and lithification of sandstones: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 56, pp. 3-25.
64. *Dapples, E. C., Krumboltz, W. C., and Stoss, L. L.*, 1948, Tectonic control of lithologic associations: *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, v. 32, pp. 1924-1947.
65. *Daubrée, A.*, 1879, *Études synthétiques de géologie expérimentale*, 2 vols., Paris, Dunod, 828 pp.
66. *Davies, D. K., and Moore, W. R.*, 1970, Dispersal of Mississippi sediment in the Gulf of Mexico: *Jour. Sed. Petrology*, v. 40, pp. 339-353.
67. *Davis, E. F.*, 1918, The Franciscan sandstone: *Bull. Univ. California Univ. Publ. Dept. Geol.*, v. 11, pp. 6-16.
68. *Dickinson, W. R.*, 1988, Singatoka dune sands, Viti Levu (Fiji): *Sed. Geol.*, v. 2, pp. 115-124.
69. *Dickinson, W. R.*, 1969, Evolution of calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon: *Proc. Andesite Conference, Bull. Oregon Dept. Geol. Min. Ind.* 65, pp. 151-156.
70. *Dickinson, W. R.*, 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Jour. Sed. Petrology*, v. 40, pp. 695-707.
71. *Diller, J. S.*, 1898, The educational series of rock specimens, etc.: *U. S. Geol. Surv. Bull.* 150, 400 pp.
72. *Donaldson, J. A.*, 1967, Two Proterozoic elastic sequences: a sedimentological comparison: *Proc. Geol. Assoc. Canada*, v. 18, pp. 33-54.

11. *Anhaeusser, C. R., Mason, R., Viljoen, M. J.*, A appraisal of some aspects of Precambrian Shield geology: *Bull.* pp. 2172-2200.
12. *Ashley, G. H.*, 1918, Notes on the greensand deposits of the U. S. Geol. Surv. 660-B, pp. 27-49.
13. *Baak, J. A.*, 1936, Regional petrology of the southern North Sea; *W. H. Veenman u. Zonen*, 127 pp.
14. *Bailey, E. H., and Irwin, W. P.*, 1959, K-feldspar content of Jurassic and Cretaceous graywackes of northern Coast Ranges and Sacramento Valley, California: *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 43, pp. 2797-2809.
15. *Bulk, R.*, 1953, The structure of graywacke areas and Taconic Range, east of Troy, New York: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 64, pp. 811-864.
16. *Barth, T. F. W.*, 1938, Progressive metamorphism of spragmite rocks of southern Norway: *Norsk Geol. Tidsskr.*, v. 18, pp. 51-65.
17. *Barlow, D. C.*, 1916, The geological significance and genetic classification of arkose deposits: *Jour. Geol.*, v. 24, pp. 417-449.
18. *Baskin, Y.*, 1956, A study of authigenic feldspars: *Jour. Geol.*, v. 64, pp. 132-155.
19. *Blatt, H.*, 1959, Effect of size and genetic quartz type on sphericity and form of beach sediments, northern New Jersey: *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 197-206.
20. *Blatt, H.*, 1966, Diagenesis of sandstones: processes and problems. *Symp. 12th Ann. Conf. Wyoming Geol. Assoc.*, pp. 63-65.
21. *Blatt, H.*, 1967, Original characteristics of elastic quartz grains: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 401-424.
22. *Blatt, H., and Christie, J. M.*, 1963, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 559-579.
23. *Bloss, F. D.*, 1957, Anisotropy of fracture in quartz: *Amer. Jour. Sci.*, v. 255, pp. 214-225.
24. *Boggs, S. Jr.*, 1968, Experimental study of rock particles: *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, pp. 1326-1339.
25. *Bokman, J.*, 1952, Clastic quartz particles as indices of provenance: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 17-24.
26. *de Booy, F.*, 1966, Petrology of detritus in sediments, a valuable tool: *Proc. Konink. Nederl. Akad. van Wetensch.*, v. 69, ser. B, pp. 277-282.
27. *Borg, I. Y., and Maxwell, J. C.*, 1956, Interpretation of fabrics of experimentally deformed sands: *Amer. Jour. Sci.*, v. 254, pp. 71-81.
28. *Boswell, P. G. H.*, 1933, On the mineralogy of the sedimentary rocks: London, Murray, 393 pp.
29. *Bramlette, M. N.*, 1941, The stability of minerals in sandstone: *Jour. Sed. Petrology*, v. 11, pp. 32-35.
30. *Brenchley, P. J.*, 1969, Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales: *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1297-1301.
31. *Brett, G. W.*, 1955, Cross-bedding in the Baraboo Quartzite of Wisconsin: *Jour. Geol.*, v. 63, pp. 143-148.
32. *Brongniart, A.*, 1826, De l'arkose, caractères minéralogiques et histoire géologique de cette roche: *Ann. Sci. Nat.*, v. 8, pp. 113-163.
33. *Burchard, E. F.*, 1907, Notes on various glass sands mainly undeveloped: *Bull. U. S. Geol. Surv.* 315, pp. 377-382.
34. *Burst, F. F.*, 1958, «Glaucônites» pellets; their mineral nature and applications to stratigraphic interpretation: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 42, pp. 310-327.
35. *Rushinsky, G. J.*, 1935, Structure and origin of phosphorites of the U. S. S. R.: *Jour. Sed. Petrology*, v. 5, pp. 81-92.
36. *Buttram, Frank*, 1913, The glass sands of Oklahoma. *Oklahoma Geol. Surv. Bull.* 10, 91 pp.
37. *Cadigan, R. A.*, 1967, Petrology of Morrison Formation in the Colorado Plateau region: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 556, 113 pp.
38. *Cameron, K. L., and Blatt, H.*, 1971, Durabilities of sand size fluvial transport, Elk Creek, Black Hills, South Dakota: *Jour. Sed. Petrology*, v. 41, pp. 565-576.
39. *Carrigan, M. J., and Mellon, G. B.*, 1964, Authigenic clay mineral cements in Cretaceous and Tertiary sandstones of Alberta: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 461-472.
40. *Carver, C. H.*, 1972, Miocene beach and tidal flat sedimentation, southern New Jersey: Ph.D. dissertation, The Johns Hopkins Univ., pp. 186.
41. *Carver, R. E., ed.*, 1971, Procedures in sedimentary petrology: New York, Wiley-Interscience, 683 pp.
42. *Cary, A. S.*, 1951, Origin and significance of openwork gravel: *Trans. Amer. Soc. Civil Eng.*, v. 114, pp. 1296-1308.

105. *Gallagher, E. W.*, 1936. Glauconite genesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 46, pp. 1331—1366.
106. *Gallagher, E. W.*, 1939. Biotite-glauconite transformation and associated minerals, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.) Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 313—318.
107. *Gasser, U.*, 1968. Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). *Geologie und Sedimentologie: Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 61, pp. 229—319.
108. *Gilbert, C. M.*, 1949. Cementation in some California Tertiary reservoir sands. *Jour. Geol.*, v. 57, pp. 1—17.
109. *Ginsburg, L., and Lucas, G.*, 1949. Présence de quartzites élastiques dans les gres armoricains métamorphiques du Berrien (Finistère): *Acad. Sci. Paris, C. R.*, v. 228, pp. 1657—1658.
110. *Glass, H. D., Potter, P. E., and Siever, R.*, 1956. Clay mineralogy of some basal Pennsylvanian sandstones, clay, and shales: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 40, pp. 750—754.
111. *Glover, J. E.*, 1963. Studies in the diagenesis of some Western Australian sedimentary rocks: *Jour. Roy. Soc. Western Australia*, v. 46, pp. 33—56.
112. *Gluskoter, H. J.*, 1964. Orthoclase distribution and authigenesis in the Franciscan Formation of a portion of western Marin County, California: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 335—343.
113. *Goldich, S. S.*, 1934. Authigenic feldspar in sandstone of southeastern Minnesota: *Jour. Sed. Petrology*, v. 4, pp. 89—95.
114. *Goldich, S. S.*, 1938. A study in rock weathering: *Jour. Geol.*, v. 46, pp. 17—33.
115. *Goldman, M. I.*, 1915. Petrographic evidence on the origin of the Catahoula Sandstone of Texas: *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 39, pp. 261—287.
116. *Goldich, S. S.*, 1919. General character, mode of occurrence and origin of glauconite: *Jour. Wash. Acad. Sci.*, v. 9, pp. 501—502.
117. *Goldstein, A. Jr.*, 1948. Cementation of the Dakota Sandstone of the Colorado Front Range: *Jour. Sed. Petrology*, v. 18, pp. 108—125.
118. *Gorbatscher, R., and Klint, O.*, 1961. The Jotnian Mälar Sandstone of the Stockholm region: *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, v. 40, pp. 51—68.
119. *Grabau, A. W.*, 1904. On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.*, v. 33, pp. 228—247.
120. *Graham, W. A. P.*, 1930. A textural and petrographic study of the Cambrian sandstones of Minnesota: *Jour. Geol.*, v. 38, pp. 696—716.
121. *Greenly, T.*, 1897. Incipient metamorphism in the Harlech Grits. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, v. 7, pp. 254—258.
122. *Greensmith, J. T.*, 1957. Lithology, with particular reference to cementation, etc.: *Jour. Sed. Petrology*, v. 27, p. 405.
123. *Griffiths, J. C.*, 1956. Petrographical investigations of the Salt Wash sediments U S Atomic Energy Comm. Tech. Rept. RME-3122 (Pls. I and II), 84 pp.
124. *Griggs, A. B.*, 1945. Chromite-bearing sands of the southern part of the coast of Oregon: *Bull. U. S. Geol. Surv.* 945-E, pp. 113—150.
125. *Gruner, J. W.*, 1935. The structural relationship of glauconite and mica: *Amer. Mineral.*, v. 20, pp. 699—714.
126. *Gruner, J. W.*, 1950. An attempt to arrange silicates in the order of reaction energies at relatively low temperatures: *Amer. Mineral.*, v. 35, pp. 137—148.
127. *Hadding, A.*, 1929. The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. III. The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden: *Lunds Univ. Årsskr.*, N. F., Avd. 2, v. 25, 287 pp.
128. *Hadding, A.*, 1932. The pre-Quaternary rocks of Sweden, IV. Glauconite and glauconitic rocks. *Medd. Lunds Geol. Min. Inst.*, no. 51, 175 pp.
129. *Hadley, D. G.*, 1968. The sedimentology of the Huronian Lorrain Formation, Ontario and Quebec, Canada. Ph. D. dissertation, Johns Hopkins Univ., 301 pp.
130. *Hahn, C.*, 1969. Mineralogisch-Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flussheisanden am Einzugsbereich des Alpenrheins: *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 62, pp. 227—278.
131. *Hamblin, W. K.*, 1962. X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 201—210.
132. *Harnis, J. C.*, 1969. Hydraulic significance of some sand ripples: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 80, pp. 363—396.
133. *Hawkins, J. W. Jr., and Whetten, J. T.*, 1969. Graywacke matrix minerals: hydrothermal reactions with Columbia River sediments: *Science*, v. 166, pp. 868—870.
134. *Hay, R. L.*, 1966. Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 85, 130 pp.
135. *Hayes, J. R.*, 1962. Quartz and feldspar content in South Platte, Platte, and Missouri river sands: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 793—800.

73. Donaldson, J. A., and Jackson, G. D., 1965, Archean sed  
Spiral Lake area, northwestern Ontario: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 2, pp. 1-11.
74. Doll, Robert H., Jr., 1964, Wacke, graywacke and matrix—what  
immature sandstone classification?: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 625-632.
75. Duplaix, S., 1948, Détermination microscopique des minéraux des sables,  
Paris-Liège: Librairie Polytech. Ch. Beranger.
76. Edwards, A. B., 1945, The glauconitic sandstone of the Tertiary of East  
land, Victoria: *Proc. Roy. Soc. Victoria*, no. 5, v. 57, pp. 153-167.
77. Edwards, A. B., 1960a, The petrology of the Miocene sediments of the  
Trough, Papua: *Proc. Roy. Soc. Victoria*, v. 60, pp. 123-148.
78. Edwards, A. B., 1950b, The petrology of the Cretaceous graywackes of the Pa-  
rari Valley, Papua: *Proc. Royal Soc. Victoria*, n. s., v. 60, pp. 163-171.
79. Ehrenberg, H., 1928, Sedimentpetrographische Untersuchungen an Nebengestei-  
nen der Aachener Steinkohlenvorkommen: *Preuss. Geol. Landesanst. Jahrb.*, v. 46,  
pp. 33-58.
80. Emery, K. O., 1964, Turbidites—Precambrian to present, in *Studies on oceanog-  
raphy* Tokyo, Univ. Tokyo Press, 568 pp.
81. Emery, K. O., 1966, Geologic background, in *The Atlantic Continental Shelf and  
slope of the United States*: U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 529-A, pp. 1-23.
82. Engel, A. E. J., and Engel, C. G., 1953, Grenville Series in the northwest Adi-  
ronack Mountains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 64, pp. 1013-1097.
83. Erast, W. G., and Blatt, H., 1964, Experimental study of quartz overgrowths and  
syntectic quartzites: *Jour. Geol.*, v. 72, pp. 461-470.
84. Fahrig, W. F., 1951, The geology of the Athabasca Formation. *Bull. Geol. Surv.  
Canada* 68, 41 pp.
85. Fairbairn, H. W., 1950, Synthetic quartzite: *Amer. Mineral.*, v. 35, pp. 735-746.
86. Feo-Codécido, G., 1958, Heavy-mineral techniques and their application to Venez-  
uelan stratigraphy. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 40, pp. 948-1000.
87. Ferrar, H. T., 1934, The geology of the Dargaville-Rodney Subdivision, New Zea-  
land. *Geol. Surv. Bull.* 34, 78 pp.
88. Fischer, G., 1933, Die Petrographie der Grauwacken: *Preuss. Geol. Landesanst.  
Jahrb.*, v. 54, pp. 320-343.
89. Folk, R. L., 1951, Stages of textural maturity in sedimentary rocks: *Jour. Sed.  
Petrology*, v. 21, pp. 127-130.
90. Folk, R. L., 1954, The distinction between grain size and mineral composition  
in sedimentary-rock nomenclature: *Jour. Geol.*, v. 62, pp. 344-359.
91. Folk, R. L., 1960, Petrography and origin of the Tuscarora, Rose Hill, and Kee-  
fer formations, Lower and Middle Silurian, of eastern West Virginia: *Jour. Sed. Petro-  
logy*, v. 30, pp. 1-58.
92. Folk, R. L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Tex., Hemphill,  
170 pp.
93. Folk, R. L., Andrews, P. B., and Lewis, D. W., 1970, Detrital sedimentary rock  
classification and nomenclature for use in New Zealand: *New Zealand Jour. Geol. Geo-  
phys.*, v. 13, pp. 937-968.
94. Foster, M. D., 1969, Studies of celadonite and glauconite: U. S. Geol. Surv.  
Prof. Paper 614-F, 17 pp.
95. Foster, R. J., 1960, Tertiary geology of a portion of the central Cascade Moun-  
tains, Washington: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, pp. 99-125.
96. Foushee, E. D., 1954, A report on the flexible sandstone or ilacolumite of Stokes  
County, North Carolina: *Compass*, v. 31, pp. 78-80.
97. Friberg, J. F., 1970, Mineralogy and provenance of the Recent alluvial sands of  
the Ohio River Basin: Ph. D. dissertation, Indiana Univ.
98. Friedman, G. M., 1961, Distinction between dune, beach, and river sands from  
their textural characteristics: *Jour. Sed. Petrology*, v. 31, pp. 514-529.
99. Friedman, G. M., 1967, Dynamic processes and statistical parameters compared  
for size frequency distribution of beach and river sands: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37,  
pp. 327-354.
100. Frye, J. C., and Swineford, A., 1946, Shelled rock in the Ogallala Formation:  
*Bull. State Geol. Surv. Kansas*, no. 69, pt. 2, pp. 37-71.
101. Fächtbauer, H., 1964, Sedimentpetrographische Untersuchungen an der Ätters-  
Morasse nördlich der Alpen: *Eclogae Geol. Helveticae*, v. 57, pp. 157-298.
102. Fächtbauer, H., 1967a, Influence of different types of diagenesis on sandstone  
porosity: *Proc. 7th World Petrol. Congr.*, pp. 353-369.
103. Fächtbauer, H., 1967b, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen: *Geol.  
Rundschau*, v. 56, pp. 266-340.
104. Fuhrmann, W., 1968, «Sandkristalle» und Kugelsandsteine. Ihre Rolle bei der  
Diagenese von Sanden. *Der Aufschluss*, v. 5, pp. 105-111.

167. *Krynine, P. D.*, 1937, Petrography and genesis of the Siwalik series: *Amer. Jour. Sci.*, ser. 5, v. 34, pp. 422-446.
168. *Krynine, P. D.*, 1940, Petrology and genesis of the Turd Bradford Sand: *Bull. Pennsylvania State Coll. Min. Ind. Exp. Sta.* 29, pp. 13-20.
169. *Krynine, P. D.*, 1941, Petrographic studies of variations in cementing material in the Oriskany Sand: *Proc. 10th Pennsylvania Min. Ind. Conf., Bull. Pennsylvania State Coll.* 33, pp. 108-116.
170. *Krynine, P. D.*, 1942, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: Santiago, Chile, *Am. Congr. Panamer. Ing. Minas Geol.*, pt. 1, v. 2, pp. 536-561.
171. *Krynine, P. D.*, 1945, Sediments and the search for oil: *Producers Monthly*, v. 9, no. 3, pp. 12-22.
172. *Krynine, P. D.*, 1946a, The tourmaline group in sediments: *Jour. Geol.*, v. 54, pp. 65-87.
173. *Krynine, P. D.*, 1946b, Microscopic morphology of quartz types: *Am. 2nd Congr. Panamer. Ing. Minas Geol.*, v. 3, pp. 35-49.
174. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: *Jour. Geol.*, v. 56, pp. 130-165.
175. *Krynine, P. D.*, 1950, Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut: *Bull. Connecticut State Geol. Nat. Hist. Surv.* 73, 247 pp.
176. *Krynine, P. D.*, and *Tuttle, O. F.*, 1941, Petrology of the Ordovician-Silurian boundary in central Pennsylvania (abstr.): *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 52, pp. 1917-1918.
177. *Kuenen, Ph. H.*, 1942, Pkted pebbles. *Leidsche Geol. Meded.*, v. 13, pp. 189-201.
178. *Kuenen, Ph. H.*, 1957, Some experiments of fluvial rounding: *Proc. Konink. Nederl. Akad. van Wetensch.*, ser. B, v. 61, no. 1, pp. 47-53.
179. *Kuenen, Ph. H.*, 1959a, Sand—its origin, transportation, and accumulation: *Geol. Soc. South Africa, Annexe*, v. 62, 33 pp.
180. *Kuenen, Ph. H.*, 1959b, Experimental abrasion 3. Fluvial action of sand: *Amer. Jour. Sci.*, v. 257, pp. 172-190.
181. *Kuenen, Ph. H.*, 1960, Experimental abrasion 4. Eolian action: *Jour. Geol.*, v. 68, pp. 427-449.
182. *Kuenen, Ph. H.*, 1966, Matrix of turbidites: experimental approach: *Sedimentology*, v. 7, pp. 267-297.
183. *Kuenen, Ph. H.*, and *Migliorini, C. J.*, 1950, Turbidity currents as a cause of graded beddins: *Jour. Geol.*, v. 58, pp. 91-127.
184. *Lahee, F. H.*, 1941, Field geology, 5th ed.: New York, McGraw-Hill, 883 pp.
185. *Lanz, R. V.*, *Stevens, R. E.*, and *Vorman, M. N.*, 1964, Staining of plagioclase feldspar and other minerals: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 501-B, pp. B152-B153.
186. *Leith, C. K.*, and *Mend, W. J.*, 1915, Metamorphic geology: New York, Holt, Rinehart, and Winston, 337 pp.
187. *Leith, C. K.*, and *Van Hise, C. R.*, 1911, The geology of the Lake Superior region: *U. S. Geol. Surv. Memo* 52, 641 pp.
188. *Lerbekmo, J. F.*, 1963, Petrology of the Belly River Formation, southern Alberta foothills: *Sedimentology*, v. 2, pp. 54-86.
189. *Loney, R. A.*, 1964, Stratigraphy and petrography of the Pybus-Gambier area, Admiralty Island, Alaska: *Bull. U. S. Geol. Surv.* 1178, 103 pp.
190. *Lovell, I. P. B.*, 1969, Tyee Rormallon, a study of proximalinity in turbidites: *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 935-953.
191. *McBride, E. F.*, 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 39-91.
192. *McBride, E. F.*, 1963, Classification of common sandstones: *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 664-669.
193. *McBride, E. F.*, 1966, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas: *Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Rept. Inv.* 57, 101 pp.
194. *McBride, E. F.*, *Lindemann, W. L.*, and *Freeman, P. S.*, 1968, Lithology and petrology of the Gueydan (Cajahoula) Formation in south Texas: *Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Rept. Inv.* 63, 122 pp.
195. *McEwen, M. C.*, *Fessenden, F. W.*, and *Rogers, J. J. W.*, 1959, Texture and composition of some weathered granites and slightly transported arkosic sands: *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 477-492.
196. *Mackie, W.*, 1896, The sands and sandstones of eastern Moray: *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, v. 7, pp. 148-172.
197. *Mackie, W.*, 1899, The feldspars present in sedimentary rocks as indications of the conditions of contemporaneous climate: *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, v. 7, pp. 443-488.

136. *Heald, M. T.*, 1950, Authigenesis in West Virginia sand v. 58, pp. 624-633.
137. *Heald, M. T.*, 1950, Stylolites in sandstone: Jour. Geol., v. 63, pp. 101-102.
138. *Heald, M. T.*, 1956a, Cementation of Simpson and St. Peter parts of Oklahoma, Arkansas, and Missouri: Jour. Geol., v. 64, pp. 16-30.
139. *Heald, M. T.*, 1956b, Cementation of Triassic arkoses in Connecticut and Massachusetts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, pp. 1133-1154.
140. *Heald, M. T.*, and *Renfrew, J. J.*, 1966, Experimental study of sandstone cementation: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 977-991.
141. *Heimbold, R.*, 1952, Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken: Heidelberger Beitr. Min. Petrol., v. 3, pp. 253-288.
142. *Henderson, J. B.*, 1972, Sedimentology of Archean turbidites at Yellowknife, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci., v. 9, pp. 882-902.
143. *Henningsen, D.*, 1961, Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gressener Grauwacke: Geol. Rundschau, v. 51, pp. 600-626.
144. *Hoffman, P. F.*, *Fraser, J. A.*, and *McGlynn, J. C.*, 1970, The Coronation Gulf Geosyncline of Aphebian age, District of Mackenzie: Geol. Surv. Canada Paper 70-40, pp. 201-212.
145. *Hollister, C. D.*, and *Heezen, B. C.*, 1954, Modern graywacke-type sands: Science, v. 146, pp. 1573-1574.
146. *Holmes, A.*, 1928, The nomenclature of petrology, 2nd. ed.: London, Murgu, 284 pp.
147. *Hopkins, M. E.*, 1958, Geology and petrology of the Anvil Rock Sandstone of southern Illinois: Illinois Geol. Surv. Circ. 256, 48 pp.
148. *Hoppe, W.*, 1927, Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald II: Notizbl. Verein. Erdkunde, Hesseschen Geol. Landesanstalt, ser. 5, v. 10, pp. 51-103.
149. *Hoque, M. ul.*, 1968, Sedimentologic and paleocurrent study of the Mauch Chunk sandstones (Mississippian) of south-central and western Pennsylvania: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 52, pp. 246-263.
150. *Hsu, K. J.*, 1960, Texture and mineralogy of the Recent sands of the Gulf Coast: Jour. Sed. Petrology, v. 30, pp. 380-403.
151. *Hubert, J. F.*, 1980, Petrology of the Fountain and Lyons formations, Front Range, Colorado. Colorado School Mine Quart., v. 55, 242 pp.
152. *Hurkenholtz, H. G.*, 1963, Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France): Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 914-918.
153. *Hunter, R. E.*, 1967, The petrography of some Illinois Pleistocene and Recent sands: Sed. Geol., v. 1, pp. 57-75.
154. *Ingerson, E.*, and *Ranisch, J. L.*, 1942, Origin of shapes of quartz sand grains: Amer. Mineral., v. 27, pp. 595-606.
155. *Irving, R. D.*, and *Van Hise, C. R.*, 1884, On secondary enlargements of mineral fragments in certain rocks: U. S. Geol. Surv. Bull., 8, 56 pp.
156. *Jacobsen, Luan.*, 1959, Petrology of Pennsylvanian sandstones and conglomerates of the Ardmore Basin, Oklahoma: Geol. Surv. Bull., 79, 144 pp.
157. *Johnson, R. H.*, 1920, The cementation process in sandstone: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 4, pp. 33-35.
158. *Keith, M. L.*, 1949, Sandstone as a source of silica sands in southeastern Ontario. Ontario Dept. Mines Ann. Rept., v. 55, pt. 3, 36 pp.
159. *Keller, W. D.*, and *Littlefield, R. F.*, 1950, Inclusions in quartz of igneous and metamorphic rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 20, pp. 74-84.
160. *Kennedy, W. Q.*, 1951, Sedimentary differentiation as a factor in the Mome-Tordisgen correlation: Geol. Mag., v. 88, pp. 257-261.
161. *Ketner, K. B.*, 1966, Comparison of Ordovician eugeosynclinal and miogeosynclinal quartzites of the Cordilleran geosyncline, in Geological Survey Research 1956, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 550 C, pp. C54-C60.
162. *Klein, G. del'.*, 1963, Analysis and review of sandstone classification in the North American geological literature: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 74, pp. 555-576.
163. *Khosrau, I. E.*, and *Solohub, I. T.*, 1968, Grain-size parameters, a critical evaluation of their significance: Geol. Soc. Amer., Prog. with Abstr., Ann. Mtg. Mexico City, pp. 161-162.
164. *Kottewitz, B. W.*, 1955, Provenance, transport, and deposition of Rhine sediments: II. An examination of the light fraction: Geol. Mijnb. (n. s.), v. 17, pp. 37-45.
165. *Krynbein, W. C.*, and *Pettijohn, F. J.*, 1938, Manual of sedimentary petrography: New York, Plenum, 519 pp.
166. *Krynine, P. D.*, 1935, Arkose deposits in the humid tropics: a study of sedimentation in southern Mexico: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 29, pp. 353-363.

227. Okada, H., 1971, Classification of sandstone: analysis and proposal: Jour. Geol., v. 79, pp. 509—525.
228. Ondrick, C. W., and Griffiths, J. C., 1969, Frequency distribution of elements in Rensselaer Graywacke, Troy, New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 509—518.
229. Oriol, S. S., 1949, Definitions of arkose: Amer. Jour. Sci., v. 247, pp. 824—829.
230. Payne, T. G., et al., 1952, The Arctic slope of Alaska: U. S. Geol. Surv., Oil and Gas Invest. Map, O. M. 126, sheet 2.
231. Pellerier, B. R., 1968, Pnconio paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1033—1064.
232. Pettijohn, F. J., 1941, Persistence of heavy minerals and geologic age: Jour. Geol., v. 49, pp. 610—625.
233. Pettijohn, F. J., 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.
234. Pettijohn, F. J., 1948, A preface to the classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 112—118.
235. Pettijohn, F. J., 1949, Sedimentary rocks, 1st ed.: New York, Harper & Row, 526 pp.
236. Pettijohn, F. J., 1954, Classification of sandstones: Jour. Geol., v. 62, pp. 360—365.
237. Pettijohn, F. J., 1963, Chemical composition of sandstones—excluding carbonate and volcanic sands. In Data of geochemistry, 6th ed.: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-S, 19 pp.
238. Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R., 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
239. Pittman, E. D., 1963, Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 380—386.
240. van der Plas, L., 1966, The identification of the detrital feldspars: Amsterdam, Elsevier, 305 pp.
241. Plumley, W. J., 1948, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526—577.
242. Polderwaart, A., 1955, Chemistry of the earth's crust, in Crust of the earth—a symposium (Polderwaart, A., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62, pp. 119—144.
243. Potter, P. E., 1963, Late Paleozoic sandstones of the Illinois Basin: Illinois Geol. Surv., Repl. Inv. 217, 92 pp.
244. Potter, P. E., and Pettijohn, F. J., 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.
245. Pye, W. D., 1944, Petrology of the Bethel Sandstone of south-central Illinois: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 28, pp. 63—122.
246. Ramdohr, Paul, 1958, New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance: Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 61, annexure, 50 pp. (Engl. translation of paper originally published in German, 1955).
247. Ramez, M. R. H., and Mosalamy, F. H., 1969, The deformed nature of various size fractions in some clastic sands: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1182—1187.
248. Reed, J. J., 1957, Petrology of the lower Mesozoic rocks of the Wellington District: Bull. New Zealand Geol. Surv. (n.s.), 57, 60 pp.
249. Reed, R. D., 1928, The occurrence of feldspar in California sandstones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 12, pp. 1023—1024.
250. Richard, M. J., 1964, Metamorphic isothermal overgrowths in the Oak Hill Series of southern Quebec: Canad. Mineral., v. 8, pp. 86—91.
251. Rimsaite, J., 1967, Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks: Schweiz. Min. Petrol. Mitt., v. 47, pp. 61—76.
252. Rinne, F., 1923, Gesteinskunde, Leipzig, Dr. Max Jänecke, 374 pp.
253. Rittenhouse, G., 1944, Sources of modern sands in the middle Rio Grande Valley: Jour. Geol., v. 52, pp. 145—183.
254. Rittenhouse, G., 1949, Petrology and paleogeography of Greenbrier Formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1704—1730.
255. Rodgers, J., 1950, The nomenclature and classification of sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 248, pp. 297—311.
256. Ronov, A. B., Mikhailovskaya, M. S., and Solodkova, I. I., 1963, Evolution of the chemical and mineralogical composition of arenaceous rocks, in Chemistry of the earth's crust, (Vladogradov, A. P., ed.): Israel Program Sci. Trans., 1966, v. 1, pp. 212—262.
257. Rothrock, E. P., 1944, A geology of South Dakota: Bull. South Dakota Geol. Surv., no. 15, 255 pp.
258. Russell, R. D., [1935, Frequency percentage determinations of detrital quartz and feldspar: Jour. Sed. Petrology, v. 5, pp. 109—114.



198. Mackie, W., 1905, Seventy chemical analyses of rocks: *Trans. Soc.*, v. 8, pp. 33—60.
199. Mansfield, G. R., 1920, The physical and chemical character of New greensand: *Econ. Geol.*, v. 15, pp. 547—566.
200. Mansfield, G. R., 1922, Potash in the greensands of New Jersey: *U. S. Geol. Surv. Bull.* 727, 146 pp.
201. Marchese, H. G., and Garasino, C. A., 1969, Clasificación descriptiva de areniscas: *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, v. 24, no. 3, pp. 281—286.
202. Markewicz, F. J., 1969, Ilmenite deposits of the New Jersey Coastal Plain, in *Geology of selected areas in New Jersey and eastern Pennsylvania and guidebook of excursions* (Sublitzky, S., ed.): New Brunswick, N. J., Rutgers Univ. Press, pp. 363—382.
203. Martens, J. H. C., 1928, Beach deposits of ilmenite, zircon and rutile in Florida: *Florida State Geol. Surv. 19th Ann. Rept.*, pp. 124—154.
204. Martens, J. H. C., 1935, Beach sands between Charleston, South Carolina, and Miami, Florida: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 46, pp. 1563—1596.
205. Malhar, S. M., 1958, On the term «Orthoquartzites». *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 51, pp. 695—696.
206. Malisto, A., 1968, Die Mela-Arkose von Mauri bei Tampere. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, no. 235, p. 4—20.
207. Mattioli, B., 1960, Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulkgrauwacke: *Beitr. Min. Petrogr.*, v. 7, pp. 242—280.
208. Maxwell, J. C., 1960, Experiments on compaction and cementation of sand, in *Rock deformation* (Griggs, D., and Handin, J., eds.): *Geol. Soc. Amer. Mem.* 79, pp. 105—132.
209. Maxwell, J. C., 1964, Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 48, pp. 697—709.
210. Maxwell, J. C., and Verrill, P., 1954, Low porosity may limit oil in deep sands: *World Oil*, v. 138, no. 5, pp. 106—113, no. 6, pp. 102—104.
211. Meckel, L. D., 1967, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 78, pp. 223—258.
212. Mischner, D., 1971, Classic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the River Rhine in *Sedimentology of parts of central Europe* (Müller, G., ed.)—*Guidebook 8th Int. Sed. Congr., Heidelberg*, pp. 9—43.
213. Mellon, G. B., 1964, Discriminatory analysis of calcite- and silicate-cemented phases of the Mountain Park Sandstone. *Jour. Geol.*, v. 72, pp. 786—809.
214. Merrill, G. P., 1891, *Stones for building and decoration*, 3rd ed., New York, Wiley, 351 pp.
215. Middleton, G. V., 1960, Chemical composition of sandstones: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, pp. 1011—1020.
216. Millot, G., Lucas, J., and Wrecp, R., 1963, Research on evolution of clay minerals and argillaceous and siliceous neoformation Clays and clay minerals, 10th Conf.: New York, Pergamon, pp. 399—412.
217. Milner, H. B., 1962, *Sedimentary petrography*, v. 1. Methods in sedimentary petrography, 643 pp.; v. 2. Principles and applications, 715 pp. New York, Macmillan, Inc.
218. Mizutani, S., and Suwa, K., 1956, Orthoquartzitic sand from the Libyan Desert. *Egypt. Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, v. 14, pp. 137—150.
219. Muola, R. J., and Wesser, D., 1968, Textural parameters and evaluation. *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, pp. 45—53.
220. Moss, A. J., 1966, Origin, shaping, and significance of quartz sand grains. *Int. Geol. Soc. Australia*, v. 13, pp. 97—136.
221. Müller, G., 1961, Methoden der Sedimentuntersuchungen Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, 303 pp.
222. Vanz, R. H., Jr., 1954, Genesis of Oligocene sandstone reservoir, Seeligson Field, Jim Wells and Kleberg counties, Texas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 38, pp. 46—47.
223. Ojakangas, R. W., 1963, Petrology and sedimentation of the Upper Cambrian Lamotte Sandstone in Missouri. *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 860—873.
224. Okada, H., 1960, Sandstones of the Cretaceous Mifuné Group, Kyushu, Japan. *Kyushu Univ. Mem. Fac. Sci., ser. D., Geology*, v. 10, pp. 1—40.
225. Okada, H., 1961, Cretaceous sandstones of Goshonoura Island, Kyushu, Ja. *Kyushu Univ. Mem. Fac. Sci., ser. D., Geology*, v. 11, pp. 1—48.
226. Okada, H., 1967, Composition and cementation of some Lower Paleozoic gels in Wales: *Kyushu Univ. Mem. Fac. Sci., ser. D., Geology*, v. 18, pp. 261—276.

290. *Tallman, S. L.*, 1949, Sandstone types, their abundance and cementing agents: *Jour. Geol.*, v. 57, pp. 582-591.
291. *Taylor, J. M.*, 1950, Pore-space reduction in sandstones: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 34, pp. 701-716.
292. *Thiel, G. A.*, 1935, Sedimentary and petrographic analysis of the St. Peter Sandstone: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 46, pp. 559-614.
293. *Thiel, G. A.*, 1940, The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size: *Jour. Sed. Petrology*, v. 10, pp. 103-124.
294. *Thiel, G. A., and Dutton, C. E.*, 1935, The architectural, structural, and monumental stones of Minnesota: *Bull. Minnesota Geol. Surv.*, no. 25, 160 pp.
295. *Thompson, A.*, 1959, Pressure solution and porosity, in *Silica in sediments* (Freland, H. A., ed.), *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 7, pp. 92-111.
296. *Tickell, F. G.*, 1965, *The techniques of sedimentary mineralogy*: Amsterdam, Elsevier, 220 pp.
297. *Tieje, A. J.*, 1921, Suggestions as to the description and naming of sedimentary rocks: *Jour. Geol.*, v. 29, pp. 660-666.
298. *Todd, T. W., and Foltz, R. L.*, 1957, Basal Claiborne of Texas, record of Appalachian tectonism during Eocene: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 41, pp. 2545-2566.
299. *Towe, K. M.*, 1962, Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 26-28.
300. *Turnill, P.*, 1968, Pressure solution phenomena in detrital rocks: *Sed. Geol.*, v. 2, pp. 89-114.
301. *Turner, F. J., and Verhoogen, J.*, 1960, *Igneous and metamorphic petrology*: New York, McGraw-Hill, 691 pp.
302. *Tyrrill, G. W.*, 1933, Greenshales and greywackes: reunion Intern. pour l'étude du Précambrien 1931, *Comptes Rendus*, pp. 24-26.
303. *Udden, J. A.*, 1914, Mechanical composition of clastic sediments: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 25, pp. 635-744.
304. *Van Hise, C. R.*, 1904, *Treatise on metamorphism*: U. S. Geol. Surv. Monogr. 47, 1286 pp.
305. *Vitanage, P. W.*, 1957, Studies of zircon types in Ceylon Pre-Cambrian complex: *Jour. Geol.*, v. 65, pp. 117-138.
306. *Voll, G.*, 1960, New work on petrofabrics: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pl. 3, pp. 503-567.
307. *Waldschmidt, W. A.*, 1941, Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, p. 25, pp. 1839-1879.
308. *Walker, R. G., and Pettijohn, F. J.*, 1971, Archaean sedimentation: Analysis of the Minnitiaki Basin, northwestern Ontario, Canada: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 2099-2130.
309. *Walton, E. K.*, 1955, Silurian greywackes of Peebleshire: *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, v. 65, 1952-1955, pp. 327-357.
310. *Warner, M. M.*, 1966, Cementation as a clue to structure, drainage patterns, permeability, and other factors: *Jour. Sed. Petrology*, v. 35, pp. 797-804.
311. *Washington, H. S.*, 1930, *The chemical analysis of rocks*, 4th ed.: New York, Wiley, 296 pp.
312. *Wayland, R. C.*, 1939, Optical orientation in elongate clastic quartz: *Amer. Jour. Sci.*, v. 237, pp. 99-109.
313. *Webb, W. M., and Potter, P. E.*, 1969, Petrology and chemical composition of modern detritus derived from a rhyolitic terrain, western Chihuahua: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 32, no. 1, pp. 15-61.
314. *Weber, J. N., and Middleton, G. V.*, 1961, Geochemistry of turbidites of the Normanskill and Chazy formations: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 22, pp. 200-288.
315. *Weeks, A. D., and Eargle, D. H.*, 1963, Relation of the diagenetic alteration and soil-forming processes in the uranium deposits of the southeast Texas Coastal Plain, in *Clays and clay minerals*, 10th Conf., New York, Pergamon, Macmillan, Inc., pp. 23-41.
316. *Wernund, E. G.*, 1964, Geologic significance of fluvio-detrital glauconite: *Jour. Geol.*, v. 72, pp. 470-476.
317. *Weigl, R.*, 1950, Schwermineralverwitterung und ihr Einfluss auf die Mineralführung klastischer Sedimente. *Erdöl und Kohle*, v. 3, no. 6, pp. 209-211.
318. *Whetten, J. T.*, 1966, Sediments from the lower Columbia River and origin of graywacke: *Science*, v. 152, pp. 1057-1058.
319. *Whetten, J. T., Kelley, J. C., and Hanson, L.*, 1969, Characteristics of Columbia River sediment and sediment transport: *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1149-1166.
320. *White, D. E., Hem, J. G., and Waring, G. A.*, 1963, Chemical composition of subsurface waters, in *Data of geochemistry*: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-F, 67 pp.

259. Russell, R. D., 1937, Mineral composition of  
Soc. Amer., v. 48, pp. 1307-1348.
260. Russell, R. D., 1942, Tables for the determination of detrital  
Committee Sedimentation 1940-1941, Div. Geol. Geog., Nat. Res. Coun., pp.
261. Russell, R. D., and Taylor, R. E., 1937, Roundness and shape  
River sands: Jour. Geol., v. 45, pp. 225-287.
262. Sabins, F. F., Jr., 1962, Grains of detrital, secondary, and primary  
from Cretaceous strata of the Western Interior: Bull. Geol. Soc. Amer., v.  
pp. 1183-1196.
263. Schlee, J., Uchupi, E., and Trumbull, J. V. A., 1964, Statistical parameters  
Cape Cod beach and eolian sands, in Geological Survey research: U. S. Geol. Surv.  
Paper 501-D, pp. 118-122.
264. Schneider, H., 1927, A study of glauconite: Jour. Geol., v. 35, pp. 299-310.
268. Schwab, F. L., 1970, Origin of the Antietam formation (Late Precambrian  
wer Cambrian), central Virginia: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 364-366.
266. Schwarz, G. M., 1942, Correlation and metamorphism of the Thomson F  
llon, Minnesota: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1601-1620.
267. Sestini, G., 1970, Flysch facies and turbidite sedimentology: Sediment,  
v. 4, pp. 559-597.
268. Sheppard, R. A., 1971, Clinoptilolite of possible economic value in sed  
deposits of the coterminous U. S. Bull. U. S. Geol. Surv., no. 1332-B, pp. R1-B15.
269. Shihl, T., 1959, Studies on sandstones in the Matzuru Zone, southwest J  
I. Importance of relations between mineral composition and grain, size: Mem. Co  
Sci., Univ. Kyoto, v. 25, pp. 239-246.
270. Shihl, T., 1962, Studies on sandstones in the Maizuru Zone, southwest  
III. Graywacke and arkose sandstones in and out of the Maizuru Zone: Mem.  
Sci., Univ. Kyoto, v. 29, pp. 291-324.
271. Shrock, R. R., 1948, Classification of sedimentary rocks: Bull. Geol. Soc.  
v. 57, p. 1231.
272. Shrock, R. R., 1948, Classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v.  
pp. 118-120.
273. Siever, R., 1959, Petrology and geochemistry of silica cementation in  
Pennsylvanian sandstones, in Silica in sediments (Ireland, H. A., ed.): Soc. Econ.  
leont. Min. Spec. Publ. 7, pp. 55-79.
274. Siever, R., Beck, K. C., and Berner, R. A., 1965, Composition of interstitial  
ters of modern sediments: Jour. Geol., v. 73, pp. 39-73.
275. Simonsen, A., and Kuono, O., 1951, Archean varved schists north of Tampere  
Finland: Soc. Geol. Finlande, Comptes Rendus, v. 24, pp. 93-117.
276. Simonsen, A., 1955, Sandstones in Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande  
pp. 57-87.
277. Sippel, R. F., 1968, Sandstone petrology, evidence from luminescence  
graphy: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 530-554.
278. Skolnick, H., 1965, The quartzite problem: Jour. Sed. Petrology, v. 35,  
pp. 12-21.
279. Sloss, L. L., and Ferry, D. E., 1948, Microstylolites in sandstone: Jour.  
Petrology, v. 18, pp. 3-13.
280. Smith, E. R., 1946, Sand: Indiana Acad. Sci., v. 55, pp. 121-143.
281. Sorby, H. C., 1830, On the structure and origin of non-clacareous strati  
rocks: Proc. Geol. Soc. London, v. 36, pp. 62-64.
282. Stauffer, P. H., 1967, Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez  
Mountains, California: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 487-508.
283. Stebinger, E., 1914, Titaniferous magnetite beds on the Blackfoot Indian Re  
servation, Montana, in Contributions to economic geology: Bull. U. S. Geol. Surv. 540,  
pp. 329-337.
284. Stewart, D., Jr., 1937, An occurrence of authigenic feldspar: Amer. Mineral,  
v. 22, pp. 1000-1003.
285. Stockdale, P. B., 1936, Rare stylolites: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 33,  
pp. 229-233.
286. Suttner, L. I., 1969, Stratigraphic and petrographic analysis of Upper Jurassic  
Lower Cretaceous Morrison and Kootenai formations, southwest Montana: Bull. Amer.  
Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 1391-1410.
287. Sumner, A., 1947, Cemented sandstones of the Dakota and Kiowa formations  
in Kansas: Bull. State Geol. Surv. Kansas 70, pt. 4, pp. 53-104.
288. Takahashi, J., 1939, Synopsis of glauconitization, in Recent marine sedim  
(Task, P. D., ed.): Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 503-512.
289. Tatiqerro, N. L., 1943, Franciscan-Knoxville problem: Bull. Amer. Assoc.  
Geol., v. 27, pp. 109-219.

## ГЛАВА 8. ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ, АРГИЛЛИТЫ И АЛЕВРОЛИТЫ

### Введение

Из обычных осадков наиболее распространенными являются глинистые сланцы\*. Они составляют около половины геологического разреза, согласно подсчетам Шухерта — 44% [141], по подсчетам Лейта и Мида — 46% [101] и Кюнеца — 56% [95]. Глинистые сланцы составляют около 32% палеозойских и более поздних осадков Североамериканского кратона (подсчет по данным Слосса [153]); они составляют 44% геосинклинального разреза в Джексоне, штат Вайоминг [143]. Блатт [13], считает, что 69% континентальных осадков Земли составляют глины. На основе определенных геохимических концепций глины должны составлять 80% всех осадков, накопленных за всю геологическую историю [28].

Несмотря на значительную распространенность, глинистые сланцы обычно не так хорошо обжиты, как, например, более устойчивые известняки и песчаники. Из-за тонкой структуры и сложного состава изучать глинистые сланцы труднее, чем другие осадочные материалы. Их тонкозернистость усложняет изучение шлифов. Многие из компонентов глинистых сланцев плохо различимы под микроскопом, поэтому их нельзя определять обычными оптическими средствами. Приходится прибегать к помощи анализа валового химического состава или специальных методов исследования, таких как рентгеноструктурный и дифференциальный термический анализы. Однако даже с помощью этих методов невозможно получить все необходимые данные для петрографического анализа. По этим причинам описание, классификация и интерпретация глинистых сланцев и аргиллитов являются недостаточными и неполными в настоящее время.

Тем не менее глинистые отложения представляют значительную роль в промышленности. Многие глины и некоторые сланцы являются сырьем для производства кирпича, кровельной черепицы, дренажных труб, керамической посуды и других керамических изделий. Глинистый сланец смешивается с известняком в известных пропорциях, обжигается и размалывается для получения портланд-цемента. Некоторые высококачественные глины используются как наполнители для бумаги. Аспидный сланец (производный от глинистого сланца) можно расщеплять для получения кровельной драги, электрических панелей и учебных досок. При нагревании из некоторых сланцев получают дистиллят, который можно переработать в топливо для двигателей, и другие продукты.

Интерес к глинистым осадкам в значительной мере стимулируется нашими достаточно хорошими познаниями природы глинистых минералов. Последние хорошо изучены благодаря рентгеновской дифрактометрии и другим методам исследования. Большой вклад был внесен публикацией материалов нескольких конференций по глинистым материа-

\* Термин «Shale» имеет более широкое значение, чем его перевод «глинистый сланец». Он также соответствует понятиям «удаленная глина», «сланцеватая глина». Часто применяется как синоним термина «глинистый пород». — Прим. ред

259. Russell, R. D., 1937, Mineral composition of Mississippi River sands; Soc Amer., v. 48, pp. 1307—1348.
260. Russell, R. D., 1942, Tables for the determination of detrital minerals; Committee Sedimentation 1940—1941, Div. Geol. Geog., Nat. Res. Coun., pp. 6—8.
261. Russell, R. D. and Taylor, R. E., 1937, Roundness and shape of Mississippi River sands. Jour. Geol., v. 45, pp. 225—287.
262. Sabins, F. F., Jr., 1962, Grains of detrital, secondary, and primary dolomite from Cretaceous strata of the Western Interior. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1183—1196.
263. Schlee, J., Uchupi, E., and Trumbull, J. V. A., 1964, Statistical parameters of Cape Cod beach and eolian sands, in Geological Survey research: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-D, pp. 118—122.
264. Schneider, H., 1927, A study of glauconite; Jour. Geol., v. 35, pp. 299—310.
265. Schwab, F. L., 1970, Origin of the Antietam formation (Late Precambrian-Lower Cambrian), central Virginia; Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 354—366.
266. Schwartz, G. M., 1942, Correlation and metamorphism of the Thomson Formation, Minnesota; Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1001—1020.
267. Sestini, G., 1970, Flysch facies and turbidite sedimentology. Sediment, Geol., v. 4, pp. 559—597.
268. Sheppard, R. A., 1971, Chloritoidite of possible economic value in sedimentary deposits of the eolomirous U. S. Bull. U. S. Geol. Surv., no. 1332-B, pp. B1—B15.
269. Shiki, T., 1959, Studies on sandstones in the Maizuru Zone, southwest Japan. I. Importance of relations between mineral composition and grain size; Mem. College Sci. Univ. Kyoto, v. 25, pp. 239—246.
270. Shiki, T., 1962, Studies on sandstones in the Maizuru Zone, southwest Japan. III. Graywacke and arkose sandstones in and out of the Maizuru Zone; Mem. College Sci. Univ. Kyoto, v. 29, pp. 291—324.
271. Shrock, R. R., 1948, Classification of sedimentary rocks; Bull. Geol. Soc. Amer., v. 57, p. 1231.
272. Shrock, R. R., 1948, Classification of sedimentary rocks. Jour. Geol., v. 56, pp. 113—120.
273. Siever, R., 1959, Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones, in Silica in sediments (Ireland, H. A., ed.); Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 7, pp. 55—79.
274. Siever, R., Beck, K. C., and Berner, R. A., 1965, Composition of interstitial waters of modern sediments. Jour. Geol., v. 73, pp. 39—73.
275. Sintonen, A., and Kuono, O., 1951, Archean varved schists north of Tampere in Finland; Soc. Geol. Finland, Comptes Rendus, v. 24, pp. 93—117.
276. Sintonen, A., 1955, Sandstones in Finland; Bull. Comm. Geol. Finlande 168, pp. 5—87.
277. Sippel, R. F., 1988, Sandstone petrology: evidence from luminescence petrography. Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 530—554.
278. Skolnick, H., 1965, The quartzite problem; Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 12—21.
279. Sloss, L. L., and Ferry, D. E., 1948, Microstylolites in sandstone; Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 3—13.
280. Smith, F. R., 1946, Sand; Indiana Acad. Sci., v. 55, pp. 121—143.
281. Sorby, H. C., 1880, On the structure and origin of non-clacareous stratified rock. Proc. Geol. Soc. London, v. 36, pp. 62—64.
282. Stauffer, P. H., 1967, Grain flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California; Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 481—508.
283. Streibinger, E., 1914, Titaniferous magnetite beds on the Blackfeet Indian reservation, Montana, in Contributions to economic geology; Bull. U. S. Geol. Surv. 540, pp. 329—337.
284. Stewart, D. Jr., 1937, An occurrence of authigenic feldspar; Amer. Mineral., v. 22, pp. 1009—1003.
285. Stockdale, P. B., 1936, Rare stylolites; Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 32, pp. 220—233.
286. Suttner, L. I., 1969, Stratigraphic and petrographic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Morrison and Kootenai formations, southwest Montana; Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 1391—1410.
287. Swineford, L., 1947, Cemented sandstones of the Dakota and Kiowa formations; Bull. State Geol. Surv. Kansas 70, pt. 4, pp. 53—104.
288. Takahashi, I., 1939, Synopsis of glauconitization, in Recent marine sediments (Trask, D. D., ed.); Okla. Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 503—512.
289. Tahaferra, N. L., 1943, Franciscan-Knoxville problem; Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 27, pp. 109—219.

Ингрэм [76] более узко определил «клеяетон» как массивную породу, в которой частицы глинистой размерности преобладают над алевритом, и сохранил термин «алевролит» (siltstone) для массивных пород, в которых частицы алевритовой размерности преобладают над глинистыми. Породы, в которых соотношение глины и алевритов неизвестно или не определяется точно, Ингрэм определил как «уплотненные илы» (mudstones). Термины «глинистый сланец» (clay shale), «алевролитовый сланец» (silt shale) и «аргиллитовый сланец» (mud shale) были предложены для соответствующих сланцеватых разновидностей. Твенхофел [168] расширил значение термина «мадетоун» (mud stone), включая в него целое семейство глинистых пород. Большинство авторов склонны использовать этот термин более узко, для обозначения таких пород, у которых размеры частиц и состав такие же, как у глинистых сланцев, но недостает их слоистости и (или) сланцеватости [123].

Алеврит является осадком с диаметром частиц между  $1/16$  и  $1/256$  мм или осадком, в котором 50% и более частиц относятся к этой размерности. Алевролит представляет собой литифицированный алеврит. Как подчеркивали Крамбейн и Слосс [93], большинство пород, к которым применяется этот термин, являются крупными алевритами (более  $1/100$  мм), они в отличие от глинистых сланцев обычно связаны химическим цементом; в небольших масштабах встречается косая слоистость и может появляться конволюнтная слоистость, интрузивная текстура и т. д.

Термин «аргиллит» (argillite) используется в широком значении Твенхофел применял этот термин для обозначения пород, производных от алевролитов или глинистых сланцев, но с более высокой степенью литификации. Таким образом, они являются промежуточными (по свойствам) в ряду глинистых и аспидных сланцев. Грунт [65] использует термин «аргиллит» для глины или сланцев, затвердевших благодаря перекристаллизации и применяет термин «аспидный сланец» (slate) для подобных пород, если они обладают вторичным кливажем. Флон [43] употребляет термин «аргиллит» почти в таком же смысле, как и Твенхофел, и термин «метааргиллит» — для более полно перекристаллизованных пород. Оба термина, тем не менее, относятся к породам без кливажа или отдельности.

Терминология, использованная в данной главе, показана на рис. 8-1.

## Структуры и текстуры

### Размеры частиц и строение

Большое внимание исследователей привлекает распределение частиц по размеру или «механический состав» глины и глинистых сланцев. Однако анализ этих пород подвержен значительным ограничениям. Размеры частиц глины из-за их тонкозернистости обычно определяются

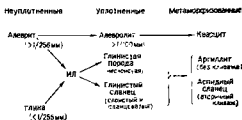


Рис. 8-1. Номенклатура глинистых осадков.

Обратите внимание, что аспидный сланец, как и аргиллит, может образоваться из глинистого сланца или массивной глинистой породы.

321. Wagner, D. R., 1964, Composition, grain size, roundness and sphericity of the  
Potsdam Sandstones at Amherst in northeastern New York. *Jour. Sed. Petrology*, v. 34,  
pp. 101-114.
322. Williams, H., 1957, Glauwing avianlike deposits in the Sudbury Basin, Ontario.  
*Depos. Mines. Ann. Rep.*, v. 106, pt. 2, pp. 57-89.
323. Williams, H., Turner, F. J., and Gilbert, C. M., 1954, Petrographic. *Sed. Espos.*  
v. 1, pp. 100-109.
324. Williams, H., Turner, F. J., Ford, J. E., Upham, W., and Mitchell, H. V.,  
1950, Geology of Minnesota. *Geol. Nat. Hist. Surv. Minnesota*, Conn. Rept. v. IV,  
part 1.
325. Wolf, A. R., 1971, Textural and compositional transitional stages between va-  
rieties of grain types. *Jour. Sed. Petrology*, v. 41, pp. 328-332.
326. Wright, F. W., 1948, Petrographic studies on the Houghton and Soudan  
Mts. *State Geol. Min. v. 77*, pp. 349-353.
327. Wursler, P., 1961, Geologie des Schieferungs in Houghton Mts. *Geol. Staat*  
v. 11, pp. 1-110.
328. Zerkel, F. S., Jr., 1962, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleomorphs and  
petrography of central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 74, pp. 1511-1549.

которые произошли от различных грубых вулканических и метаморфических пород. В этих породах достаточно хорошо сохранились «реликты» первичных минералов, поэтому можно проследить первоначальную гнейсовую сланцеватость, порфиробласты и тому подобные структуры.

Другим примером реликтовой структуры являются бентониты и близкие к ним осадки, образующиеся *in situ* при преобразовании вулканического лепла (с. 387). Нереликтовые структуры включают оолитовые и пизолитовые формы, возникающие в некоторых бокситовых и

Состав псадок дельты Миссисипи. По [138] \*

Таблица 8-1

Класс зернистости	Диаметр, мк	Долг. %
Крупнозернистый песок	1,0—0,5	Следы
Среднезернистый песок	0,5—0,25	
Тонкозернистый песок	0,25—0,125	5 } 29
Очень тонкий песок	0,125—0,0625	23 }
Алеврит	0,0625—0,0312	30 }
	0,0312—0,0156	16 }
	0,0156—0,0078	7 }
Глина	0,0078—0,0039	7 }
	Менее 0,0039	11
Всего		100

\* Таблица составлена на основании анализа 300 образцов, взятых с поверхности и из скважин.

диаспоровых глинах. Известны также псевдоморфные замещения ракушечного материала монтмориллонитом и диагенетически перекристаллизованные структуры, подобные «метакристаллам» иллитовой слюды в тонкослойной иллитовой основной массе. Большинство глинистых сланцев, однако, не проявляет ни одной из этих особенностей; они либо бесструктурны, либо слоисты.

Тонкослойные сланцы характеризуются ориентированными пластинчатыми слюдистыми компонентами, параллельными плоскости напластования, что хорошо видно под микроскопом. Хотя отдельные кристаллы располагаются не строго параллельно к плоскости напластования, шлифы, приготовленные перпендикулярно к этой плоскости, проявляют эффект одновременного погасания, как и в случае если бы шлиф был сделан из единого кристалла. В пластинчатых минералах световые колебания медленнее и параллельны спайности, поэтому проявляется параллельное погасание — эффект агрегатного погасания.

Однако в некоторых глинах и сланцах глинистые минералы проявляют беспорядочную ориентировку [63]. Подобное явление может быть результатом аутигенной кристаллизации на месте. В других случаях подобное явление вызывается нарушением первичной структуры илоядными донными организмами.

Свежеотложенные илы имеют чрезвычайно высокую водонасыщенность и очень большую пористость. Первоначальная пористость может составлять 70—80% [166]. Поскольку в среднем в глинистых сланцах пористость составляет только 13%, то это означает, что первичные отложения были сильно уплотнены и обезвожены. Тот факт, что уменьшение пористости происходит скорее за счет уплотнения, а не выполаживания пор (как у песчаников), подтверждается постепенными измене-



лам, начиная с 1951 г., и крупных монографий, таких как Райз [58], Милло [108, 109] и Кэррола [26]. Вообще, на первых порах тературе уделялось больше внимания глинистым минералам, проблемам глинистых осадков. Райз [130] и Грим [57] рассматривают экономические аспекты глинистых осадков, другие аспекты в своей работе Босуэлл [16].

## Определения и терминология

Терминология, используемая для глины и сланцев в течение ряда лет, пересматривалась Твенхофелом [168], Кларком [27] и Томом [164].

Глина определяется как природный пластичный материал (хотя некоторые глины непластичны), состоящий из водных алюмосиликатов («глинистых минералов») мелкой размерности (глина является осадком с размером частиц менее 0,002 или  $1/256$  мм). Определение, основанное на размере частиц, неудачно, поскольку большинство промышленных глин, согласно данному определению, глинами не являются. А определение, основанное на минеральном составе, ошибочно в том отношении, что глинистые минералы могут составлять всего лишь одну треть или даже меньшую часть объема всей породы. Например, Твенхофел [168] полагал, что все малые частицы непременно должны быть глинистыми минералами и что в глинах должно быть преобладание частиц глинистой размерности (более 50%). Глинистые минералы, по его определению, составляют не менее  $1/4$  от общего объема.

Кларк [27] определял глинистый сланец как обломочную породу, частицы которой имеют размер менее  $1/16$  мм. Сформулированный таким образом термин является емким и охватывает как алевролиты, так и глинистые сланцы в их обычном определении. Большинство исследователей, однако, подразделяют мелкозернистые осадки на два класса: образующие соответственно алевролиты и глинистые породы. Ада [172] считал, что диаметр  $1/256$  мм является критическим для проведения границы между фракциями алевроитов и глин. Однако Крамбейн и Слосс [93] считали, что для этой цели гораздо больше подходит диаметр  $1/100$  мм, потому что более крупные осадочные частицы имеют характеристики песчаника (интерстициальный цемент и твердость, затири и поперечная слоистость), а более мелкозернистые осадки имеют обычные характеристики глинистых сланцев (смачиваемость, пластичность при увлажнении и т. д.).

Другие авторы используют иные параметры для классификации и номенклатуры тонкозернистых осадков. Глинистая порода представляет собой затвердевшую глину. Если она обладает сланцеватостью, то ее можно назвать глинистым сланцем. Тем не менее некоторые авторы [150, 43] употребляют термин «кленстон» (clayston) для обозначения пород, менее затвердевших, чем глинистые сланцы.

Глинистый сланец является слоистой или сланцеватой породой. Термин относится к поребленным или дренным отложениям. Определение аргиллит (mudstone)\* подходит для блоковых или массивных глинистых пород, не обладающих сланцеватостью или слоистостью.

\* Термины «mudstone» и «argillite» у нас чаще всего переводят одним словом — «аргиллит» — Прим. перев.

в аргиллитах сланцеватости как параллельной слоистости, так и любой другой, несмотря на тонкую слоистость и минеральный состав аргидио-го сланца.

### Слойчатость

Слойчатость глинистых сланцев измеряется величиной 0,05—1 мм, мощность большинства слоев глинистых сланцев 0,1—0,4 мм. Слойчатость бывает трех видов: нереслаивание крупных и мелких частей, таких как алевроит и глина; нереслаивание светлых и темных слоев, различаемых только по содержанию органических остатков, которым и определяется их цвет; нереслаивание карбоната кальция и алевроита

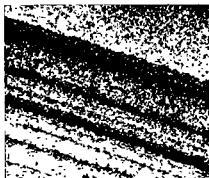


Рис. 8.3. Аргиллит грубия Кобальт (верхний горизонт), провинция Онтарио, Канада. Без аналитатора,  $\times 75$

Прослой алевроита (светлые), преимущественно из угловатых зерн кварца и толстых слоев, переслаивается с более мелким детритом (темный), алевритового состава, но с большим содержанием

Рис. 8.4. Горючие сланцы Грин-Вудер (элевен), Колорадо. Без аналитатора  $\times 75$

Состоит из прослоев, богатых органическими веществами (черные) и прослоев, содержащих меньшее количество органического вещества (серые) и большого количества карбоната (белый). Карбонат составляет от 1/3 до 1/2 от веса состава. Присутствуют также очень мелкие обломки кварца и алевритовый детрит

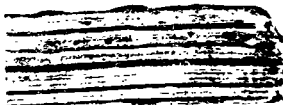


Рис. 8.5. Тонкопесчаная глина (интереситен), Барабу, штат Висконсин, США

Длина образца около 7 см. Представляют 5 пар или парных слоев. Темные полосы — глины, светлые, более мощные прослои — глины алевроиты

методами, основанными на дифференциальных скоростях, наряду с размером, в значительной степени, на плотность частиц. Поэтому аналитические результаты, в заблуждение в том отношении, что величины размеров частиц, считанные по скорости падения, основаны на допущении, что как являются сферическими частицами кварца [92]. Более того, образцы начала анализа полностью диспергируются. Подобное диспергирование достигаемое с помощью физических или химических агентов, вероятно, разрушает или, по крайней мере, значительно изменяет первоначальный гранулометрический состав осадка. Многие глины, в особенности те, которые накапливаются в морской воде, в период отложения были в состоянии частичной или полной флокуляции. Кривые размеров частиц, по данным анализа, могут быть совершенно непохожими на кривые размеров частиц первоначального осадка. Некоторые из теперь однородных глин некогда представляли собой пеллеты и, вероятно, переносились и отлагались в таком виде. Обычный анализ размеров частиц подобных глин очень мало говорит об истории их отложения [68].

Еще более ограничено применение гранулометрического анализа к древним глинистым сланцам из-за влияния диагенеза на распределение размеров частиц. Благодаря топкозернистости материала и, как следствие, большой площади поверхности частиц, а также из-за неустойчивости некоторых глинистых минералов возможны диагенетические изменения. Подобные преобразования могут в значительной степени изменить гранулометрический состав. По этим причинам результаты гранулометрического анализа глин и сланцев следует интерпретировать с большой осторожностью. Важным результатом анализа размеров частиц или даже быстрого просмотра шлифов является обнаружение в большинстве глинистых сланцев (это безусловно относится к наиболее распространенным типам) очень большого количества алеврита. Морские сланцы Перри-Фарм (пенсильванский) в Миссури, несмотря на то, что представлены пластичной породой, содержат 74% (по массе) мелкого песка и алеврита и всего 14% материала глинистой размерности, остальное составляет карбонатный осадок [85]. Подобный глинистый сланец в Иллинойсе содержит 68% алеврита [92]. Крынки подсчитал [94], что средний глинистый сланец содержит 50% алеврита. Последние минералогические исследования сланцев показали, что они состоят приблизительно из двух частей алеврита и одной части глины — соотношения, почти совпадающего с данными Келлера. Тинга в Крайбейна. Если принять эту точку зрения, то состав сланцев соответствует среднему составу материала, слагающего дельту Миссисипи (табл. 8-1).

Особенностью некоторых глин является их пеллетовая текстура [59, 3, 68]. Пеллеты представляют собой небольшие, округлые агрегаты глинистых минералов и мелкого кварца, рассеченные в матриксе, представленном тем же материалом. Пеллеты могут отделяться от матрикса оболочками органического материала. По размерам пеллеты составляют в диаметре 0.1—0.3 мм, а в некоторых случаях достигают нескольких миллиметров (в длину). Их образование приписывают действию течения воды, в иных случаях они могут быть представлены фекальными пеллетами [112, 68].

В некоторых глинистых породах осадочного происхождения проявляются реликтовые структуры, унаследованные от материнских пород, из которых они образовались. Примерами являются сапролиты,

биохимических примесей (рис. 8-7). Эти примеси или выпадают в осадок из раствора и отлагаются одновременно с глинами, например карбонат кальция, или же они поступают в процессе реакции или обмена с окружающей средой (обычно морской водой), как, например, калий или магний. Состав некоторых разновидностей или подклассов глинистых сланцев зависит главным образом от относительного вклада нескольких источников сноса; вследствие этого как минералогия, так и химический состав изменяются в широких пределах. Типы и соотношения алевритов, имеющих механическое происхождение, зависят от рельефа и климата области питания. Если эти материалы отсутствуют



Рис. 8-7. Происхождение глинистых сланцев

или редко встречаются, то глинистые породы обогащаются остаточными материалами, и при соответствующих условиях они обогащены химически осаждающимися кальцитом, арагонитом, сидеритом, шамозитом, кремнеземом и в некоторых случаях органическим веществом.

Малый размер частиц затрудняет определение минерального состава глинистого сланца. Лишь крупные частицы (более 0,01 мм) можно определить под микроскопом с достаточной точностью. Они такие же, как и зерна в алевритах и тонкозернистых песчанниках. Остаток представляет собой нерастворимую массу. Тонкую фракцию можно отделить, поместить в рентгеновский дифрактометр и приблизительно определить компоненты и их соотношения. Зная, какие минералы имеются, можно подсчитать предполагаемый минеральный состав глины или сланца исходя из их химических анализов [75, 106, 116]. Подобные расчеты показывают, что крупные фракции представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами, а мелкая фракция богаче глинистыми минералами, слюдами глины, хлоритом и гидроокислами железа.

### Глинистые минералы

Состав и текстура. Когда силикаты первичных кристаллических пород разрушаются при выветривании, они образуют среди других соединений группу минералов, известную под названием «глинистых минералов». Эти минералы представляют собой гидратированные алюмосиликаты, обычно с частичным замещением алюминия железом и магнием. Они тонкозернисты, обычно менее 5 мкм, а в некоторых случаях их размер измеряется миллимикронами. Эти минералы встречаются

ниями структуры, которые направлены на то, что глинистые пластинки параллельно друг другу и плоско [118].

### Сланцеватость

Многие сланцы проявляют первичную сланцеватость — свойство пород расщепляться или раскалываться вдоль сравнительно гладких поверхностей, параллельных напластованию. Это свойство связано с ориентировкой содержащихся в глинах слоистых минералов. Одни породы сильно сланцеваты, другие слабо.

Атлинг [4] и Ингрэм [76] предприняли попытки создать шкаду сланцеватости (табл. 8-2) и соотнести сланцеватость с составом.

Таблица 8-2

Шкала сланцеватости

Атлинг [4]	Ингрэм [76]	Мак-Ки и Уайт [103]
Массивные	Массивные	} Массивные } Блочные
Пластинчатые и плитчатые Медиоупластовые	Чешуйчатые	
Тонкопластовые	Плитчатые	} Слоистые } Плитчатые
Сланцеватые		
		} Сланцеватые, } плитчатые } Листоватые

Как отмечали оба исследователя, повышенное содержание кремнистых или известковых материалов уменьшает сланцеватость (рис. 8-2). Руби [134] также отмечал, что сланцеватость глин обратно пропорциональна содержанию карбоната кальция. С другой стороны, сланцы, богатые органическим веществом, оказываются исключительно сланцеватыми, как видно на примере черных сланцев. Однако биотурбированные сланцы, также как и алевитистые аргиллиты, не сланцеваты. Руби отметил, что сланцеватость не везде параллельна плоскостям напластования, она четко выражена в древних пластах, и что те породы, которые имеют наибольшее падение и наиболее выраженную агрегатную ориентировку, проявляют заметную сланцеватость. Возможно, сланцеватость является частично вторичной текстурой, вызванной вращением или ростом слоистых минералов под давлением. Это явление присуще аспидным сланцам, в которых кливаж пород располагается обычно под большим углом к плоскостям напластования.

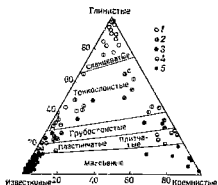


Рис. 8-2 Связь состава осадков со сланцеватостью и способностью расщепляться По [4].

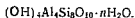
1 — сланцеватые, 2 — тонкопластовые, 3 — грубопластовые, 4 — пластинчатые и плитчатые, 5 — массивные

Весьма загадочно отсутствие

связывает структуру воедино столь плотно, что расширение невозможно. Глинистая слюда, образованная таким образом, представляет собой иллит. Хлоритовая группа также имеет трехэтажную структуру, характеризующуюся виверением брусчатого слоя  $Mg(OH)_2$  между трехэтажными элементами. В каждой структурной группе возможны многие варианты по составу. Хотя многим из них на основании состава даны специальные названия, можно считать, что каждая группа проявляет беспредельно широкий диапазон состава. Глинистые минералы классифицируются главным образом на основе их структуры (см. рис. 8-8).

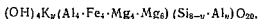
Основные группы глинистых минералов: каолинита, монтмориллонита, иллита и н-н мусковита и хлорита. Главным членом группы каолинита является каолинит, который имеет формулу  $(OH)_4Al_4Si_4O_{10}$ . Аноксит подобен каолиниту, за исключением молекулярного отношения  $SiO_2 : Al_2O_3$  приблизительно равного трем вместо двух, что менее обычно. Диккит и накрил, сходные с каолинитом по составу, но с небольшими отличиями по форме кристаллов, также являются членами данной группы. Однако они редко встречаются в осадках\*.

Монтмориллонитовая группа, получившая свое название по главному минералу группы, монтмориллониту, имеет состав



Магний обычно замещает часть ионов алюминия в решетке. В монтмориллонитовую группу входят бейделлит, который имеет молекулярное отношение  $SiO_2 : Al_2O_3$  равное трем, и нонтронит, в котором окисное железо замещает алюминий.

Иллитовая, или глинисто-слюдистая группа включает иллит, который имеет общую формулу



где « $x$ » варьируется от 1 до 1,5. Иллит является разновидностью белых слюд, но отличается от них, вероятно, тем, что содержит меньше калия и больше воды, чем обычно свойственно слюдам. Кроме разновидностей иллита, группа содержит глауконит [21].

Группа хлорита состоит из минералов богатых магнием, которые широко представлены в сланцах и в которых ионы двухвалентного железа занимают видное место.

Известно также множество «смешаннослойных» глинистых минералов. Структура этой группы является результатом упорядоченного или неупорядоченного расположения основных глинистых минеральных пакетов друг относительно друга по оси  $c$ . В некоторых из них отмечается переслаивание двух- и трехэтажных слоев. Подобные типы смешаннослойного строения обычно называют каолинит-иллитовыми, хлорит-иллитовыми и так далее, вместо того чтобы изобретать новые наименования для каждой смеси.

Помимо основных групп, перечисленных выше, некоторые глинистые минералы реже встречаются и имеют несколько отличную кристаллическую структуру, например, галлаузит  $(OH)_{16}Al_4Si_4O_6$ , а также менее гидратированный метagalлаузит  $(OH)_8Al_4Si_4O_{10}$  и алло-

\* По данным советских исследователей (А. В. Ковалович, В. Д. Шусов и др.), диккит является обычным минералом песчаников зоны глубинного энгисеца. — Пряма ред.

(рис. 8-3 и 8-4). Это переслаивание является результатом роста оседания различных компонентов или различных скор ступления материалов в бассейне осадконакопления.

Слоистость может вызываться штормами или наводнениями и другими более или менее спорадическими или случайными причинами. Их можно отнести за счет сезонных флуктуаций привноса материала [17, 18, 134]. Если очень тонкие слои выдержаны и не проявляют следов размыва, то очевидно, что штормы или вызываемые ими приливные течения вряд ли могли их формировать. Так как слоистость



Рис. 8-6. Ленточный аргиллит, группа Кобальт (докембрий), поселок Уэланс, провинция Онтарио, Канада.

Обратите внимание на пересекающие темные слои, перерезанные плавающими блоками

здесь характеризуется правильным чередованием мощностей (как свидетельствуют подсчеты скорости седиментации для древних отложений или наблюдаемой в настоящее время), а строение подобно наблюдаемому в современных условиях годовым слоям, можно предположить, что слоистость многих глин имеет сезонный характер (ленточные глины) и зависит от годового климатического цикла (рис. 8-5 и 8-6). Этот цикл определяет температуру, соленость и содержание алеврита в водах, а также сезонное образование планктона.

Отсутствие слоистости — довольно обычное явление. Чрезмерно равномерная седиментация на протяжении длительного периода времени может породить бесструктурный осадок; вероятной причиной формирования подобного осадка является переработка или бентосными организмами [32, 112]. В последнем случае обычно присутствуют остатки перифитной слоистости.

### Конкреции и другие текстуры

Глинистые сланцы и алевролиты обычно содержат конкреции. Известковые конкреции несколько уплощены параллельно слоистости, причем через них проходят плоскости напластования, что характерно для многих сланцев. Они ярко выражены в алевролитовых или алевролитовых пропластках. Черные сланцы часто содержат слою «конус в конусе», и в редких случаях кремневые желваки и пласты. Многим сланцам свойственны сепарин и конкреции глинистого железняка (все эти сведения изложены в гл. 12).

### Минеральный состав сланцев и аргиллитов

Состав наносных глин и сланцев сложен и разнообразен, так как он состоит из продуктов абразии (главным образом, алеврита), конечных продуктов выветривания (остаточные глины) и химических.

подвержены изменениям и быстро приспосабливаются к новой среде. Дальнейшие изменения могут происходить после захоронения и связанного с ним повышения температуры и давления; новые изменения происходят, когда породы переходят в зону метаморфизма. При эрозии и выходе пород на дневную поверхность происходят дальнейшие преобразования. О них и их влиянии на минералогию глин будет идти речь в разделе, посвященном диагенезу.

### Другие минералы глинистых сланцев

Как уже отмечалось, большинство глинистых сланцев включают крупную фракцию алевролита, значительная часть которой представлена обломочным кварцем; полевые шпаты составляют меньшую долю. Эти минералы были описаны в главе о песчаниках. Необломочные глинистые компоненты сланцев представлены биохимическими карбонатами. Эти факты изложены в главе об известняках. Различные железосодержащие минералы, включая глауконит, вулканическое стекло, биогенный кремнезем и фосфатные компоненты, которые могут смешиваться с обычными компонентами сланцев, описываются в других разделах.

Особый интерес представляет работа о полях стабильности железосодержащих минералов, в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и среды осадконакопления [91, 78]. Сернистое железо (главным образом пирит), шпатовый железняк (сидерит), железистые силикаты (богатые железом хлориты, шамозит, глауконит) и окись железа (гематит) представляют минеральный ряд, обусловленный увеличением окислительного потенциала. Присутствие этих минералов, даже в небольших количествах, при условии если они действительно возникли одновременно с осадконакоплением, является признаком окислительной обстановки осадконакопления. Однако эти минералы могут формироваться и в диагенетической обстановке, возможно, после захоронения осадка; следовательно, важно установить время их образования.

Полагают, что величина pH сланца (определяемая в водной суспензии дробленной породы) та же, что была в воде в процессе осадконакопления [151, 109]. Считается, что пресноводные глины имеют среднее значение pH, равное 4,7, тогда как величина pH сланцев, которые отлагаются в морской или лагунной среде, или в озерах с известковыми осадконакоплениями, достигает 7,8.

### Средний состав глинистых сланцев

Средний минеральный состав глинистых сланцев, согласно определениям различных исследователей, суммирован в табл. 8-3. Различия между более ранними и сравнительно недавними оценками свидетельствуют о совершенствовании нашего понимания глинистых минералов. Значительную часть химического состава, относимую ранее к полевым шпатам, окислам железа и другим компонентам, сейчас следует относить к глинистым минералам. Процентное содержание глинистых минералов в новых анализах значительно выше, благодаря усовершенствованию методики их проведения, а также отчасти благодаря тому что из числа образцов были исключены алевроитистые глинистые сланцы. Тем не менее высокое процентное содержание кварца подтверждает точность зрения, что обычные сланцы содержат значительное количество алевроита (около 40% или более).



ся не только в остаточных глинах, образованных в разрезе на месте материнских пород, но они также переносятся в виде осадка. Они образуют значительную часть глин и определяют особенности этих пород, а также встречаются с карбонатами в глинистых известняках и в смеси с обломочными террилами, имеющими размер песка в некоторых песчанниках.

Глинистые минералы трудно определить из-за их очень малых размеров. В шлифах редко удается правильно определить глинистые минералы. Для достоверных определений требуются специальные методики для выделения глинистых минералов и изучения их химическим, оптическим, рентгеновским и другими способами [26].

Обычные глинистые минералы сланцев являются филоосиликатами, которые имеют слоистую структуру, в какой-то степени похожую на структуру слюды. Эти минералы состоят из двух типов слоев (рис. 8-8). Один представляет собой силикатный тетраэдрический слой, состоящий из групп  $\text{SiO}_4$ , соединенных вместе в образующих гексагональную решетку структуры  $\text{Si}_4\text{O}_{10}$ , повторяющуюся бесконечно. Другой тип слоя представляет окись или гидроксид алюминия, слагающими два слоя плотно упакованных атомов кислорода или гидроксидов, между которыми располагаются октаэдрически координированные атомы алюминия, в позиции, равно отстоящей от шести атомов кислорода или гидроксидов. Фактически в этом слое, имеющем гиббситовую структуру, только  $2/3$  потенциальных мест занято алюминием.

Глинистые минералы относятся к двум группам. В каолиновой группе минерал характеризуется двухэтажной (1:1 слой) решеткой, состоящей из одного октаэдрического или гиббситового слоя, связанного с одним кремнекислородным тетраэдрическим слоем. Эта решетка не расширяется в зависимости от изменяющегося содержания воды и замещения на железо или магний в гиббситовом слое неизвестны. Другая группа глинистых минералов характеризуется трехэтажной (2:1) решеткой. В этом типе решетки октаэдрический алюминиевый слой расположен между кремнекислородными тетраэдрическими слоями. Несколько важных глинистых минералов принадлежит к трехэтажной группе. В монтмориллоните эти трехэтажные ячейки свободно объединяются по оси  $c$ , а вода и катионы расположены между ними. Количество воды изменяется таким образом, что величина  $c$  варьируется от 9,6 до 21,4 Å. Минерал имеет разбухающую решетку. Другие соединения могут также объединяться катионами, который благодаря соответствующему ионному диаметру и координационным

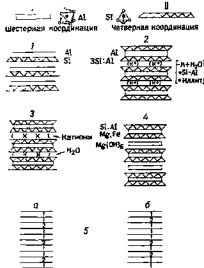


Рис 8-8. Типы глинистых минералов и их структурные особенности. По Поттджону, Поттеру и Синеру [122].  
I — октаэдрический тип. II — тетраэдрический тип. 1 — каолинит, 2 — мусковит, 3 — монтмориллонит, 4 — хлорит, 5 — схематическое изображение естественной структуры слюды (1), монтмориллонита (2), а — унаволенные, б — невоношенные

кой, состоящей из одного октаэдрического или гиббситового слоя, связанного с одним кремнекислородным тетраэдрическим слоем. Эта решетка не расширяется в зависимости от изменяющегося содержания воды и замещения на железо или магний в гиббситовом слое неизвестны. Другая группа глинистых минералов характеризуется трехэтажной (2:1) решеткой. В этом типе решетки октаэдрический алюминиевый слой расположен между кремнекислородными тетраэдрическими слоями. Несколько важных глинистых минералов принадлежит к трехэтажной группе. В монтмориллоните эти трехэтажные ячейки свободно объединяются по оси  $c$ , а вода и катионы расположены между ними. Количество воды изменяется таким образом, что величина  $c$  варьируется от 9,6 до 21,4 Å. Минерал имеет разбухающую решетку. Другие соединения могут также объединяться катионами, который благодаря соответствующему ионному диаметру и координационным

Ввиду того что модальные анализы глинистых сланцев очень трудно проводить, лишь небольшое их количество было опубликовано. Наиболее удачная попытка произвести количественную оценку состава глинистого сланца была сделана Шоу и Уивером [177], которые использовали рентгеновский метод дифракционной абсорбции. Анализ около 300 образцов палеозойских и более молодых глин показал, что содержание кварца колебалось от 10 до 80%, составляя в среднем около 34%; содержание полевого шпата колебалось от 0 до 30%, но в среднем составляло только 3,6%. В исследованных образцах карбонаты почти отсутствовали (2,7%), хотя некоторые глинистые сланцы содержали больше 50% карбонатов. Содержание глинистых минералов (полученное за счет вычисления разности) в среднем составляло 64%, но колебалось от 50 почти до 90%. Сравните с минеральным составом, получаемым в результате пересчета валового химического состава (см. табл. 8-5). Таковы, например, палеозойские глинистые сланцы штата Иллинойс [60].

Минеральный состав алевроитовой фракции отличается от минерального состава глинистой фракции, поэтому минералогия и химический состав находятся в тесной зависимости от структуры пород. Соотношение между размером частиц и составом подтверждается химическим анализом алевроитовых и глинистых фракций искусственно выделенных Грутом [64] (табл. 8-4).

Если мелкие фракции состоят из тех же самых минералов, что и крупные (но в других пропорциях), то возможно подсчитать вероятный минеральный состав каждой фракции. Результаты таких подсчетов приводятся в табл. 8-5: в более мелких фракциях меньше кварца, но больше глинистых минералов (каолинита, серпичита, парагонита и окислов железа). Конечно, подобные минералогические отличия тесно связаны с различиями в химическом составе этих же материалов.

### Химический состав

Химический анализ остается одним из главных источников информации о составе глинистых сланцев.

Кремнезем является основным компонентом всех глин и сланцев. Он присутствует в качестве составной части глинисто-минерального комплекса; в качестве обломочных силикатов и в виде свободной двуокиси кремния как обломочного кварца, так и биохимически осажденного кремнезема (опал радиолярий, диатомей, спикул). Глинозем является существенным компонентом комплекса глинистых минералов, а также компонентом невыветрелых обломочных силикатов — главным образом полевых шпатов. Исключительно высокое содержание окиси алюминия предполагает наличие свободной гидроксиды алюминия (диаспор) или бокситового материала. Железо в глинистых сланцах присутствует в качестве окисного пигмента, в виде составной части присутствующих хлоритов и особенно в виде пирита или маркозита, сидерита или силикатов железа. Степень окисления железа влияет на цвет глин (рис. 8-9). Окись марганца встречается в хлоритовом комплексе или как компонент доломита. Известь встречается главным образом в виде карбонатов, хотя в некоторых сланцах она присутствует в больших количествах, чем необходимо для образования карбонатов, и поэтому должна содержать не выветрелых силикатов или в форме гипса. Щелочи представлены в неветрелых обломочных силикатах (особенно полевых шпатах). Калий адсорбируется имеющимися глинистыми минералами и является

фаи, некристаллический взаимный раствор двуокиси алюминия и воды в различных пропорциях. В некоторых глинах обнаруживают вермикулит и палыгорскит и аттапульгит). Ни один из этих менее распространенных минералов не найден в глинах.

Ионный обмен представляет собой обмен ионов раствора на ионы твердого вещества. Отсюда следует, что при контакте твердого вещества с раствором произойдет взаимный обмен ионов раствора на ионы твердого вещества. Глинистые минералы обладают этим свойством в различной (не всегда заметной) степени. Вообще монтмориллонит обладает большим потенциалом ионного обмена, в то время как у каолинита эта способность слабо выражена. Иллит занимает промежуточное положение между вышеупомянутыми минералами.

Обменный ион может замещаться только другими ионами. Сам по себе он не может свободно перейти в жидкость. Способ удержания обменных ионов и точный механизм, с помощью которого происходит ионный обмен, понятия не до конца. Высказаны различные точки зрения. Для ознакомления с ними рекомендуем работы Келли [86, 87] и Грима [56, 58].

Распространение и происхождение глинистых минералов. Распространение, происхождение и изменения глинистых минералов полностью не изучены. Глинистые минералы образуются в основном при выветривании алюмосиликатов, но они могут образовываться также в седиментационной обстановке (ранне-диагенетическое происхождение) или в условиях погребения на некоторую глубину (позднедиагенетическое происхождение). Некоторые минералы являются скорее продуктами гидротермального процесса, а не выветривания или диагенеза. Одни из них могут быть образованы при осадении из ионного раствора, другие при кристаллизации геля. Келлер [84] дал обзор процессов, ведущих к образованию глинистых минералов.

Глинистые минералы, по-видимому, образуются в результате изменения ранее существовавших минералов. Данное положение особенно справедливо для пород почвенного профиля. Каолинит, монтмориллонит и иллит, вероятно, возникают в результате выветривания многих видов пород в различных климатических условиях. Любой исходный алюмосиликат может в результате выветривания переходить в каолинит; при выщелачивании уходятся K, Na, Ca, Mg, двухвалентное железо и добавляется водород [84]. Каолинит легко образуется из гранитов, тогда как по габбро чаще всего развиваются минералы группы монтмориллонита. Силикаты K и Na, образованные в результате гидролиза щелочных полевых шпатов, легко растворимы и выщелачиваются, тогда как Ca, Mg и Fe имеют свойство соединяться с кремнеземом и образовывать монтмориллонит. Каолинитизация способствует «кислая среда» подобная той, которая характеризует пресноводные условия. Монтмориллонит обычно образуется из известково-мафических пород, включая вулканический пепел, в среде, благоприятной для удерживания двухвалентных металлов и кремневой кислоты. Этому способствует щелочная обстановка. Для образования иллита необходимо соответствующее количество калия. Четко установлено преобразование полевого шпата в иллит на месте.

Различные глинистые минералы, какими бы ни были их материнские породы и геохимическая обстановка образования, могут переместиться и отлагаться в среде, отличной от той, в которой они образовались. Некоторые петрологи полагают, что глинистые минералы очень

идентичны, что различия в составе полностью обусловлены различиями в размерах зерен. Как можно видеть из таблицы, крупные фракции богаче кремнеземом, тогда как мелкие материалы богаче окисью алюминия, железом, калием и водой. Эти отличия, без сомнения, отражают обогащение алевроита детритовым кварцем, а более мелких фракций — глинистыми минералами: водными алюмосиликатами, содержащими калий, и хлоритами, обогащенными железом и содержащими магний.

Таблица 8-7

Средний химический состав глинистого сланца, усредненного осадка дельты Миссисипи и подобных им отложений

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO <sub>2</sub>	58,10	55,43	60,15	60,64	56,30	69,96
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,46	0,71	0,73	0,77	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	13,84	16,45	17,32	17,24	10,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	4,00	4,04	2,25	3,83	—
FeO	2,45	1,74	2,00	3,66	5,08	3,47
MnO	—	Следы	Следы	—	0,10	0,06
MgO	2,44	2,67	2,32	2,60	2,54	1,41
CaO	3,11	5,96	1,41	1,54	1,00	2,17
Na <sub>2</sub> O	1,30	1,80	1,01	1,19	1,23	1,51
K <sub>2</sub> O	3,24	2,67	3,60	3,69	3,79	2,30
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,00	3,45	1,82	3,51	3,31	1,96
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1*	0,20	0,15	—	0,14	0,18
CO <sub>2</sub>	2,61	4,62	1,46	1,47	0,84	1,40
SO <sub>2</sub>	0,64	0,78	0,58	—	0,28	0,3
Cl	—	—	—	—	—	0,30
Органика	0,80*	0,69**	0,88*	—	1,18*	0,66
Прочие	—	0,06**	0,04**	0,38**	1,98**	0,32
Сумма	99,95	100,48	100,46	99,80	100,00	100,62

\* Углерод

\*\* FeS<sub>2</sub>

\*\*\* BaO

А — средний глинистый сланец [28], смесь образцов Б и В  
Б — составной образец из 27 мезозойских и кайнозойских глинистых сланцев. Аналитик Х. Н. Стокс [28]

В — составной образец из 81 палеозойского глинистого сланца Аналитик Х. Н. Стокс [28]  
Г — немонашеские средние данные 34 анализов асидного сланца (29 палеозойских, 5 мезозойских, 6 юрскопалеозойских или докембрийских)

Д — немонашеские средние данные 35 анализов докембрийских асидных сланцев [115]

Е — составной анализ 235 образцов из дельты Миссисипи. Аналитик Дж. Штейгер [29]

Средний состав глинистого сланца (табл. 8-7, А) существенно отличается от типичной остаточной глины.

Различия частично наблюдаются за счет размера зерен. Изучение результатов анализов Грута (см. табл. 8-4) нескольких размерных фракций глины дает основание предполагать, что средний глинистый сланец состоит из двух частей алевроита и одной части глины. Такая смесь имеет состав, приближающийся к составу усредненного глинистого сланца. При внимательном сравнении результатов анализа среднего сланца с анализами остаточных глиня (см. табл. 8-8) видны различия, обусловленные не только добавлением алевроита. Остаточные глины содержат чрезвычайно мало щелочей и щелочных земель, тогда как в среднем сланце их количество увеличивается. Другими словами, усредненный сланец не просто перенесенная остаточная глина. Это

Средний минеральный состав глинистого сланца

Компоненты	Кларк [28]	Лейт и Мид [101]	Яллон [189]	Шю- Уинтер [
Кварц	22,3	32	20	35,8
Полевые шпаты	30,0	18	8	4,5
Глинистые минералы	25,0	34*	50	66,9
Оксиды железа	5,6	5	3	<0,5
Карбонаты	5,7	8	7	3,6
Другие минералы	11,4	1	3	<2,0
Органическое вещество	—	1	—	1

\* Каолинит и глинистые минералы — 10, серицит и парагонит — 18, хлорит и серпентин — 6.

Таблица 8-4

Связь химического состава с размерностью\*. По Груту [64]

Компоненты	Тонкий песок	Алевроит	Крупный гравий	Тонкая глина
SiO <sub>2</sub>	71,15	61,29	48,07	40,61
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,85	0,89	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,14	13,30	18,83	18,97
Оксиды железа	3,72	3,94	6,91	7,42
MgO	1,66	3,31	3,56	3,19
CaO	3,65	5,11	4,96	6,24
Na <sub>2</sub> O	0,86	1,32	1,17	1,19
K <sub>2</sub> O	2,20	2,33	2,57	2,62
П. п. п.	5,08	7,05	10,91	12,51

\* Среднее по 12 образцам глины, 1 остаточная глина, 1 ордовикский глинистый сланец, 2 медовые глины и глины остаточные (8) ледникового или современного происхождения. «Тонкая глина» менее 1 мм, «крупный гравий» от 1 до 5 мм и «алевроит» от 5 до 50 мм.

Таблица 8-5

Минеральный состав размерных различных фракций и глины и глинистых сланцев. По Груту [64]

Компоненты	Размерная фракция, «гравий»*		
	Алевроит	Крупная глина	Тонкая глина
Каолинит и глинистые минералы	7,5	17,0	23,2
Серицит и парагонит	16,6	21,2	22,1
Кварц	36,7	19,3	13,1
Хлорит и серпентин	8,2	10,3	7,3
Титанит, гематит и циркон	3,0	5,5	8
Кальцит и доломит	10,5	7,5	5,7
Полевые шпаты	12,6	7,2	7,3
Цеолинит	3,0	7,5	6,9
Титанит и рутыл	1,7	2,0	1,7
Карбонатное вещество	0,2	0,9	0,6
Влага	0,0	1,3	4,1
Сумма	100,9	99,7	100

\* Этот образец\* включает: 1 остаточную глину, 1 ордовикский глинистый сланец, 2 медовые глины и оставшиеся (8) ледникового или современного происхождения. «Тонкая глина» менее 1 мм, «крупная глина» от 1 до 5 мм и алевроит от 5 до 20 мм.

дежность редких элементов как индикаторов обстановки осадконакопления подвергается сомнению [29].

Кроме вариаций химического состава, обусловленных различиями в структуре и вызванных привнесом химических, биохимических и вулканических примесей, существуют вариации, связанные с различиями в составе остаточных глин. Богт [175] считал глинистые осадки перемытыми остаточными продуктами выветривания и полагал, что окись алюминия как наименее мобильный окисел может концентрироваться в наиболее зрелых выветрелых остатках. Такое обогащение может быть замаскировано из-за колебаний содержания кварцевого алеврита в сланце, поэтому необходимо пересчитывать результаты химического анализа, исключая  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ . Содержание трех окислов  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  постепенно уменьшается с увеличением содержания остатка, тогда как содержание  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  увеличивается. Количество железа остается постоянным даже при значительном колебании других компонентов [88, 115]. Как отмечалось выше, содержание натрия в вулканических и ледниковых глинистых сланцах может быть выше нормального. Наиболее зрелые продукты выветривания обогащаются окисью алюминия. Следовательно, отношение окиси алюминия и натрия является надежным показателем зрелости.

Были предприняты многочисленные попытки рассчитать средний химический состав глинистого сланца (см. табл. 8-7). Кларк [28] был одним из первых исследователей, который рассчитал средний состав глин. Такие средние составы используются в геохимии для расчетов баланса масс; они полезны в качестве эталонной величины, с которой можно сравнивать результаты анализов сланцев с целью обнаружения значительных отклонений от нормы.

## Цвет

Цвету глинистых сланцев уделяется больше внимания, чем цвету большинства осадочных пород. Геологи в полевых условиях при описании глинистых или аспидных сланцев указывают их цвет, например: черный глинистый сланец, красноцветный аспидный сланец и т. д. Вообще, цвет глинистых и аспидных сланцев зависит от характера пигментации. Грубо говоря, чем темнее сланец, тем выше содержание органического вещества в нем [167]. Черные сланцы особенно богаты углестым материалом (см. табл. 8-9). По мнению Томлинсона [165], у красноцветных аспидных сланцев железа не больше, чем у черных, серых или зеленых разновидностей (см. рис. 8-9). Различия в цвете указывают лишь на характер окисления железа [103, 55]. Последние данные о содержании окислов железа в ассоциирующих красноцветных и не-красноцветных сланцах различных возрастов показали, что цвет красноцветных сланцев зависит не только от большого общего содержания железа или окисного железа, чем у обычных пород [173]. Во многих сланцах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  преобладает над  $\text{FeO}$ . Эти данные дают возможность предположить, что разница в цвете обусловлена не только восстановленностью железа в не-красноцветных сланцах, но и также удалением некоторого количества восстановленного железа.

Красноцветные сланцы окрашены из-за присутствия тонкоизмельченной окиси железа (гематит). В зеленых и черных сланцах железо главным образом в закисном состоянии, но как исключение окисное железо присутствует в таких минералах, как глаукоцит. Сланцы, содержащие сидерит, имеют свойство окрашиваться в серый или голубоватый

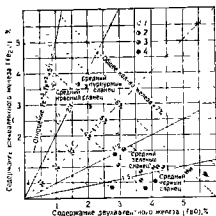


Рис 8-9 Зависимость цвета осадочных сланцев от содержания окисного и окисного железа

Обратите внимание, что красноцветные сланцы содержат не больше суммарного железа, чем черные [166]. Сланцы: 1 — красные, 2 — пурпурные, 3 — зеленые, 4 — черные

фракции ассоциирующей зимней глины (табл. 8-6, А и Б). Здесь зрелость и постседиментационная история материалов настолько

компонентом и стой слюды, он также держаться в глауконите редкими компонентами являя двуокись титана (в виде рути марганец, фосфор и органическое вещество.

Интерпретация химических анализов сланцев связана со значительными трудностями, потому что, как отмечалось выше (с. 343), химический состав зависит от величины зерна, от зрелости осадка и от восстановления с помощью химических и биохимических процессов многих компонентов, удаленных при образовании кор выветривания, за счет которых сформировались осадки.

Влияние размера зерен успешно иллюстрируется сравнением результатов анализа летней алевроитовой фракции, взятой из пропластка ленточной глины, и

Таблица 8-6

Химический состав ленточных глин (осадка и пород)

Компоненты	А	Б	В	Г	Д
SiO <sub>2</sub>	59,20	50,33	52,00	62,74	66,87
TiO <sub>2</sub>	1,20	1,13	—	—	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,14	19,17	16,11	16,94	15,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	6,50	4,49	5,07	2,81
FeO	3,24	2,52	—	1,59	1,89
MnO	0,09	0,13	—	—	0,05
MgO	3,14	3,77	4,10	3,05	2,40
CaO	2,52	1,43	8,26	1,39	0,34
Na <sub>2</sub> O	3,82	1,78	2,76	6,07	1,21
K <sub>2</sub> O	1,97	4,03	1,74	—	6,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,16	4,87	—	3,20*	1,35
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,15	3,74	9,64*	0,36	Нег
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,14	—	—	0,23
CO <sub>2</sub>	—	—	2,2*	—	0,28
SO <sub>4</sub>	—	—	0,09	—	—
С	1,94	0,41	—	—	0,04
Сумма	100,10	99,95	90,39	100,41	99,93

\* Потери при прокаливании

\*\* Включено в потери при прокаливании.

А — летний алевроит, ленточный осадок позднего ледникового возраста, Финляндия, Алаикити Ломма [40]. Лептакози [40].

Б — зимняя глина, та же что и А.

В — ленточная глина, северная часть озера Твинскандинг [107]

Г — арктический, серия Кобальт (декембрий), район Кобальт, Онтарио [107].

Д — Арктика, Фера-Криг (декембрий), округ Даминсон, штат Миннеаполис, США. Алаикити

В. Брунц.

где  $P$  — пористость;  $B$  — мощность пород, подвергшихся эрозии;  $C$  — константа;  $D$  — глубина от поверхности. Зависимость пористости от глубины усложняется двумя другими факторами: структурой и деформациями. В целом тонкозернистые породы способны подвергаться уплотнению больше, чем крупнозернистые породы, поэтому при прочих равных условиях на данной глубине изменения пористости у них более значительны. При деформации, как показал Руби, происходит уменьшение пористости, что может быть выражено следующей зависимостью:

$$P_u = 100 - \cos d [100 - P_p],$$

где  $P_u$  — пористость горизонтально залегающих пород;  $d$  — современный угол падения;  $P_p$  — современная величина пористости. Уплотнение начинается с момента отложения и продолжается в течение длительного периода времени. Как показало изучение карбонатных конкреций, в сланцах уплотнение происходит в течение роста конкреций [127] и сопровождается постепенным улучшением ориентировки глинистых пластинок [118].

### Диagenез

Химические и минералогические изменения начинаются почти сразу после отложения ила. Другие изменения происходят в процессе старения осадка, а третьи начинаются, когда давление и температура становятся достаточно высокими для того, чтобы вызвать более радикальную перекристаллизацию. Относительная роль этих изменений и степень их проявления (в особенности тех, которые предположительно относятся к раннему этапу) являются предметом многочисленных дискуссий и до конца не определены. Одни ученые предполагают, что глинистые минералы, образовавшиеся в зоне выветривания и вынесенные потоками, претерпевают изменения, как только они попадают в морскую среду [62, 108]. Другие ученые идут в своих предположениях дальше и делают вывод о том, что равновесная ассоциация устанавливается в свежееотложенном осадке [186, 105]. Грим полагал, что каолинитовые глыбы, попав в морскую среду, преобразуются в иллиты и хлориты, а монтмориллониты превращаются в хлориты. Таким образом, глинистые минералы чувствительны к обстановке осадконакопления и могут использоваться для установления характера древних, ныне исчезнувших обстановок. Эта точка зрения вызвала резкие возражения. Исследования глинистых минералов в многочисленных океанических осадках показывают, что в потоках, стекающих с прилегающих массивов суши, содержатся те же глинистые минералы, что и в прилегающих океанических отложениях [53, 12]. Глинистые минералы могут встречаться в любой обстановке осадконакопления [85] (см. табл. 8-9). Изучение древних глинистых сланцев еще более убедительно в этом отношении. Фактически все основные глинистые минералы встречаются в любом сланце. Минералогия глин, по-видимому, не коррелируется с пресноводными, солоноватоводными или морскими фациями мотассовой формации [102]. Подобным образом наборы глинистых минералов в сланцах в морских и неморских частях одной циклотемы в значительной степени аналогичны [124]. Некоторые исследователи глинистых сланцев отрицают связь глинистых минералов с окружающей обстановкой и объясняют различия в составе глинистых сланцев за счет изменений характера источника сноса в период осадконакопления. Другими



смесь глины, алевроита, а также компонентов глинистой фраз, ранее при выветривании, а затем частично восстановлении время или после процесса седиментации. Это касается в частности глины, а также до некоторой степени магия, которые, очевидно, входят в состав глинистых минералов и образуют аутигенные серициты и хлориты. Кальций обычно не привносится таким способом, но может связываться биохимическим путем. Не восстанавливается только натрий.

Химический состав некоторых глинистых сланцев заметно отличается от нормы, т. е. от обычного или «среднего» сланца. Сланцы, не содержащие алевроита, с необычно высоким содержанием кремнезема (кремнистые сланцы), вероятно, являются диатомовыми или содержат кремнезем вулканического пепла. Сланцы с низким содержанием кремнезема и необычно высоким содержанием алюминия исключительно тонкозернисты, имеют каолинитовый или, в редких случаях, бокситовый состав. Глинистые или аспидные сланцы, особенно богатые железом, содержат пирит, если имеют черную окраску; они могут быть также обогащены сидеритом или содержать значительное количество железистых силикатов. Железосодержащие сланцы постепенно переходят в шамозитовые и родственные им аргиллиты. Красноцветные сланцы часто описываются как «железистые», хотя фактически содержание железа в них может и не превышать нормы (см. с. 344); они характеризуются присутствием скорее трехвалентного железа, чем двухвалентного. Сланцы очень богаты известью и окисью магия, по всей вероятности содержат кальцит или доломит. В пользу этого предположения свидетельствует высокое содержание  $\text{CO}_2$ , а также растворимых в кислотах материалов. Если кальция больше, чем это необходимо для соединения с  $\text{CO}_2$ , то, вероятно, присутствуют некоторые невыветрелые силикаты или сульфаты. В последнем случае высокое содержание кальция ассоциируется с высоким содержанием  $\text{SO}_2$ .

В глинистых и аспидных сланцах калий почти всегда превалирует над натрием. В сланцах, в которых наблюдается обратная зависимость, содержатся скорее продукты абразии, чем глинистые минералы. Это характерно для некоторых ледниковых глин и алевроитов (см. табл. 8-6). Сланцы, обладающие существенной примесью вулканического материала, также могут иметь повышенное содержание натрия; натрий может преобладать над калием (см. табл. 8-10, А и Б).

Сланцы с высоким содержанием углистых частиц медленно формируются в анаэробных условиях. Они обычно богаты соединениями двухвалентной серы. Некоторые из них обогащены фосфатами.

Химический состав, кроме того что он проливает свет на возможный минералогический состав сланца (см. с. 343) и связан с его гранулометрией, определяется также обстановкой осадконакопления. По мнению Милло [108], глинистые сланцы пресноводного, солоноватоводного и морского происхождения отличаются по валовому химическому составу. Пресноводные сланцы имеют более низкое содержание как  $\text{K}_2\text{O}$ , так и  $\text{MgO}$  по сравнению с морскими или лагуновыми сланцами. Это отличие вполне понятно, так как каолинит — характерный глинистый минерал «кислых» пресноводных условий, тогда как глинистые минералы щелочных морских вод представляют монтмориллонит или его диагенетическим производным палитом. Эти взгляды оспариваются [31]. Многие исследователи считают, что существуют некоторые отличия, в частности, по содержанию второстепенных элементов. Оказывается, что содержание бора и радиоактивных элементов в морских сланцах значительно отличается от неморских сланцев [125, 31]. Но на

номенклатура учитывает только цвет и сланцеватость; поэтому мы оперируем такими определениями как красноцветные глинистые породы, черные глинистые сланцы, зеленые аргиллиты.

Кароизи [25] классифицировал глины и сланцы главным образом на основе структуры. Он выделял глины: 1) с остаточной изверженной структурой; 2) с остаточной пирокластической структурой (фуллерова земля, глины угленосных разрезов); 3) слонистые глины (обычные сланцы); 4) с диагенетическими оолитовыми и пизолитовыми структурами (диаспоровые глины и бокситы); 5) структуры, указывающие на «диагенетическую миграцию» (замещение раковин монтмориллонитом) и 6) структуры диагенетической перекристаллизации. Эта классификация указывает на происхождения глин или сланцев; цель похвальная, но при этом в этой классификации объединены обычные глины в одну группу, а отделены только редкие и экзотические типы.

Были сделаны попытки подразделить глинистые сланцы на типы, связав их с основными группами песчаников [94, 115]. Крынин считал, что глины, ассоциирующие с граувакками, являются хлоритовыми, встречающиеся с аркозами — каолинитовыми, а с ортокварцитами — иллитовыми. Нанею были предприняты попытки выделить эти типы по их валовому химическому составу. Ни одна из них не оказалась успешной, вероятно потому, что изменения в структуре и соответственные изменения в составе значительно больше, чем различия, связанные с генезисом. Более того, глины гораздо менее дифференцированы по химическому составу, чем песчаники, и представляют собой более однородную группу пород (исключение составляют глинистые сланцы с химическими или биохимическими примесями).

При современном уровне знаний нельзя точно выяснить, что именно определяет состав глин. Мы точно не знаем, что означают данные разновидности глинистых минералов; мы не знаем степени влияния на химический и минеральный состав природы материнских пород или климата области сноса; не знаем взаимосвязи, если таковая существует, между составом и химизмом среды, в которой накапливаются глины; не знаем природы и влияния диагенетических изменений. До тех пор, пока мы не будем располагать соответствующими данными по этим вопросам, проблема рациональной классификации глин, основанная на составе и структуре (аналогичная классификации песчаников), останется нерешенной. Трудности возникают из-за невозможности сделать анализы, подобные тем, которые мы производили с песчаниками. Перечня представленных в породе минералов недостаточно; недостаточен и перечень с содержанием каждого компонента. Нам необходимо знать происхождение минералов. В песчанике мы можем различать в шлифе аутигенные и обломочные минералы, минералы, осаждающиеся из раствора, и те, которые образовались при изменениях на месте. Особенности строения песчаников дают нам возможность классифицировать минералы и распределить их по генетически важным категориям и таким способом проследить историю породы. С глинистыми сланцами эти исследования могут быть проведены лишь в незначительном объеме. Поэтому наши сведения о глинах по сравнению со сведениями о песчаниках и известиях примитивны и неполны.

Чтобы классификация была содержательной, она должна базироваться на генетически важных свойствах. Сможем ли мы определить такие свойства сланцев? Как уже отмечалось, отношение окиси алюминия к окиси натрия является показателем зрелости глин. Отношение

цвет на свежем сколе, например в кернах, но из-за неустойчивости они становятся коричневыми или бурными при выходе дневную поверхность, даже в течение короткого промежутка времени.

Происхождение и значение красноцветности глинистых сланцев остаются трудной проблемой. По мнению Ван-Хоутена [173], окислы железа носят обломочный характер, унаследованный от красноцветных почв плоскогорий, образовавшихся в тропических и субтропическом климате. Существенным условием для сохранения красного цвета является среда окисления на месте отложения. Такие условия скорее связаны с местными географическими факторами, чем с климатическими. Вообще красноцветные сланцы имеют континентальное происхождение: одни из них аллювиальные; другие ассоциируют с эвапоритами, свидетельствующими о сухом климате.

### Диагенез глинистых сланцев

Глины подвержены разнообразным постседиментационным изменениям; одни из них имеют физический характер, а другие химический. Физические изменения включают уплотнение, сопровождающееся уменьшением порового пространства и улучшением ориентировки глинистых минералов; химические изменения включают превращение минералов на раннем этапе за счет реакции с окружающей средой и внутренние преобразования и перекристаллизацию на более позднем этапе.

#### Уплотнение

Как уже отмечалось выше, пористость свежееотложенных илов очень высока. Она может составлять 50% или более [166]. Пористость глинистых сланцев заметно меньше. Хотя глина в среднем имеет пористость 30—35%, пористость глинистого сланца на глубине 1800 м составляет только 9—10% [70]. Уменьшение пористости, сопровождаемое преобразованием ила в глинистый сланец, в значительной степени является результатом уплотнения, которое происходит в результате давления вышележащих слоев. Уменьшение пористости связано скорее со сжатием, чем с заполнением пор, что подтверждается находками раздробленных скелетов рыб, раковин и других органических остатков [41, 42], а также смятием песчаных даек [38] и заполнением трещин высыхания [149]. Коэффициент сжатия — отношение первоначальной мощности к мощности, фиксируемой в настоящее время — колеблется от 2,4 для песчаного выполнения трещин до 6,0 для деформированных раковин. Подобное уменьшение мощности может привести к образованию наклонов уплотнения, когда сланцы перекрывают неуплотненные «поднятия», такие как рифы [30].

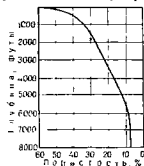


Рис. 8-10. Соотношение между пористостью и глубиной залегающей. По [30]

Ати [70] и другие [70, 81] считают, что пористость является функцией мощности перекрывающих кластов (рис. 8-10). Руби [134] попытался алгебраически выразить зависимость между пористостью и глубиной:

$$P=100 C/(B+C+D),$$

разованы поднимающимися кверху, благодаря капиллярности, грунтовыми водами во время засушливых периодов. Из этих растворов осаждаются железистые (ферриклеты), кремнистые (силклеты) или известковые (калклеты или каличе) материалы.

Совершенно очевидно, что подробное рассмотрение почв, их свойств и происхождения выходит за рамки данной книги; за этим следует обращаться к классическим работам почвоведов [46, 23, 131]. Геологическим аспектам почв посвящены работы Голдича [47], Райха [128] и в особенности Ханта [74].

Химический состав остаточных глин

Таблица 8-8

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж
SiO <sub>2</sub>	40,7	55,42	55,07	66,01	44,60	9,28	48,00
TiO <sub>2</sub>	7,3	Следы	1,03	0,10	2,44	3,78	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,9	22,17	26,14	21,21	38,64	69,76	34,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,7*	8,30	3,72	2,11	0,36*	1,1*	1,54*
FeO	—	Следы	2,53	0,57	—	—	—
MnO	—	—	0,03	—	—	—	—
MgO	—	1,45	0,33	0,05	0,10	0,15	0,35
CaO	1,0	0,15	0,16	Нер	0,06	0,40	0,23
Na <sub>2</sub> O	0,4	0,17	0,05	Нер	0,30	0,40	0,51
K <sub>2</sub> O	11,3	2,32	0,14	0,85	0,23	0,95	0,59
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,0**	7,76	9,75	7,55	13,62**	13,37	12,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	2,16	0,64	1,24	—	—	1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	Следы	0,11	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	Следы	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	0,36	0,08	—	—	—
BaO	—	—	0,01	—	—	—	—
S	—	—	0,04	—	—	—	—
Сумма	100,4	99,84	100,11	99,77	100,74	99,23	100,38

\* Общее количество железа.

\*\* Потери при прокаливании.

А — общее количество воды.

А — остаточные глинки по базальту, округ Спокэн, штат Вашингтон, США [139].  
Б — остаточные глинки по доломиту, Моррисвилль, штат Алабама. Аналитик У. Ф. Хилл-Брайд [136].

В — остаточные глинки по гнейсу, Мортон, Редвуд Фолд, штат Миннесота. Аналитик С. С. Голдич [47].

Г — выветрелый гранит Гонконг («во многом разрушенный»). Гипарикиер-Бей, район Гонконга. Аналитик А. Уиндман [139].

Д — белая опесчаная глина, округ Фелпс, штат Миссури. Аналитик Р. Т. Ролуфс [1].

Е — диаспоровая глина, Гипарикиер-Бей, район Гонконга. Аналитик Р. Т. Ролуфс [1].

Ж — плагиоклиновые глинки Алов, Джоес-Бьют, штат Калифорния [1].

Исследование несогласных контактов должно включать изучение ненарушенного остатка, который может находиться на такой поверхности, изучение свежести или степени измененности пород, расположенных ниже несогласия. Характер такого осадка будет частично определяться особенностями почвы и частично изменениями, связанными с процессом захоронения. Эти изменения носят диагенетический характер и являются противоположно направленными по отношению к процессам почвообразования. «Ископаемые почвы» могут и не встречаться, вследствие их размыва «Ископаемый» реголит характеризуется плохой сортированностью. Структуры и текстуры материнских пород уничтожаются без замены их текстурами и структурами нормальных осадков. Реголит может постепенно переходить вниз в неизменные исход-

словами, глинистые минералы считаются инертными и в так же, как и любые другие обломочные минералы [178]. Искл<sup>н</sup>ением, вероятно, является глауконит — продукт морского диаг<sup>н</sup>еза. Единственным же изменением, признаваемым сторонниками этой точки зрения, является вторичное поглощение катионов (катионообмен) в морской среде, которое, однако, не изменяет основную структуру решетки глинистых минералов.

Примеры вариаций в составе глинистых минералов в тех или иных отложениях, древних или современных, помимо превращения одного минерала в другой, можно объяснить другими процессами. При изучении меловых и третичных отложений бассейна верховья Миссисипи, Прайор и Гласс [126] отмечали, что каолин доминировал в отложениях аллювиального происхождения, а монтмориллонит во внешних яеритовых фашиях. Они исключали диагenez как объяснение такого явления и относили различия осадков за счет различий в размере зерен нескольких видов глинистых минералов, дифференциальной флокуляция или к различиям в размере агрегатов двух видов минералов. Практически к таким же заключениям в своих исследованиях осадков залива Париа пришли Ваи-Андел и Постма [5].

Хорошо известно, что ассоциация глинистых минералов в осадке может измениться при его погружении на глубину. С увеличением глубины монтмориллонит и каолинит исчезают, и их место занимают иллит и хлорит. Последовательность изменений с глубиной (и связанное с этим увеличение давления и температуры) подробно изучалась на образцах глинистых сланцев, собранных из глубоких скважин [178]. Другие изменения относятся к старению осадка. Например, древнепалеозойские глинистые сланцы главным образом иллитовые; мезозойские и более молодые сланцы чаще монтмориллонитовые. В древних отложениях сравнительно меньше каолинита, чем в более молодых. Эти различия частично можно отнести к отличиям от современных атмосферным и биосферным условиям, существовавшим в древности [177].

С увеличением температуры и давления в сланцах проявляются прогрессивные минералогические изменения, которые можно рассматривать как метаморфические. В целом преобразования касаются минерального состава, а валовой химический состав существенно не изменяется; исключение составляет потеря воды и двуокиси углерода [39, 115, 147]. Поэтому изменения главным образом носят изохимический характер. Существует тенденция к частичному восстановлению железа в процессе метаморфизма. Сравните, например, средний состав палеозойских глинистых сланцев с аспидными сланцами (см. табл. 6-7).

Некоторые глинистые минералы могут выветриваться. Например, при определенных климатических условиях возможно выщелачивание калия из иллита. Каолин может преобразовываться в боксит. Эти изменения тем не менее обратимы и в соответствующей обстановке деградированный иллит может присоединять калий, даже боксит может преобразовываться в каолинит [61, 49].

### **Классификация и петрология глинистых сланцев** **Классификация**

Глинистые сланцы в отличие от песчаников и известняков никогда не имели исчерпывающей и рациональной классификации. Существующая номенклатура традиционна и служит лишь для удобства, а вовсе не выражает различий первостепенного значения. Очень часто наши

глинистых минералов, частицы очень малы, в основном менее 0,002 мм. Им свойственна одинаковая ориентировка агрегатов, параллельная слоистости сланца. В таких сланцах другие минералы также обычно тонкозернисты. Сланцы с меньшим содержанием глинистых минералов обычно более крупнозернистые или алевритовые. Максимальный размер частиц может составлять 0,01 мм. Такие сланцы содержат крупные чешуйки мусковита, биотита и хлорита. Они часто образуют гармошководные выделения. Крупные чешуйки проявляют а основном однообразную ориентировку, параллельную напластованию, хотя некоторые из них изогнуты около обломочных кварцевых зерен, а другие расположены перпендикулярно слоистости.

Глинистая фракция, как правило, имеет сложный характер. Пенсильванские глинистые сланцы в Иллинойсе содержат смесь иллита, каолинита и хлорита, где преобладает иллит [60]. Многие глинистые сланцы содержат смешаннослойные ассоциации иллита-монтмориллонита. Нижнепалеозойские глинистые сланцы содержат очень мало каолинита или вовсе не содержат его. Сходные выводы были сделаны Уивером [176, 177]. Мезозойские и более молодые сланцы часто содержат монтмориллонит, например, сланцы третичной молассы ФРГ [102]. Однако еще более молодые сланцы содержат иллит, каолинит, хлорит и различные смешаннослойные разновидности минералов (см. рис. 17-1).

Фракция алеврита представлена преимущественно кварцем, обычно плохоокатанным и угловатым. В некоторых алевритистых сланцах можно обнаружить полевые шпаты. Карбонаты, как правило кальцит, являются обычными акцессорными минералами многих глинистых сланцев и присутствуют в основном в виде обломков окаменелостей (в некоторых случаях распознаваемых), но чаще они встречаются в виде неправильной формы зерен и агрегатов размером до 0,06 мм. Редким компонентом других глинистых сланцев является сидерит. Пирит в виде агрегатов или мелких зерен, обычно эвгедральных, представляет собой второстепенный компонент многих глинистых сланцев. Обычно глинистые сланцы бедны тяжелыми минералами, хотя иногда из них можно выделить достаточно широкий набор этих минералов. Установлено, что неустойчивые минералы, растворимые в песчаных пластах, могут сохраняться в одновременно отложившихся глинистых сланцах [14].

Как правило, алевритовая фракция рассеяна по всей толще сланца, т. е. алеврит не концентрируется в определенных слоях. Поэтому сланец представляет собой гетерогенную смесь глинистых минералов и других материалов всех размерностей. Как исключение, алеврит составляет тонкие прерывистые прослои. Дополнительной причиной возникновения слоистости является концентрация органического вещества. Сланцы со значительным количеством органического вещества имеют свойство расщепляться в основном по поверхностям напластования, на которых эти вещества концентрируются. Органические вещества присутствуют в виде пигмента или мельчайших отдельных желтых пятен.

Цвет глинистых сланцев обычно отражает количество содержащегося в них органического вещества, а также степень окисления железа.

### Красноцветные глинистые сланцы и аргиллиты

Красноцветные глинистые сланцы и аргиллиты являются основными типами пород а так называемых красноцветных фациях. У них наиболее интенсивная окраска; ассоциирующие песчаники имеют менее

двухвалентного железа к трехвалентному, вероятно, является фактором окисления, показателем, который подвержен изменению в процессе метаморфизма. Наличие реликтовых текстур в остаточных сланцах и наличие или отсутствие сланцевости в перетолженных сланцах и глинистых породах являются генетически важными структурными особенностями. Поскольку часть этих параметров может быть учтена только с помощью химических анализов, а также из-за того, что перечень этих параметров, вероятно, неполный, в настоящее время мы не можем создать основы рабочей полевой классификации. Поэтому у нас нет классификации. В целях лучшего понимания мы рассмотрим отдельно отложения, которые являются остаточными или образовавшимися на месте, и перетолженные осадки. Среди последних мы выделяем глины, отмеченные исключительными особенностями состава и структуры, например углистые, кремнистые сланцы и лёссы.

### Остаточные глины

Остаточные глины образуются на месте и фактически представляют элювий или продукт почвообразующих процессов. Хотя некоторые из таких глин имеют промышленное значение, они редко встречаются в древних разрезах, за исключением отдельных случаев, когда они встречаются в виде реликтовых почв на поверхности несогласия. Так как большинство глин и сланцев содержат материал остаточного происхождения, важно знать, что представляет собой этот материал, чтобы суметь определить присутствие этого материала и правильно интерпретировать его значение.

Остаточные почвы (реголит Меррилла; сапролит Бекера; сапролит Седерхольма) являются продуктами выветривания, образовавшимися *in situ*. Характер этих отложений зависит от климата, дренажной системы и состава исходных пород. Для зрелых почв (нормального или зонального типов) климат является наиболее важным фактором. В незрелых почвах (интразональных или азоальных) влияние дренажа и природы материнских пород легко различимы. Тот факт, что весьма похожие продукты образуются у различных исходных пород, подтверждается сравнением анализов А, Б, В и Г в табл. 8-8, в которой приведены данные анализов остаточных глин, образованных при разрушении соответственно базальта, известняка, гнейса и гранита.

Как правило, в гумидных районах остаточные продукты обогащаются гидроокислами алюминия и трехвалентного железа (алюмо-железистые почвы) и обедняются кальцием, магнием и щелочами. В экстремальных условиях удаляется даже кремнезем (анализ Д; табл. 8-8), так что конечный продукт содержит практически лишь окись алюминия и окись железа. Эти состоящие из окиси алюминия и богатые железом остаточные продукты называются латеритами [67]. Латеритизация требует как большого количества осадков, так и высоких температур, присущих тропическим регионам. Латериты (железистые и бокситовые) характеризуются конcretionными структурами, пизолитами и более крупными полусферическими образованиями.

В засушливых районах почвы обогащаются известью (пелокали, кальциевые почвы). Могут появляться калие или твердая кора выветривания (*duricrust*) [182]. Твердая кора представляет собой особый вид отложений, который образуется на неперенасыщенных участках в климатических условиях, которые приводят к резким сменам и шения влагой и обезвоживания. Эти, подобные броне, отложения

на тех же участках [135]. Конodontы, редкие остатки рыб, спор и спорангий завершают перечень органических остатков, найденных в черных сланцах. Черные сланцы ордовика и силура, однако, в дополнение к перечисленным, отличаются наличием граптолитовых остатков, сохранившихся в виде угольной пленки.

Черные сланцы содержат необычайно большое количество углерода, в том числе способного к перегонке, а также сульфидов (табл. 6-9).

Химический состав углистых сланцев

Таблица 8-9

Компоненты	А	В	В	Г	Д	Е
SiO <sub>2</sub>	51,03	60,65	36,67	58,03	63,09	29,36
TiO <sub>2</sub>	—	0,62	0,39	0,64	0,99	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,47	11,62	6,90	15,00	18,58	8,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,06	0,36	—3*	3,67	2,17	4,84
FeO	—	—	2,35**	5,82	2,73	—
MnO	—	0,04	0,002	0,09	0,22	0,01
MgO	1,15	1,90	0,65	1,64	2,67	0,32
CaO	0,78	1,44	0,13	0,26	1,11	16,88
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,60	0,26	3,52	4,54	1,27
K <sub>2</sub> O	3,16	3,10	1,81	3,60	0,54	1,36
H <sub>2</sub> O+	0,81	3,77	1,25	3,46	2,69	5,69**
H <sub>2</sub> O-		1,19	0,55	0,84		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,18	0,20	0,16	0,12	0,21
CO <sub>2</sub>	—	1,65	—	0,03	—	10,86
SO <sub>2</sub>	—	—	2,00	—	—	—
S	7,29	3,20*	—	0,04	Следы	5,33
C	13,11	9,20	7,28	3,27	—	16,61**
FeS <sub>2</sub>	—	—	38,70	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,15	—	—	—
Сумма	102,90**	99,52	99,91	100,24**	97,45	100,04

\* FeS<sub>2</sub>.

\*\* Меньше O=S; сумма становится равной 100,17.

\*\* Прямое определение невозможно из-за органического вещества; железо, не входящее в лигит, определяется как FeO.

\*\* Включает 0,14 SO<sub>2</sub>.

\*\* Потери при прокаливании при 500°C; меньше CO<sub>2</sub>, S и органического вещества.

\*\* Органическое вещество.

А — черный глинистый сланец (девон) Драй-Гэл, округ Уокер, штат Джорджия. Аналитик А. Дж. Акинч [33]. Включает 3,32 углеводорода.

В — глинистый сланец Огайо (девон), округ Логан, штат Огайо. Аналитик Д. Шалф [97].

Г — графитовый аспидный сланец, горизонт Уосекс, Дак-Крик (декембрий), район Бак, район Адри-Ривер. Аналитик К. Уорно [77].

Д — черный опилчатый сланец, сланцы Дон-Крик (декембрий), район Кристиан Фолс, Мичиган. Аналитик Нант [115].

Е — сланцевые сланцы Ноунсач (серия Кьянно), штат Мичиган [98].

Е — сланцы с Posidonia, ФРГ [45].

Углистые сланцы содержат от 3 до 15% углерода, тогда как обычные глинистые сланцы всего лишь около 1%. Некоторые сланцы отличаются тем, что содержат необычно высокие концентрации определенных микроэлементов, главным образом V, U, Ni и Sn. Из-за высокого содержания металла, некоторые черные сланцы разрабатываются, например медистые сланцы в Мансфелде, в ГДР [52] и сланцы Ноунсач (декембрий) в Мичигане [180]. Окисление сульфидов железа ведет к разбуханию и разрушению породы при выходе на дневную поверхность и образованию на поверхности белого налета.



ные породы, а вверх — в перекрывающие осадочные породы, скрытые несогласия обычно встречаются там, где аркозы перекрывают граниты. Аркозовый остаток может затвердеть в результате более высокой метаморфизации, образовав таким образом, восстановленный гранит.

Так как остаток является главным образом продуктом химического распада, ему должны быть присущи определенные химические свойства. Он содержит большее количество окиси железа и окиси алюминия, чем материнские породы, но характеризуется пониженным содержанием летучих окислов, подобных окиси натрия. Более того, если остаток представляет собой зрелую почву, то в нем прослеживается почвенный профиль или зональность, которая проявляется в современных почвах. Профиль может быть неполным из-за размыва верхних зон трансгрессирующим морем, или из-за климатических условий, при которых формировалась почва. Большинство «ископаемых почв» являются азональными или интразональными. Первоначальный профиль в любом случае был более или менее значительно изменен аутигенными процессами, которые протекали со времени захоронения осадка.

«Ископаемые почвы» изучались в полевых условиях и в лабораториях. Исключение, вероятно, составляют почвы раннеплейстоценовых ледниковых отложений. Они образуют маркирующие горизонты и поэтому тщательно изучались [82, 100.] Дольплейстоценовые почвы упоминаются редко и менее часто описываются. Следует разработать критерии для идентификации таких образований, потому что подобные критерии являются средством для выявления несогласий. Исследователи должны проявлять осторожность при изучении поверхностей несогласия и быть уверенными в том, что данные изменения пород не являются продуктом современных процессов. Подобные поверхности могут быть зонами ускоренного потока грунтовых вод и выщелачивания. В последние годы к палеопочвам стали проявлять большой интерес [183].

Приведем несколько примеров немногих хорошо изученных образований ископаемых почв. Одно из древнейших образований зафиксировано на контакте гуронских отложений и архейского фундамента в районе к северу от оз. Гурон [44]. Этот реголит не обогащен окисным железом, поэтому некоторые исследователи пришли к заключению, что атмосфера того периода была скорее анаэробной, а не окислительной, какой она является в настоящее время. Предполагается, что существует эволюционный ряд, начинающийся с очень древних палеопочв, который отражает изменявшуюся природу как атмосферы, так и биосферы [164]. Еще более древний реголит и один из первых описанных в литературе рассматривается на несогласиях в низах ботнической серии в Финляндии [144]. Примерами ископаемых почв также являются почвы, залегающие в основании кембрийской системы в Аризоне [145]; пенсильванские глинны, залегающие ниже угольных пластов, интерпретируемые Гримом и Алленом [59] как палеопочвы, и продукты выветривания льюньских гнейсов, залегающих ниже торридонской толщи в Шотландии [181].

### Обычные глинистые сланцы

Как уже отмечалось, обычные глинистые сланцы представляют собой смесь материала глинистой размерности, главным образом глинистых минералов, с алевроитом, представленным преимущественно кварцем. Содержание глинистых минералов колеблется от 40 (или даже меньше) до 100%. В глинистых сланцах с очень большим содержа-

## Кремнистые сланцы

Кремнистые сланцы содержат большое количество кремнезема (до 85%), тогда как в обычных глинистых сланцах его лишь 5-6%. Другие распространенные компоненты, в частности, двухвалентное железо или карбонаты, присутствуют в небольших количествах или вовсе отсутствуют. Если учитывать максимальное содержание кремнезема в силикатных материалах, то подсчеты показывают, что по крайней мере 70% породы составляет несвязанный кремнезем. Как и следовало ожидать, такие насыщенные кремнеземом сланцы являются прочными, твердыми породами, весьма устойчивыми к разрушению.

Таблица 8-10

Химический состав кремнистых сланцев и близких к ним пород

Компоненты	А	В	В
SiO <sub>2</sub>	84,14	73,71	84,54
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,50	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,79	7,25	4,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	2,63	1,48
FeO	—	0,44	0,51
MnO	—	—	—
MgO	0,41	1,47	0,52
CaO	0,14	1,72	1,25*
Na <sub>2</sub> O	0,99	1,19	0,46
K <sub>2</sub> O	0,50	1,00	0,64
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,56	6,94	3,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		2,88	3,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,24	0,28
CO <sub>2</sub>	—	Следы	—
SO <sub>3</sub>	—	0,16	0,18
S	—	—	—
C	1,21	0,00	0,12
Сумма	100,03	100,13	100,74**

\* CO<sub>2</sub> и соответствующее количество CaO, необходимое для образования CaCO<sub>3</sub>, подсчитано по составу.

\*\* CaCO<sub>3</sub>, согласно подсчетам равно 5,36, не включено в сумму.

А — кремнистый сланец, формация Маури (мел), Базз-Хилс, Южная Дакота. Аналитик Ферчайлд [133].

Б — диатомитовый сланец, формация Модеро (миоцен), Калифорния. Аналитик Дж. Г. Ферчайлд [12].

В — кремнистый сланец, формация Модеро (миоцен), горы Санта-Моника, Калифорния. Аналитик Ферчайлд [13].

Кремнистый характер, вероятно, определяется не большим количеством обломочного кварца, а скорее связан с аморфным кремнеземом, таким как опал, или с кремнекислотой из вулканического пепла. Руби [133] подсчитал, что кремнистые сланцы Маури (мел) на 1/3 состоят из кринокристаллического кварца, образовавшегося из химически осадженного опалового кремнезема. Значительную часть сланца образует риолитовый вулканический пепел, девитрифицированный в различной степени, что объясняет особенности химического состава сланца (табл. 8-10, А).

Руби пришел к выводу, что сильным окремнением сланцы Маури обязаны вулканическому пеплу, с которым они тесно связаны пространственно. Химический распад медленно накапливавшегося, тонкозерни-

ярко выраженный красный цвет, как правило, они бл  
даже зеленые или серые. Многие из них содержат значи  
чество алеврита, и их правильнее называть алевролитами. Но  
нению с ассоциирующими песчаниками они очень тонкозернисты,  
гие из них не имеют ни слоистости, ни сланцеватости; их более  
следует рассматривать как массивные плотные аргиллиты. Для них ха  
рактерно отсутствие окаменелостей. Некоторые красноцветные глини  
стые сланцы и аргиллиты содержат небольшие известковые конкреци  
онные тела неправильной формы, по всей вероятности представляющие  
собой «ископаемые» разновидности каличе.

Большинство красноцветных аргиллитов имеет, вероятно, континентальное происхождение (по-видимому аллювиальное), потому что они встречаются в циклах, характеризующихся нормальной сортированностью (уменьшением размера зерен вверх). Известные примеры аппалачских разрезов включают красноцветные аргиллиты формаций Катскилл (девон) и Мок-Чанк (миссисипий). Подобные красноцветные отложения встречаются в континентальной свите Ньюарк (триас) и в меньшей степени в формациях Джунната (ордовик) и Блумсберг (силур) в том же регионе. Красноцветные аргиллиты и глинистые сланцы встречаются в подобных отложениях повсеместно.

Несмотря на красный цвет, красноцветные глинистые сланцы и аргиллиты не всегда богаты железом (см. рис. 8-9). Они обязаны своим цветом исключительно тому, что накапливались в окислительной, а не в восстановительной среде [55, 173]. Поэтому они чаще всего континентальные и обычно отлагаются в условиях аридного или семиаридного климата. Будь условия осадконакопления или климат иными, то присутствовало бы органическое вещество, которое стремилось бы превратить окисное железо в закисное, не окрашивающее породы в красный цвет.

### Черные (углистые) сланцы

Черные глинистые сланцы могут легко расщепляться на тонкие, иногда гибкие пластины больших размеров. Они чрезвычайно богаты органическим веществом, а также часто обогащены сернистым железом, обычно пиритом, которое замещает органические остатки, образует желваки или встречается в виде мелких рассеянных зерен. Черные сланцы редко содержат окаменелости, в лучшем случае в них встречаются рассеянные, угнетенные и ограниченные фаунистические формы. За исключением имеющих фосфатных форм, организмы присутствуют только в виде графитовых или углистых пленок и в виде пиритовых замещений. В некоторых черных сланцах встречаются конкреционные карбонатные слои или желваки, обычно имеющие структуру «конус в конус» и септариевые жилы.

Фауна черных сланцев удивительно однородна. Литоральные и бентосные формы обычных тепловодных фаций отсутствуют. Брахиподы представлены только фосфатными беззачемными раковинами, такими как *Lingula* и *Discina*, которые являются широко распространенными и выносливыми видами, способными выживать в неблагоприятных условиях. Все моллюски имеют тонкие раковины и, как правило, представлены угнетенными формами. Среди них биссусные пелециподы (*Posidonia*), которые способны прикрепляться к плавающим или неподвижным предметам. Фауна известковых черных сланцев существенно отличается от фауны известняков или карбонатных сланцев.

Таблица 8-11

Химический анализ глинистых сланцев (исключая углистые и кремнистые сланцы)

Компоненты	А	В	В	Г	Д	Е
SiO <sub>2</sub>	20,06	31,38	49,85	56,73	58,82	58,10
TiO <sub>2</sub>	—	1,22	1,43	0,88	0,73	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,28	23,89	13,88	19,27	16,46	15,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	2,05	3,75	5,57	3,10	4,02
FeO	2,41	5,01	14,10	1,89	7,20	2,45
MnO	4,11	11,02	0,24	—	0,09	—
MgO	2,61	2,71	3,32	1,93	4,02	2,44
CaO	27,87	0,24	0,20	0,01	0,70	3,17
Na <sub>2</sub> O	—	0,59	0,10	0,49	4,03	1,30
K <sub>2</sub> O	—	7,08	2,74	8,85	1,60	3,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,86	4,66	4,90	3,77*	3,73 }	5,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,44	0,21	0,14	0,38	0,11 }	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,01	0,09	—	6,17	0,17
CO <sub>2</sub>	24,20	0,14	4,09	0,60	0,01	2,63
SO <sub>2</sub>	—	Нет	—	—	0,02	0,64
S	—	Нет	1,51	—	0,05	—
C	—	0,16	0,69	—	—	11,80
Сумма	99,18	99,52	101,05	99,77	99,87**	99,95

\* Потери при прокаливании.

\*\* Включает 0,93 С, 0,04 F.

А — меловой сланец, гора Дабло, штат Калифорния, США. Анализ V. X. Мелвилл [28].

Сильно известковый глинистый сланец с высоким содержанием MnO

В — аспидный сланец из формации Тайлер (докембрий), около 15 км к западу от Монреэля, штат Висконсин. Анализ Р. Нанц и Б. Вруни [118]. Порода с высоким содержанием алюминия, а также калия.

В — аспидный сланец Дон-Крик, рудник Хомер, Айрон-Ривер, штат Миннесота. Анализ К. Уоршо [79]. Аспидный сланец, богатый железом

Г — среднее шести анализов аспидного сланца Картервилл (кембрий, Джорджия [144]. Аспидный сланец с очень высоким содержанием калия.

Д — ленточный аргиллит (гурон), поселок Олая, провинция Онтарио Канада. Анализ М. Балаж [121]. Аргиллит, обогащенный натрием

Е — средний глинистый сланец для сравнения, из Кларку [28].

## Гибридные сланцы

Необычные типы глинистых сланцев, описанные выше (красноцветные, черные, кремнистые и известковые), имеют специфические физические свойства, которые дают возможность полевым геологам узнавать их по виду или с помощью простой реакции с кислотой. Однако существуют некоторые глинистые сланцы довольно необычного состава, которые нельзя определить подобным образом и которые требуют для их опознания химических анализов. Эти сланцы богаты железом, железом, натрием или калием (см. табл. 8-11).

Глинистые сланцы с большим содержанием алюминия встречаются часто. Обычно в них наблюдается 15,4% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 8-11, Е). В глинистых сланцах с большим содержанием алеврита Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> будет меньше, тогда как в сланцах с повышенным содержанием глинистых минералов — больше. В отличие от богатых глиня, некоторые глинистые сланцы или аспидные сланцы редко содержат больше 20% глинозема (рис. 8-11). Более 22% глинозема содержат 5% всех сланцев. С другой стороны, в некоторых остаточных глинах очень много глинозема (см. табл. 8-8). Но поскольку большинство гли-

Компонентами черных сланцев являются крупный и мелкий материал, который составляет основную часть породы; но приходится на пиритовое вещество и углстую фракцию, которая придает сланцу его специфический характер. Значительную часть, можно  $1/3$ , составляет алевроит, который ничем не отличается от него — материала глинистых сланцев; другую треть составляют глинистые минералы, в основном иллит. Содержание пиритовой фракции колеблется в широких пределах, составляя в экстремальных случаях 38%, как, например, в «графитовых сланцах» Уосека (докембрий) в округе Айрон в Мичигане. В этом примере пирит представляет чрезвычайно тонкозернистым материалом; отдельные кристаллы нельзя рассмотреть невооруженным глазом. В палеозойских и более молодых черных сланцах углстый материал может встречаться в дискретных телах — слорах и спорангиях [73]. Они выглядят как предметы диско-видной формы, диаметром около 0,2 мм, имеющие желто-янтарную окраску. Органическое вещество встречается также в виде неправильной формы частиц и чешуек, а также в виде тонкозернистого нерастворимого материала (см. рис. 8-4).

Развитие пластов толщиной в бумажный лист, столь характерное для многих черных сланцев, объясняется коллоидальной природой первичного материала, который был сжат и уплотнен до  $1/5$  или даже меньше от первоначальной мощности.

Черные сланцы встречаются во многих местах и имеют различный геологический возраст. Наиболее примечательными примерами развития черных сланцев в Северной Америке являются древние докембрийские «графитовые аспидные сланцы» в Мичигане [77], более молодые докембрийские сланцы Ноунсач в том же районе [180], ордовикские черные сланцы Таконского региона [135], черные сланцы Чаттануга и другие девонские сланцы восточных внутренних областей США [129, 10] и черные сланцы Пенсильванских угольных разрезов [119]. В Европе широко известны пермские медистые сланцы в Мансфельде [52] и сланцы с Posidonia в ФРГ [45]. Как отмечал Джеймс [78], черные сланцы и родственные им отложения, формирующиеся в резко восстановленных условиях, вероятно, проявились в геосинклинальном цикле после образования осадков на эвклиновом шельфе и непосредственно перед отложением осадков, сносившихся с воздымающегося геосинклинального сооружения. Воздымание последнего, предшествовавшее выходу его выше уровня моря, создавало в геосинклинали условия, близкие к изоляции, необходимые для отложения черных сланцев.

Происхождение черных сланцев широко обсуждалось. Бесспорно, они отлагались в анаэробных условиях. Менее определенно можно сказать, каким образом достигались эти условия. Вероятно, масса затопленной воды погружалась на большую глубину и изолировалась от атмосферы плотными пластами воды, в результате их плотностной стратификации, когда слой относительно пресной воды перекрывает более соленые воды, как это наблюдалось в современном Черном море [6] и в некоторых норвежских фьордах [158]. Отдельные авторы утверждают, что черные сланцы представляют собой глубоководные морские (геосинклинальные) осадки; другие высказывают мнение, что образовались в сравнительно мелководных, лагуниных или морских условиях. Проблему черных сланцев рассматривали, в частности Ульрих [172], Шухерт [141], Грабау и О'Коннел [150], Рудема [135], Твенхофф [169] и Рич [129].

превышает эту норму. Такие сланцы называются калиевыми (см. табл. 8-11, В и Г).

Примером такого сланца является сланец Декора (ордовик) из Миннесоты [140], который некогда рассматривался как возможный источник получения калия. Этот сланец содержит почти 6%  $K_2O$ , а без учета карбонатов около 8%  $K_2O$ . Содержание калия в тонкозернистой фракции (менее 1/32 мм) в сланцах Глейвуд того же возраста составляет почти 11%. Калиевые сланцы известны также в Джорджии [148]. Сланцы Картерсвилл (кембрий) содержат более 8%  $K_2O$  (см. табл. 8-11, Г). В прошлом их рассматривали как сырье для получения калия.

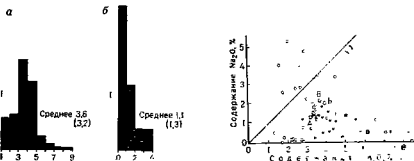


Рис. 8-12. Распределение окислов калия и натрия в 66 палеозойских и докембрийских аспидных сланцах.

Показано среднее содержание окислов, в скобках приведено содержание этих окислов в среднем глинистом сланце по Кларку: а — содержание  $K_2O$ ; б — содержание  $Na_2O$ , %.

Рис. 8-13. Содержание и соотношение  $Na_2O/K_2O$  в аргиллитах и сланцах По [121]. Черные кружки — аспидные сланцы [145]; пустые кружки — докембрийские аспидные сланцы и аргиллиты [115]; а — средний сланец по Кларку [38]; б — средняя корейская ледниковая глина [Klotzschmidt, 1954]; Б — составной аспидный сланец или аргиллит (Новая Зеландия) [Freed, 1957].

По Грунеру и Тилу [66], калий в глинистых сланцах Миннесоты присутствует в виде ортоклаза, имеющего, согласно предположениям, вулканное происхождение. Этими выводами не объясняется высокое процентное содержание калия. Возможно, это связано с проблемой фельдшпатизации кембрийских песчаников, рассмотренной Бергом, который объяснял наличие полевого шпата в этих породах реакцией между глинистыми минералами и морской водой. Байс [179] объяснял высокое процентное содержание калия в нескольких сланцевых прослойках за счет «фельдшпатизации калиевого бентонита».

Натровыми сланцами называются такие сланцы, в которых содержание  $Na_2O$  не только превышает 1,3%, (среднее для глинистого сланца), но также значительно превышает содержание  $K_2O$ . Было давно замечено, что глинистые сланцы, аргиллиты и родственные породы обычно содержат малый процент  $Na_2O$  и большой процент  $K_2O$  [9]. Эти соотношения хорошо прослеживаются на рис. 8-13.

На этом рисунке показаны несколько примеров натровых аргиллитов и аспидных сланцев с необычно высоким содержанием  $Na_2O$  (см. табл. 8-11, Д). Натрий в гуронских аргиллитах, по всей вероятности, присутствует в виде альбитового полевого шпата. Для истолкования аномально высокого содержания натрия в породах были предложены различные объяснения. Если аргиллиты имеют ледниковое происхождение, как например гуронский, то ледниковый алевроит может быть

того, высококремнистого вулканического стекла в пр  
гающегося органического вещества обеспечил наличие кр  
который осаждался одновременно с накоплением обычных ко  
сланца.

Голдштейн и Хендрикс [48] пришли к подобному же з  
относительно кремнистых сланцев формаций Стэнли, Джексфорк  
Атока (карбон) в Арканзасе и Оклахоме. Было высказано пр  
жение, что кремнезем этих сланцев образовался при подводном вывет  
ривании вулканического пепла. Редкие остатки фауны в этих сл  
(лингулоидные и орбикулоидные брахиоподы, конодонты, радиолярии  
и спиккулы губок) дают основание предполагать, что воды были богаты  
кремнеземом и бедны известью. Тонкая слоистость свидетельствует о  
спокойной водной обстановке и медленной скорости осадконакопления.

Брамлетт [49] пришел к выводу, что кремнистые сланцы формаций  
Монтгомери (силур) в

Или отлагаются в различных континентальных условиях, наиболее часто в поймах крупных рек и, в меньшей степени, в преейных и ео-  
ловых озерах. Вероятно особый интерес представляют ленточные гли-  
ны илесто-глинистых прогляциональных озёр.

Другие континентальные отложения включают глинистые тиллы или  
валунистые глины поздней ледниковой эпохи, проявляющийся алеврит и лёссы,  
который возник в поймах рек. Лёссы образуют нанос различной мощ-  
ности, покрывающий элементы рельефа подветренной стороны больших  
речных долин, особенно в центре западной части США.

### Древние отложения

Где располагались крупные скопления глины в геологическом прош-  
лом? В целом глины в стратиграфических разрезах ведут себя по-раз-  
ному. Например, они составляют только 5% 821-метровой толщи кем-  
брийского разреза на северо-востоке штата Миссури, но 17% раз-  
реза (790 м) палеозойских пород в горах Биг-Хорн, штат Вайоминг.  
С другой стороны, они составляют 61% гораздо более мощных разре-  
зов (2736 м) карбона в бассейне Анадарко в Оклахоме [15]. Шваб  
[143] сообщает о том, что 43% разреза мощностью 10 330 м в Джекс-  
оне, Вайоминг, приходится на глинистые сланцы. Кюнен [95] подсчи-  
тал, что 56% третичного разреза мощностью 7000 м в голландской  
Ост-Индии составляют глины. Из этих примеров видно, что глинистые  
сланцы играли важную роль в мощных геосинклинальных толщах, а  
не в маломощных отложениях стабильных кратонов. В геосинклиналях  
выше не только процентное содержание глины, но и фактическая мощ-  
ность формаций глинистых сланцев. Например, мощность глинистых  
сланцев Стэнли (карбон) в Арканзасе превышает 1824 м; мощность  
сланцев Мартинсберг (ордовик) центральных Аппалачей возможно,  
превышает 2736 м [36]. Аспидные сланцы Минчгамм (докембрий) в  
округе Айрой, штат Мичиган [79], имеют мощность порядка 1824 м.  
Все эти формации представлены флишевыми фациями, правильно оха-  
рактеризованными Джонсом [80] как «глинистые фации».

Глинистые сланцы также типичны для большинства молассовых  
фаций, хотя эти фации характеризуются наличием крупнозернистого  
песчаного и конгломератового материала. Сланцы Мок-Чанк (миссис-  
сиппи) в Пенсильвании, например, имеют мощность более 912 м.

Крупные отложения сланцев геологического прошлого, по всей ве-  
роятности, накапливались в геосинклинальных поясах, во время накоп-  
ления флиша и моласс. Большей частью это обычные сланцы с различ-  
ной примесью алевритового материала, а в молассовых фациях — крас-  
ноцветные сланцы.

Глинистые сланцы образовывались и в других обстановках. Черные  
сланцы отлагались в «затопленных» бассейнах с застойным режимом;  
в некоторых случаях в самих геосинклиналях до начала отложения  
флиша. Глинистые сланцы являются важной составной частью осадков  
внутренних бассейнов (озерных или аллювиальных), например, в бас-  
сейнах типа Ньюаркского на востоке США. Тем не менее бесспорен  
тот факт, что самые крупные скопления глинистых илов были связаны  
с геосинклиналями.

### Алевриты и лёссы

Несмотря на то что алеврит очень распространен в природе, со-  
ставляя, например, 60% материала, отложенного в дельте Миссиссипи  
(см. табл. 8-1), оказывается, что алеврит менее распространенная по-



нистых сланцев представляет собой смесь остаточной глины и (главным образом кварца), содержание глинозема значительно меньше по сравнению с остаточным осадком. В мелкозернистых фракциях любого сланца остаточного материала в соответствии глинозема больше, чем в сланцах в целом. Каолинитовые глины и, следовательно, каолинитовые сланцы обычно имеют больше глинозема, чем трехэтажные разновидности глинистых минералов. Поэтому глинистые сланцы с высокой концентрацией алюминия или исключительно тонкозернистые или каолинитовые. Как отмечалось, такие глинистые сланцы редки.

Глинистый сланец в среднем содержит около 6,47% оксидов железа (4,02%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и 2,45%  $\text{FeO}$ ) (см. табл. 8-7); средний аспидный сланец позднего докембрия — 8,9%;

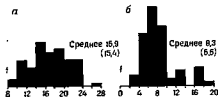


Рис. 8-11. Распределение глинозема и оксидов железа в 60 палеозойских и докембрийских аспидных сланцах

Показано среднее содержание оксидов; в скобках приведено содержание этих оксидов в среднем глинистом сланце по Кларку: а — содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , %. б — содержание  $\text{FeO}$  —  $+\text{Fe}_2\text{O}_3$ , %

содержащие около 15% железа (около 20% оксидов железа). Высокое содержание железа в глинистых сланцах или аргиллитах указывает на присутствие в породе сернистого железа, карбоната железа, железистого силиката или окиси железа. Изучение данных анализов может раскрыть природу железосодержащих минералов (см. табл. 8-11.В). Эти глинистые сланцы очевидно представляют собой смешанные осадки, которые возникают в результате совместного накопления тонкого глинистого осадка и железосодержащих минералов. Петрология самих железняков освещается далее (см. с. 510).

Глинистый железняк — старый термин для обозначения плотных глинистых пород, богатых сидеритом (обычно сидерита больше, чем глинистого вещества). Он встречается в виде тонких пластов и желваков в угленосных отложениях США и Великобритании. Шамотитовые или хлоритовые аргиллиты — смеси шамотита и хлорита и, глины — довольно редкие породы; они обычно связаны с сидеритовыми аргиллитами и пластовыми сидеритами некоторых железорудных районов, таких как Кдвалсд в Великобритании [162] и район округа Айрон в штате Мичиган в США [78].

Содержание калия в среднем глинистом сланце почти такое же, как и в средней изверженной породе. Однако из-за выветривания последних образуются обедненные калием остаточные глины. Очевидно калий, удаленный выветриванием, каким-то образом восстанавливается. Средняя глинистая порода, по Кларку [28], содержит 3,24%  $\text{K}_2\text{O}$ . Средние аспидные сланцы позднего докембрия или палеозоя — около 3,6%  $\text{K}_2\text{O}$ . Как видно из рис. 8-12, содержание  $\text{K}_2\text{O}$  от 2 до 5% является малым для большинства сланцев. Только один из 20 образцов

знаки линейности течения. Будучи водонасыщенными, алевроиты становятся «текучими», поэтому алевролиты могут проявлять признаки внутрислойной текучести, например конволюционная слоистость. С другой стороны, ассоциирующие глины являются вязкими и не текут. Частицы алевролита, как и зерна песка, чаще угловатые, чем окатанные. Алевролиты сцементированы минеральным цементом, а иногда просто сдвинуты в процессе перекристаллизации глинистыми компонентами осадка.

По составу алевроиты и алевролиты занимают промежуточное положение между песчаниками и глинами. Они содержат больше кремнезема, но меньше окиси алюминия, калия и воды по сравнению с глиной, но не настолько богаты кремнеземом, как более зрелые пески (см. табл. 8-4 и 8-12). Алевролиты очень редко (если вообще это возможно) состоят из чистого кварцевого алевроита (по-видимому, галустер является такой породой). Большинство алевролитов содержат в большом количестве слюды или слюдястые глинистые минералы и хлорит. Могут присутствовать полевые шпаты, но обломки пород практически отсутствуют.

Алевролитовые плитчатые слои девица (особенно так называемая серия Портдж) в штате Нью-Йорк принадлежат к числу наиболее известных примеров таких пород (рис. 8-15).

### Лёссы

Особый тип алевроитов составляют лёссы. Лёсс представляет собой неуплотненный пористый алевроит обычно темно-желтого цвета (местами серый, желтый, коричневый или красный), характеризуется отсутствием слоистости и замечательной способностью образовывать обрывы. В нем обычно проявляется крупная столбчатая текстура. Лёссы, как правило, богаты известью и вскипают в слабой кислоте.

Лёсс фактически является алевроитом. Анализы лёссов из долины верхнего течения реки Миссисипи, сделанные Адденом, показали, что модальный класс составляют частицы диаметром  $1/16$ — $1/32$  мм (0,06—0,03 мм); на него приходится 60% частиц всех размеров [170, 171]. Материал хорошо отсортирован, песка и глины очень мало. Сообщают, что китайский лёсс имеет средний размер зерна около 0,01 мм [8], голландский лёсс состоит главным образом из материала размером 0,01—0,05 мм [34], западноевропейский и канзасский лёсс характеризуется преимущественно размерами  $1/16$ — $1/32$  мм [162].

У лёссов Маскагона, в Айове, главным компонентом служит кварц [3]. Другими компонентами являются ортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка, иногда биотит и небольшая примесь карбоната и глины, окрасенных окисью железа. Лёссы из Сент-Чарльз, штат Миссури, содержат кварц и полевые шпаты (содержание кварца и полевых шпатов 72:28 или 57:43), а также глинистый минерал (бейделлит). Тяжелые минералы составляют 0,05—0,20% породы и представлены главным образом зелеными и коричневыми роговыми обманками, гранатами, турмалином, цирконом и эпидотом. Лёссы нижнего течения р. Миссисипи имеют аналогичный состав, тяжелые минералы включают амфибол, циркон, гранат, эпидот и непрозрачные компоненты [34]. Существенное сходство тяжелых минералов, содержащихся в лёссах долины Миссисипи и в голландских лёссах с набором тяжелых минералов ледниковых отложений, было отмечено Дугласом [34, 35]. Однако Свинфорд и Фрей [160] показали, что несмотря на большое сходство лёссы из раз-

натровым, если область питания изобилует натровыми породами вроде бы похоже на рассматриваемый случай [121], но малое содержание извести в осадках противоречит данной гипотезе, потому предполагаемая область питания сложена известняками. Поэтому возможно, что натрий привнесен в процессе альбитизации. Возможно также, что обогащенные натрием сланцы образовались в натриевых озерах. Несколько выше среднего содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в пелитовых породах каролинского пояса асидных сланцев объясняли включением значительного количества невыветрелого риолитово-дацитового лепла [159].

### Геологическое распространение глин и сланцев Современные осадки

Тонкозернистые продукты выветривания очень широко распространены в наши дни. Они значительно превосходят по объему более грубые осадки. Основной частью твердого стока крупных рек мира является глинистый ил. Где же накапливается весь этот материал?

Сильно выветрелый остаток может и не переноситься. Это — реголиты или кора выветривания, т. е. материалы, которые возникли на месте механического и химического разрушения подстилающих пород. Несмотря на широкое распространение реголитовых отложений и их экономическое значение, полевые геологи уделяют им мало внимания, потому что они составляют лишь незначительную часть древних геологических разрезов. «Ископаемые почвы», хотя они и встречаются редко и в небольших количествах, могут представлять большой интерес для геологов, являясь показателями несогласий и, возможно, ключом к познанию палеоклимата или даже к изучению состава атмосферы.

Поэтому мы рассматриваем переотложенные илы и осадки, которые они образуют. Вообще илы имеют тенденцию отлагаться в сравнительно спокойных водах — водах вне пределов досягаемости волн и подверженных лишь самым слабым течениям. Наиболее обширные отложения встречаются в океанах, в особенности в районах, прилегающих к континентам, — на континентальном подножии. Эти илы залегают на большой глубине, возможно свыше 1000 м или более, и покрывают абиссальные равнины. Они явно терригенные. Так их определили Мюррей и Ренард на экспедиции «Челленджер» [114], которые подразделили их на красноватые илы (100 000 квадратных миль), голубые и серые илы (14 500 000 квадратных миль) и зеленые илы (1 000 000 квадратных миль). Установлено, что красные илы приурочены к устьям крупных тропических рек, таких как Амазонка; голубые и серые илы, занимающие наиболее обширные площади, представляют собой самые типичные терригенные илы; зеленые илы являются глауконитовыми. Как показали Гриффин [53] и Бископ [12], характер глинистых минералов этих отложений отражает особенности глин, переносимых потоками на прилегающих участках суши. Полагают, что эти терригенные осадки перенеслись в глубокие части моря мутьевыми потоками. Геофизические исследования показали, что объем осадков, представленных главным образом глинистыми илами у восточного побережья Северной Америки, можно сравнить по мощности и распространности с количеством осадков, накапливающихся палеозойскую геосинклиналь [37].

Илы накапливаются также в мелководных морских водах, эстуариях, лагунах и приливно-отливных равнинах — всюду, где турбулентность минимизалась. Они составляют значительную часть крупных дельт, таких как дельта реки Миссисипи.

Однако значительная часть мировых лёссов, по-видимому, связана с плейстоценовыми ледниками. Некоторые авторы объясняли происхождение лёссов процессами почвообразования и удалением глинистого материала из почвы [137]. Рекомендуем ознакомиться с трудами по «проблемам лёсса» [163, 34, 35] и, в частности, с обзором дискуссий, сделанным Смоли [155].

### Происхождение алеврита

Каково же происхождение кварца, имеющего размеры алеврита, который составляет основную часть современной пыли [99] и алевритов и является существенной фракцией обычных глинистых сланцев? Этот вопрос кратко рассматривался в гл. 3. Роджерс Крюгер и Крок [132] предполагали, что алеврит произошел путем откалывания частиц от более крупных зерен кварца. Эту точку зрения поддерживали когда-то Смоли и Вита-Финни [156], по мнению которых процесс протекал наиболее эффективно в результате ветровой деятельности в пустыне. Однако эксперименты Кюена по воссозданию золотого процесса не дают оснований поддерживать эту гипотезу. Вита-Финни [174] и Смоли [155] позже пришли к выводу о том, что большинство алевритов в древних геологических разрезах образовались благодаря ледниковой абразии. Ввиду того что дельты крупных рек сложены главным образом алевритами, очевидно, что ни ветер, ни действие ледников не являются необходимым условием для образования ила. Хотя некоторые алевриты речного происхождения вероятно переотложенные, большинство их возникло в процессе почвообразования.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen, V. T., 1929, The loess formation of California: Univ. Calif. Publ., Dept. Geol. Sci., v. 18, pp. 347—448.
2. Allen, V. T., 1935, Mineral composition and origin of Missouri flint and diaspore clays: Missouri Geol. Surv. and Water Resources, 58th Biennial Rept., Appendix IV, 24 pp.
3. Allen, V. T., and Nichols, R. L., 1943, Clay-pellet conglomerates of Hobard Butk, Lane County, Oregon: Jour. Sed. Petrology, v. 15, pp. 25—33.
4. Alling, H. L., 1945, Use of microlithologies as illustrated by some New York sedimentary rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 56, pp. 737—756.
5. van Andel, Tj., and Postma, H., 1954, Recent sediments of the Gulf of Paria Verhandl. Konink. Neder. Akad. von Wetensch., Afd. Natuurkunde, E. R., v. 20, no. 5, 245 pp.
6. Androussow, N., 1897, La Mer noire: 7th Int. Geol. Congr., Guide des Excursions, v. 29.
7. Alby, L. F., 1930, Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 11, pp. 1—35.
8. Barbur, G. B., 1927, The loess of China: Smithsonian Inst. Ann. Rept. 1926, pp. 279—296.
9. Bastin, E. S., 1909, Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. Jour. Geol., v. 17, pp. 445—472.
10. Bates, F. T., and Strahl, E. O., 1957, Mineralogy, petrography and radioactivity of representative samples of Chattanooga Shale: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1305—1314.
11. Berg, R. R., 1952, Feldspathized sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 221—223.
12. Biscaye, P., 1955, Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 76, pp. 803—832.
13. Blatt, H., 1970, Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentologic method: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 255—262.
14. Blatt, H., and Sutherland, B., 1969, Intrastatal solution and non-spatial heavy minerals in shales: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 591—600.

рода, чем песчаник или глина. Это объясняется тем, что большая часть алеврита входит в состав глинистых сланцев. Обычно сланцы содержат от  $\frac{1}{5}$  до  $\frac{1}{2}$  алеврита, а иногда даже больше. Однако в некоторых геологических разрезах алевролиты встречаются достаточно широко в виде тонких пропластков, перемежающихся с более распространенными глинистыми или асидными сланцами (рис. 8-14). Алевролиты редко образуют пласты значительной мощности и почти никогда не образу-

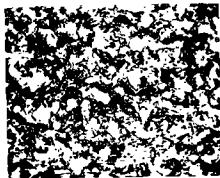


Рис. 8-15. Девонский алевролит штата Кентукки, США. Николь скрещены.  $\times 43$ .

Предельно увеличено желтый кварц и желтый «белый» кварц. Р. — алевритово-серпантинитовый кварц. Тонкий кварц — белый.

Рис. 8-11. Глинистый сланец и алевролит (верхний девонский), округ Камберленд, штат Кентукки (США).

Диаметр зерна 5 см. Образцы выделены на плоскости, характерной для зон перемежающихся турбулентности (шале и алеврита (сплошные)) образуют алевритовые сланцы («шале») и рыбы, глинистые сланцы (тонкие) более выдержанные. Обратите внимание на мелкую косую слоистость в алеврите.

ют «формацию» Алеврит определяют как материал диаметром от  $\frac{1}{16}$  до  $\frac{1}{256}$  мм (также 0.05—0.005 мм и 0.1—0.01 мм). Алевролит представляет собой затвердевший алеврит. Породы, которые полевые геологи называют алевролитами, состоят на  $\frac{2}{3}$  или более из частиц алевритовой размерности, обычно диаметром более 0.01 мм. Эти породы раскалываются на пластины, т. е. они образуют твердые, прочные слои (обычно тонкие), которые при выветривании в обнажениях образуют выступающие элементы. Они могут иметь мелкую косую слоистость, различные первичные текстуры течения, главным образом отпечатки желобков и штриховки, ребристо-бороздчатые текстуры и первичные

46. *Glinka, K. D.*, 1927, The great soil groups of the world, and their development (Marbut, C. F., trans.): Ann Arbor, Mich., Edwards, 236 pp.
47. *Goldich, S. S.*, 1938, A study in rock-weathering: Jour. Geol., v. 50, pp. 225-275.
48. *Goldstein, A. Jr., and Hendricks, T. A.*, 1953, Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 421-442.
49. *Gordon, M., and Tracey, J. I.*, 1952, Origin of the Arkansas hauxite deposits, in Problems of clay and laterite genesis: Amer. Inst. Min. Eng., pp. 12-34.
50. *Grabau, A. W., and O'Connell, M.*, 1917, Were the graptolitic shales as a rule, deep- or shallow-water deposits? Bull. Geol. Soc. Amer., v. 28, pp. 2-5, 969.
51. *Greensmith, J. T.*, 1958, Preliminary observations on chemical data from some British Upper Carboniferous shales: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 209-210.
52. *Gregory, J. W.*, 1930, The copper-shale (Kupferschiefer) of Mansfeld: Trans. Inst. Min. Metall., v. 40, pp. 1-55.
53. *Griffin, G. A.*, 1962, Regional clay-mineral facies—products of weathering intensity and current distribution in the northeastern Gulf of Mexico: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 737-768.
54. *Grim, R. E.*, 1942, Modern concepts of clay materials: Jour. Geol., v. 50, pp. 225-275.
55. *Grim, R. E.*, 1951, The depositional environment of red and green shales: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 228-232.
56. *Grim, R. E.*, 1953, Clay mineralogy, 1st ed.: New York, McGraw-Hill, 384 pp.
57. *Grim, R. E.*, 1962, Applied clay mineralogy: New York, McGraw-Hill, 422 pp.
58. *Grim, R. E.*, 1968, Clay mineralogy, 2nd ed.: New York: McGraw-Hill, 596 pp.
59. *Grim, R. E., and Allen, V. T.*, 1938, Petrology of the Pennsylvanian underclays of Illinois: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 1485-1513.
60. *Grim, R. E., Bradley, W. F., and White, W. A.*, 1957, Petrology of the Paleozoic shales of Illinois: Illinois Geol. Surv. Rept. Inv. 203, 35 pp.
61. *Grim, R. E., Dietz, R. S., and Bradley, W. F.*, 1949, Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean off the California coast and the Gulf of California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, pp. 1785-1808.
62. *Grim, R. E., and Johns, W. D.*, 1954, Claymineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico: Proc. 2nd Nat. Conf. Clay and Clay Minerals, Nat. Acad. Sci.—Nat. Res. Council Pub. no. 327, pp. 81-103.
63. *Groat, F. F.*, 1919, Clays and shales of Minnesota: Bull. U. S. Geol. Surv. 678, 259 pp.
64. *Groat, F. F.*, 1925, Relation of texture and composition of clays: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 36, pp. 393-416.
65. *Groat, F. F.*, 1932, Petrography and petrology: New York, McGraw-Hill, 522 pp.
66. *Gruner, J. W., and Thiel, G. A.*, 1937, The occurrence of fine grained authigenic feldspar in shales and silt: Amer. Mineral., v. 22, pp. 642-846.
67. *Harrison, J. B.*, 1934, The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions: Harpenden, Eng., Imperial Bur. Soil. Sci., 79, pp.
68. *Harrison, S. C.*, 1971, The sediments and sedimentary processes of the Holocene tidal flat complex, Delmarva Peninsula, Virginia: Ph. D. dissertation, The Johns Hopkins Univ., 202 pp.
69. *Hedberg, H. D.*, 1926, The effect of gravitational compaction in the structure of sedimentary rock: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 10, pp. 1035-1072.
70. *Hedberg, H. D.*, 1936, Gravitational compaction of clays and shales. Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 31, pp. 241-281.
71. *Hallues, A.*, 1937, The age of the earth: London, Nelson, 196 pp.
72. *Hoofs, H. W.*, 1931, Geology of the eastern part of the Santa Monica Mountains, Los Angeles County, Calif.: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 165, pp. 88-134.
73. *Hough, J. L.*, 1931, Redeposition of microscopic Devonian platid fossils: Jour. Geol., v. 42, pp. 646-648.
74. *Hunt, C. B.*, 1972, Geology of soils: their evolution classification, and uses: San Francisco, Freeman, 344 pp.
75. *Inubrie, J., and Poldervaart, A.*, 1959, Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 568-595.
76. *Ingram, R. L.*, 1953, Fissility of mudrocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 869-878.
77. *James, H. L.*, 1951, Iron formation and associated rocks in the Iron River District, Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 251-266.
78. *James, H. L.*, 1954, Sedimentary facies of iron-formation: Econ. Geol., v. 49, pp. 236-293.

личных мест сильно отличаются по минеральному составу. Объясняют эти различия разным составом исходных пород.

В табл. 8-12 представлен химический состав нескольких Как свидетельствуют данные, лёсс представляет собой окислевший незрелый алевроит. Большинство лёссов богаты известью, хотя и существуют исключения. Подсчитанное содержание карбоната кальция в 17 образцах лёссов из Западной Европы и Канзаса колебалось от 0,77 до 40,69% [160].

Таблица 8-12

Химический состав алеарита, алевроита и лёсса

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO <sub>2</sub>	64,61	50,69	74,46	59,30	59,20	59,19
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,52	0,14	0,60	1,20	1,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,64	7,95	12,26	11,45	16,14	14,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,61	2,61	3,25	2,32	4,36	1,51
FeO	0,51	0,67	0,12	1,55	3,24	11,28
MnO	0,05	0,12	0,02	—	0,09	0,10
MgO	3,69	4,55	1,12	2,29	3,14	2,94
CaO	5,41	8,96	1,69	9,78	2,52	0,09
Na <sub>2</sub> O	1,35	1,17	1,43	1,80	3,82	0,12
K <sub>2</sub> O	2,06	1,06	1,83	2,17	1,97	2,38
H <sub>2</sub> O+ H <sub>2</sub> O-	2,06	1,14	2,70	0,96	{ 1,16 1,15	{ 4,69 0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,13	0,09	0,20	0,17	0,01
CO <sub>2</sub>	6,31	9,63	0,49	7,41	—	1,25
SO <sub>2</sub>	0,11	0,12	0,06	—	—	0,08*
S <sub>org</sub>	0,13	0,19	0,12	—	1,94	0,25
Cl	0,07	0,08	0,05	—	—	—
Сумма	100,06	99,62	99,83	99,83	100,10	100,02

\* Сульфидная сера.

А — лёсс, близкий галеча, штат Нью-Йорк, США. Аналитик Р. Б. Рига [28].

Б — лёсс, Висконсин, штат Миссисипи. Аналитик Р. Б. Рига [28].

В — лёсс, Канзас-Сити, штат Миссури. Аналитик Р. Б. Рига [28].

Г — лёсс, Кансу, Китай [8].

Д — детритный алевроит, ленточные отложения позднеледниковой эпохи, Лепнакози, Финляндия. Аналитик Л. Лонка [40].

Е — алевроит, скальные сланцы Дай-Крик (докембрий), керн из буровой скважины, рудник Хомер, Айова-Ривер, штат Миннесота. Аналитик К. Уорно [79].

Лёссы встречаются преимущественно в виде тонких покровных отложений (обычно до 30 м мощностью) плейстоценового возраста в центральной Европе (особенно в Нидерландах, ФРГ и ГДР), в долине Миссисипи, на северо-западе Тихоокеанского побережья США, в некоторых районах Китая, в Аргентине и Новой Зеландии. В долине верхнего течения р. Миссисипи некоторые лёссовые отложения залегают вместе с плейстоценовыми ледниковыми слоями. Самые молодые тесно связаны по положению и мощности с крупными водными потоками. Лёсс постепенно и равномерно уменьшается в мощности в восточном направлении от этих потоков [39, 157, 152]. В геологических доплейстоценовых разрезах литифицированные лёссы достоверно не установлены.

Происхождение лёссов обсуждается на протяжении уже 50 лет. Преобладает мнение, что лёсс представляет собой золовый алевроит, который связан происхождением главным образом с нойманн рек.

112. Moore, D. G. 1939, Faecal pellets in relation to marine deposits, in *Recent marine sediments* (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 516-524.
113. Moore, D. G., and Scruton, P. C., 1957, Minor internal structures of some Recent unconsolidated sediments: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 41, pp. 2723-2751.
114. Murray, J., and Renard, A. F. 1891, Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of U. S. Challenger in the years 1872 to 1876: *Challenger Repts.*, pp. 378-391.
115. Nanz, R. H. 1953, Chemical composition of pre-Cambrian slates with notes on the geotectonic evolution of limestones: *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 51-64.
116. Nicholls, G. D. 1962, A scheme for re-calculating the chemical analyses of argillaceous rocks for comparative purposes: *Amer. Mineral.*, v. 47, pp. 34-46.
117. Osselein, R. T. 1934, A mineralogical study of loess near St. Charles, Missouri: *Jour. Sed. Petrology*, v. 4, pp. 36-44.
118. Oertel, G., and Curtis, C. D. 1972, Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 83, pp. 2597-2606.
119. Payton, C. E., and Thomas, L. A., 1959, The petrology of some Pennsylvanian black shales: *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 172-177.
120. Peterson, M. N. A., 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: *Jour. Geol.*, v. 70, pp. 1-31.
121. Pettijohn, F. J., and Basford, H., 1959, Chemical composition of argillites of the Cobalt Series (Precambrian) and the problems of soda rich sediments: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 70, pp. 593-599.
122. Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Stever, Raymond, 1965, *Geology of sand and sandstone*. Bloomington, Ind. Indiana Univ., 205 pp.
123. Picard, M. D. 1963, Marlstone—a misnomer as used in Uinta Basin, Utah. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 37, pp. 1075-1077.
124. Potter, P. E., and Glass, H. D. 1958, Petrology and sedimentation of the Pennsylvanian sediments in southern Illinois: a vertical profile: *Illinois Geol. Surv. Rept. Inv.* 204, 69 pp.
125. Potter, P. E., Shimp, S. F., and Witters, J., 1963, Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 27, pp. 669-694.
126. Pryor, W. A., and Glass, H. D., 1961, Cretaceous-Tertiary clay mineralogy of the Upper Mississippi Embayment: *Jour. Sed. Petrology*, v. 31, pp. 38-51.
127. Raiswell, R., 1971, The growth of Cambrian and Liasic concretions: *Sedimentology*, v. 17, pp. 147-171.
128. Reiche, P., 1950, A survey of weathering processes and products: *Univ. New Mexico Publ. Geol.* 3, 95 pp.
129. Rich, J. L., 1951, The probable fondo origin of Marcellus-Ohio-New Albany-Challanooga bituminous shales: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 35, pp. 2017-2040.
130. Riles, H., 1927, *Clays, origin, properties, and uses*, 3rd ed.: New York, Wiley, 613 pp.
131. Robinson, G. W., 1951, *Soils, their origin, constitution and classification*, 3rd ed.: London, Murray, 573 pp.
132. Rogers, J. J. W., Kreuger, W. C., and Krog, M., 1963, Sizes of naturally shraded materials: *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 623-632.
133. Rubey, W. W., 1929, Origin of the siliceous Mowry Shale of the Black Hills region: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 154-D, pp. 153-170.
134. Rubey, W. W., 1931, Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 165-A, 54 pp.
135. Ruedemann, R., 1934, Paleozoic plankton of North America: *Geol. Soc. Amer. Mem.* 2, 140 pp.
136. Russell, J. C., 1889, Subaerial decay of rocks and origin of the red color of certain formations: *U. S. Geol. Surv. Bull.* 52, pp. 63.
137. Russell, R. J., 1944, Lower Mississippi Valley loess: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 55, pp. 1-40.
138. Russell, R. J., and Russell, R. D., 1939, Mississippi River delta sedimentation, in *Recent marine sediments* (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 153-177.
139. Scheid, V. E., 1915, Preliminary report on Excelsior high-alumina clay deposit, Spokane County, Washington: Unpublished report, U. S. Geol. Surv., 66 pp.
140. Schmitt, H. A., 1924, Possible potash production from Minnesota shale: *Econ. Geol.*, v. 19, pp. 72-83.
141. Schuchert, C., 1915, The conditions of black shale deposition as illustrated by the Kupferschiefer and Laas of Germany: *Trans. Amer. Phil. Soc.*, v. 51, pp. 259-269.
142. Schuchert, C., 1931, Geochronology or the age of the earth on the basis of sediments and time. In *The age of the earth*: *Bull. Nat. Res. Coun.* 80, pp. 10-64.



15. Bakman, J. 1954, Relative abundance of common sediments in Anadarko Oklahoma. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 38, pp. 648-654.
16. Baswell, P. G. H., 1961, *Muddy sediments*: Cambridge, Heller, 140 pp.
17. Bradley, W. H., 1929, The varves and climate of the Green River epoch: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 158 E, pp. 87-110.
18. Bradley, W. H., 1931, Non-glacial marine varves: *Amer. Jour. Sci.*, ser. 5, v. 22, pp. 318-330.
19. Bramlette, M. N., 1946, The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 212, 57 pp.
20. Brock, R. W., 1943, Weathering of igneous rocks near Hong Kong: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 54, pp. 717-738.
21. Bursi, J. F., 1956, «Glaucconite» pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 42, pp. 310-327.
22. Bursi, J. F., 1969, Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 53, pp. 73-93.
23. Byers, H. G., Kellogg, C. E., Anderson, M. S., and Thorp, James, 1938, Formation of soil, in Soils and men, *U. S. Dept. Agric. Yearbook*, pp. 946-978.
24. Campbell, F. A., and Oliver, T. A., 1968, Mineralogic and chemical composition of Ireton and Duvernay formations, central Alberta: *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, v. 16, pp. 40-63.
25. Carozzi, A. V., 1960, *Microscopic sedimentary petrography*: New York, Wiley, 485 pp.
26. Carroll, D., 1970, Clay minerals. a guide to their x-ray identification: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 126, 80 pp.
27. Clark, T. H., 1954, Shale: a study in nomenclature: *Trans. Roy. Soc. Canada*, v. 48, ser. 3, sec. 4, pp. 1-7.
28. Clarke, F. W., 1924, Data of geochemistry: *Bull. U. S. Geol. Surv.*, no. 770, 841 pp.
29. Cody, R. D., 1971, Adsorption and the reliability of trace elements as environment indicators of shales: *Jour. Sed. Petrology*, v. 41, pp. 461-471.
30. Conybeare, C. E. B., 1967, Influence of compaction on stratigraphic analysis: *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, v. 15, pp. 331-345.
31. Couch, E. L., 1971, Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 55, pp. 1829-1887.
32. Dapples, E. C., 1942, The effect of macro-organisms upon near-shore marine sediments. *Jour. Sed. Petrology*, v. 12, pp. 116-126.
33. Diller, J. S., 1896, The educational series of rock specimens: *Bull. U. S. Geol. Surv.*, no. 150, 400 pp.
34. Doeglas, D. J., 1949, Loess, an eolian product. *Jour. Sed. Petrology*, v. 19, pp. 112-117.
35. Doeglas, D. J., 1953, Loess, an eolian product: *Jour. Sed. Petrology*, v. 22, pp. 50-52.
36. Drake, A. A., Jr., and Esplein, I. B., 1967, The Martinsburg Formation (Middle and Upper Ordovician) in the Delaware Valley, Pennsylvania-New Jersey: *Bull. U. S. Geol. Surv.*, no. 1244-H, pp. H1-H16.
37. Drake, C. L., Ewing, M., and Sifton, G. H., 1960, Continental margins and geosynclines: the east coast of North America north of Cape Hatteras, in *Physics and chemistry of the earth*, v. 3, New York, Pergamon, pp. 110-198.
38. Dzylinski, S., and Radomski, A., 1957, Clastic dikes in Carpathian Flysch: *Ann. Soc. Geol. Pologne*, v. 26, pp. 225-264.
39. Eckel, E. C., 1904, On the chemical composition of American shales and roofing slates: *Jour. Geol.*, v. 12, pp. 25-29.
40. Eskola, Pentti, 1932, Conditions during the earliest geologic times: *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, ser. A, v. 36, pp. 5-74.
41. Ferguson, L., 1963, Estimation of the compaction factor of a shale from distorted brachiopod shells: *Jour. Sed. Petrology*, v. 33, pp. 796-798.
42. Ferguson, L., 1964, A comparison of two techniques for measuring shale compaction: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 694-695.
43. Flawn, P. T., 1963, Petrographic classification of argillaceous sedimentary low-grade metamorphic rocks in subsurface. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, pp. 560-565.
44. Frarey, M. J., and Roscoe, S. M., 1970, The Huronian Supergroup north of Huron, in Basins and geosynclines of the Canadian Shield: *Geol. Surv. Canada* 70-40, pp. 143-158.
45. von Gaertner, H. R., 1955, Petrographische Untersuchungen am schen Posidonienschiefer: *Geol. Rundschau*, v. 43, pp. 447-463.

175. Logi, F., 1977. *Geology of the Sultania district*. Norges Geol. Undersök. Ser. B, 21, no. 1, 1—26.
176. Weaver, L. L., 1958. *Diagenetic changes in argillaceous sediments*. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol., v. 42, no. 2, 264—271.
177. Weaver, L. L., 1967. *Diagenetic changes in the marine claystone of southern Wisconsin*. pp. 2481—2496.
178. Weaver, L. L. and Baskin, K. C., 1971. Clay-water diagenesis during burial. They must become gneiss. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 131, 96 pp.
179. Weiss, M. P., 1954. Feldsparized shales from Montana. Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 270—271.
180. Weiss, M. P. and Berg, J. C., 1951. The White Pine copper deposit, Grant County, New Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 62, no. 5, 717—730.
181. Williams, G. A., 1968. *Diagenetic weathering and its bearing on the geology of the Permian-Silurian section, Devon, England*. pp. 164—184.
182. Williams, R. G., 1928. The clay with silty sands and barrow sand on the coast of Pennsylvania. Geol. v. 25, no. 887—891.
183. Yaalon, D. H., 1962a. Mineral composition of the average shale. Chev. Min. Bull., v. 5, pp. 1—36.
184. Yaalon, D. H., 1962b. Weathering and soil development through geologic time. Bull. Res. Coun. Israel, sect. G, v. 11G, Proc. Israel Geol. Soc., 1th Congr. Israel Assoc. Adv. Sci., 1961.
185. Yaalon, D. H., ed., 1971. *Diagenetology*—origin, nature, and dating of processes. Internat. Spec. So. Sci. and Israel Univ. Press, 350 pp.
186. Zee, E. et al., 1959. Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks. Amer. Jour. Sci., v. 257, no. 29—41.

79. James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. J., and Wier, K. L., 1968, ore deposits of the Iron River—Crystal Falls District, Iron County, Michigan: Geol. Surv. Prof. Paper 570, 164 pp.
80. Jones, O. T., 1938, On the evolution of a geosyncline: Proc. Geol. Soc. London, v. 94, pp. 1x—cx.
81. Jones, O. T., 1944, The compaction of muddy sediments: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 100, pp. 137—150.
82. Kay, G. F., and Pearce, J. N., 1920, The origin of gumbott: Jour. Geol., v. 28, pp. 89—125.
83. Keller, W. D., 1946, Evidence of texture on the origin of the Cheltenham fire clay of Missouri and associated shales: Jour. Sed. Petrology, v. 16, pp. 63—91.
84. Keller, W. D., 1970, Environmental aspects of clay minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 788—813.
85. Keller, W. D., and Ting, C. P., 1950, The petrology of a specimen of the Perry Farm Shale: Jour. Sed. Petrology, v. 20, pp. 123—132.
86. Kelley, W. P., 1939, Base exchange in relation to sediments, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol. pp. 454—465.
87. Kelley, W. P., 1942, Modern clay researches in relation to agriculture: Jour. Geol., v. 50, pp. 307—315.
88. Kennedy, W. Q., 1951, Sedimentary differentiation as a factor in the Moine-Torridonian correlation: Geol. Mag., v. 88, pp. 257—266.
89. Krumbein, W. C., 1937, Sediments and exponential curves: Jour. Geol., v. 45, pp. 577—601.
90. Krumbein, W. C., 1938, Size frequency distributions of sediments and the normal probability curve: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 84—90.
91. Krumbein, W. C., and Garrels, R. M., 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geol., v. 60, pp. 1—33.
92. Krumbein, W. C., and Pettijohn, F. J., 1938, Manual of sedimentary petrography: New York, Plenum, 549 pp.
93. Krumbein, W. C., and Sloss, L. L., 1951, Stratigraphy and sedimentation, 1st ed., San Francisco, Freeman, 497 pp.
94. Krynnine, P. O., 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130—155.
95. Kuenen, Ph. H., 1941, Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth: Amer. Jour. Sci., v. 239, pp. 161—190.
96. Kuenen, Ph. H., 1969, Origin of quartz silt: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1631—1633.
97. Lamborn, R. L., Austin, C. R., and Shaaf, D., 1938, Shales and surface clays of Ohio: Ohio Geol. Survey, ser. 4, Bull. 39, 281 pp.
98. Lane, A. C., 1911, The Keweenaw series of Michigan: Michigan Geol. Surv., Publ. 6 (g. s. 4), 2 vols. 983 pp.
99. Laprade, K. E., 1957, Dust storm sediments of Lubbock area, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 709—726.
100. Leighton, M. A., 1930, Weathered zones of the drift-sheets of Illinois: Jour. Geol., v. 38, pp. 28—53.
101. Leith, C. K., and Mead, W. J., 1975, Metamorphic geology: New York, Holt, Rinehart and Winston, 337 pp.
102. Lemcke, K., von Engelhardt, W., and Fuchtbauer, H., 1953, Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungelalten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Beitr. Geol. Jahrb., v. 11, 106 pp.
103. MacCarthy, G. R., 1926, Colors produced by iron in minerals and the sediments. Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 12, pp. 17—36.
104. McKee, F. D., and Weir, G. W., 1953, Terminology of stratification and cross-stratification: Bull. Geol. Soc. America, v. 64, pp. 381—390.
105. de Vries, J. F., 1966, The paragenesis of Swedish glacial clays. Geol. Fören. Stockholms Förh., v. 87, pp. 111—454.
106. Miesch, A. T., 1962, Computing mineral composition of sedimentary rocks from chemical analyses: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 217—225.
107. Miller, W. G., 1905, The cobalt-nickel arsenides and silver deposits of Temiskaming: Ontario Bur. Mines Ann. Rept., v. 14, pt. 2, 66 pp.
108. Millot, G., 1949, Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses: Géol. Appliq. Prosp. Min., v. 2, pp. 1—352.
109. Millot, G., 1964, Géologie de argiles: Paris, Masson, 499 pp.
110. Millot, G., 1970, Geology of clays (trans.), New York, Springer, 429 pp.
111. Milne, I. H., and Forster, I. W., 1958, Effect of source and environment on clay minerals: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 326—338.

вые осадки слоистых туфов чередуются с нормальными осадками или перемешаны с ними в различных соотношениях. Субаквальные пирокластические потоки составляют почти половину мощности (3050 м) свиты Охашанский (зоцен) в районе вулкана Рейндер, штат Вашингтон, США [16]. Мощность пылевых потоков изменяется от 3 до 70 м. Характер распространения и значение вулканокластического материала были подчеркнуты исследованиями Росса [36].

Определение вулканического материала может оказаться одной из наиболее трудных задач, стоящих перед петрографами-осадочниками. Вулканические обломки особенно подвержены диагенетическому изменению и быстро теряют свои отличительные признаки. Если порода и в дальнейшем будет подвергаться метаморфизму, то ее первоначальный характер может стать совершенно неясным. За информативной относительно критериев идентификации вулканических пород как свежих, так и измененных, следует обращаться к замечательным работам Пирсона [34] и Росса [35].

### Структуры и текстуры вулканокластических отложений

Если осадки являются по существу эпилластическими, но образуются из более древних вулканических материнских пород, то для описания их структуры используются те же термины, что и для любых других кластических отложений. Однако если материал является истинно пирокластическим, т. е. извержен из кратера вулкана, то он характе-



Рис. 9-1. Вулканическая обрешка, верхнемиоценовые отложения пещерного потока, о Сангрии. Фото Шмидке

ризуется общим термином гефра [46], и для обозначения определенных его фракций применяется специальная терминология (табл. 9-1). Термин глыба используется для обозначения крупных обломков (более 32 см), отколовшихся от массы ранее затвердевшей лавы; бомба — крупный обломок того же размера, образовавшийся в результа-

143. Schwab, F. L., 1969, Geosynclines: what contribution to the crust? *Jour. Petrology*, v. 39, pp. 150-158.
144. Sederholm, J. J., 1931, On the sub-Bothnian unconformity and on Archaean rocks formed by secular weathering. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, No. 95, 81 pp.
145. Sharp, R. P., 1940, eo-Archaean and eo-Algonkian erosion surfaces; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 51, pp. 1235-1270.
146. Shaw, D. B., and Weaver, C. E., 1965, The mineralogical composition of shales. *Jour. Sed. Petrology*, v. 35, pp. 213-222.
147. Shaw, D. M., 1956, Geochemistry of pelitic rocks. III: Major elements and general geochemistry. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 67, pp. 919-934.
148. Shearer, H. K., 1918, The slate deposits of Georgia. *Bull. Georgia Geol. Surv.*, no. 34, 192 pp.
149. Shelton, J. W., 1962, Shale compaction in a section of Cretaceous Dakota Sandstone, northwestern North Dakota. *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 873-877.
150. Shrock, R. E., 1948, A classification of sedimentary rocks. *Jour. Geol.*, v. 56, pp. 118-129.
151. Shukri, M. A., 1942, The use of pH values in determining the environment of deposition of some Liasic clays and shales. *Bull. Fac. Sci. Fouad I Univ.*, v. 24, pp. 61-65.
152. Simonson, R. W., and Hutton, C. E., 1954, Distribution curves for loess. *Amer. Jour. Sci.*, v. 252, pp. 99-105.
153. Sloss, L. L., 1968, Sedimentary volumes on the North American craton: *Geol. Soc. Amer. Progress with abstracts*, 1968 Ann. Mtg., Mexico City, p. 281.
154. Smalley, I. J., 1968, The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. *Jour. Sed. Petrology*, v. 36, pp. 659-676.
155. Smalley, I. J., 1971, «In-situ» theories of loess formation and the significance of the calcium carbonate content of loess. *Earth Sci. Rev.*, v. 7, pp. 67-85.
156. Smalley, I. J., and Vita-Finzi, C., 1968, The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of «desert» loess. *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, pp. 766-774.
157. Smith, G. D., 1942, Illinois loess variations in its properties and distribution. *Bull. Illinois Agric. Exp. Sta.* 490, pp. 139-184.
158. Ström, K. M., 1936, Land-locked waters: hydrography and bottom deposits in badly-ventilated Norwegian fjords with remarks upon sedimentation under anaerobic conditions. *Skrifte Norske Videnskaps Akad. Oslo, Mat. Natur. Kl.*, v. 1, no. 7, pp. 1-85.
159. Suttelid, H. W., 1970, The Carolina State Belt, in *Studies of Appalachian geology* (Fisher, G. W., Pettjohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.); New York, Wiley-Interscience, pp. 351-367.
160. Swineford, A., and Frye, J. C., 1955, Petrographic comparison of some loess samples from western Europe with Kansas loess. *Jour. Sed. Petrology*, v. 25, pp. 3-23.
161. Tank, R., 1969, Clay mineral composition of the Tipton Shale member of the Green River Formation (Eocene) of Wyoming. *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1593-1595.
162. Taylor, J. H., 1949, Petrology of the Northampton sand ironstone formation. *Mem. Geol. Surv. Great Britain*, 111 pp.
163. Thwaites, F. T., 1944, Review of R. J. Russell's article on loess. *Jour. Sed. Petrology*, v. 14, pp. 246-248.
164. Tomadin, L., 1964, Orientamenti attuali sulla sistematica delle rocce argillose. *Ann. Mus. Geol. Bologna*, ser. 2, v. 32, pp. 531-543.
165. Tomlinson, G. W., 1916, The origin of red beds. *Jour. Geol.*, v. 24, pp. 153-179.
166. Trask, P. D., 1931, Compaction of sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 15, pp. 271-276.
167. Trask, P. D., 1937, Studies of source beds in Oklahoma and Kansas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 21, pp. 1377-1402.
168. Tuenholst, W. H., 1937, Terminology of the fine-grained mechanical sediments. Exhibit F—report of Committee on Sedimentation 1936-1937. *Nat. Res. Coun. Div. Geol. Chng.*, pp. 81-101.
169. Tuenholst, W. H., 1939, Environments of origin of black shales. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 23, pp. 1178-1198.
170. Udden, J. A., 1898, Mechanical composition of wind deposits. *Augustana Library*, Paid. 1.
171. Udden, J. A., 1914, The mechanical composition of clastic sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 25, pp. 635-714.
172. Ulrich, E. O., 1911, Revision of the Paleozoic system. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 22, p. 358.
173. Van Hantem, F. B., 1961, Climatic significance of red beds, in *Descriptive paleoclimatology*. New York, Wiley-Interscience, pp. 80-139.
174. Vita-Finzi, C., and Smalley, I. J., 1970, Origin of quartz silt. *Commento on a note by Ph. H. Kuenen*. *Jour. Sed. Petrology*, v. 40, pp. 1767-1768.

и характеризуются тонкой слоистостью; другие отличаются беспорядочным строением, неотсортированностью и содержат обломки раз- мерами от мелкозернистого пепла до крупных глыб пород как родст- венного происхождения, так и инородных.

В распределении по размеру этих нескольких видов пирокластиче- ского материала проявляются резкие контрасты [30, 48] (рис. 9-2). Гранулометрические параметры материалов, переносимых воздушными и водными течениями, сходны с параметрами обычных эпикластиче- ских отложений (табл. 9-2).

Таблица 9-2

Составление пирокластов и гидрокластов и способов их переноса.  
По Петтиджону [33]

Состав	Вода и осадки (гидрокласты)		Газы и вулканический материал (пирокласты)	
	Концентрированные	Разбавленные	Концентрированные	Разбавленные
Тип	Грязевые и муче- вые потоки	Обычные подные течения	«Палящие тучи»	Обычные воздуш- ные потоки
Продукт	Глины и гряз- ваки	Ортоарениты и конгломераты	Иггимбриты или сваренные туфы	Слоистые туфы и пепел

Таблица 9-3

Классификация, структуры и текстуры пирокластических аренитов.  
По Корренсу и Лейнцу [5]

Тип	Способ переноса	Место отло- жения	Способ переноса	Место отло- жения	Структура	Текстура
A <sub>1</sub>	Вулкани- ческие из- вержения	Суши	—	—	Порфировая	Неслоистая
A <sub>2</sub>		Озера	—	—		Параллель- но-слоистая
B <sub>1</sub>		Суши	Реки	Озера	Однородно- зернистая	Неслоистая
B <sub>2</sub>			Прибоек	Литоральная область		

Распределение по размеру материала, переносимого в виде «раскален- ных вулканических туч» («палящих туч» — *puées ardentes*) или в виде пепловых потоков, сходно с распределением раздробленного мате- риала, в соответствии с законами распределения Розина [27], и сущест- венно не отличается от распределения, свойственного материалам кол- лювия грязевых потоков и при других способах транспортировки мате- риала.

Как подчеркивали Корренс и Лейнц [5], многие первичные пиро- кластические отложения являются порфировыми (табл. 9-3). Сравнительно крупные кристаллы и обломки пород находятся в мат- риксе, состоящем из значительно более тонких обломков (рис. 9-3). Так, например, крупные обломки пород, бомбы и глыбы встречаются в толщах мелкозернистого пепла. Эти обломки, подобно валунам, пере- носимым льдами и наблюдаемым в ледниково-озерных и морских лед- никовых отложениях, искажают слоистость вмещающих отложений. Такое расхождение в размерах зерен отражается и в составе: крупные обломки представляют собой главным образом частицы пород или об-

## ГЛАВА 9. ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

### Введение и определения

Термин пирокластический относится к породам, образовавшимся в результате эксплозивного или аэрального извержения материала из кратера вулкана. Этот материал может отлагаться на суше или на дне моря.

Термин вулканокластический применяется по отношению к целой группе обломочных вулканических пород, имеющих различное происхождение или механизм образования и находящихся в любой физикографической среде (на суше, под водой или подо льдом), или смешанных в любом соотношении с какими-то невулканическими обломочными разновидностями пород [11, 12]. В данной работе этот термин используется для обозначения тех пород, в которых преобладают обломки вулканического происхождения. Если же преобладает невулканический материал, то обычная терминология, используемая для осадочных отложений, соответствующим образом изменяется. Гибридные породы можно назвать туфовым песком или песчаником, туфовой глиной или глинистым сланцем и т. д. Если эликластический материал не является преобладающим в породе, то смеси могут быть названы песчаными туфами или глинистыми туфами и т. д.

Вулканокластический материал включает в себя как пирокластические обломки, так и отложения, образовавшиеся при обычном процессе выветривания из исходных вулканических пород. Например, флювиальные пески в Чуауа (Мексика), сформировавшиеся в результате разрушения среднетретичных риолитовых лав, являются вулканокластическими, но не пирокластическими песками, хотя в их составе от половины до двух третей риолитовых обломков [51]. При литификации они могут стать разновидностью лититового аргилита.

Сложности возникают в тех случаях, когда отложенный на суше пирокластический материал перерабатывается и переотлагается реками или прибоем. Такие отложения являются настоящими вулканокластическими образованиями, но являются ли они пирокластическими? Эта переотложенная тефра обычно считается скорее пирокластической, чем эликластической, поскольку ее обломки имеют пирокластическое происхождение. Таким образом, пирокластические образования могут быть как «первичными» (непереработанными), так и «вторичными» (переработанными) [12]. Однако возникают возражения против применения термина «туф» по отношению к этим переработанным отложениям [21]. Мы предпочитаем именовать их «переотложенными туфами», если это можно фактически установить, в противном случае их следует называть «туфами», поскольку, как заметил Финшер, их компоненты имеют пирокластический характер и они несут признаки одновременного вулканизма.

Вулканокластические осадки образуют довольно крупные скопления. По мнению Саппера [40], за последние четыре столетия по всему миру вулканами было извергнуто  $320 \text{ км}^3$  пирокластического материала и  $50 \text{ км}^3$  лавы. Объем пингвинов в Большом бассейне США составляет более  $238500 \text{ км}^3$  [29]. В некоторых областях тысячем

текстуры особенности, указывающие на фактор переработки или его условия. Истинным пирокластическим осадкам свойствен ряд текстур, связанных с особенностями их переноса и накопления. Выпавший из атмосферы и отложившийся материал образует плащеобразный покров, и в этих осадках никогда не образуется косая слоистость, в них отмечается нормальная «сортированность». Материал, отложившийся из раскаленного пирокластического потока, образует массивные толщи или характеризуется только грубой слоистостью; осадки имеют различную мощность в зависимости от рельефа. Они могут оказаться сваренными и в некоторых случаях образуют восстановленную лаву, которая медленно передвигается, как вязкое тело, перекатывает захваченные обломки, вытягивает и разрывает включенные обломки пемзы и создает трещины растяжения и другие текстуры, связанные с подобным движением [43]. Осадки, отложившиеся при более холодном паронасыщенном извержении, сопровождаемом базисной волной, по высокой степени стратификации и сортированности похожи на отложения пеллового дождя, но отличаются от них развитием антидюн и косой слоистости [6]. При подводных извержениях часто проявляются текстуры, свойственные турбидитам [16]. Вулканические грязевые потоки как подводные, так и субаэральные характеризуются практически отсутствием внутренних текстур; если не учитывать состав материала, то их очень трудно было бы отличить от обычных грязевых потоков или материалов, перенесенных другим способом в движущейся среде. Характерным признаком туфов являются отдельные очень крупные глыбы, обнаруживаемые в некоторых слоистых туфах и «продавливающие» слоистость туфов.

## Состав

Существуют вулканические обломки трех видов: обломки пород, кристаллы и их обломки интрателлурического происхождения и стекло. Вулканическое стекло наиболее важное из них, так как оно является характерным признаком пирокластического происхождения породы.

Обломки пород включают как аутигенные (ювенильные), так и инородные (случайные) глыбы. Аутигенные глыбы являются частью затвердевшей лавы, раздробленной в результате более поздних извержений; инородные глыбы являются обломками коренной породы, через которую прорывается магма. Глыбы вулканического происхождения чаще встречаются в вулканических брекчиях, которые накапливаются в ближайших от центра извержения участках. Частицы имеют в основном состав кислых афанитовых изверженных пород (при исследовании под микроскопом их часто принимают за кремни), хотя основные туфы содержат частицы андезитовых и базальтовых пород. И частицы пород, и матрикс туфов могут содержать множество микролитов.

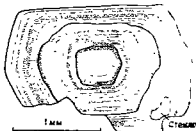


Рис. 9-4. Вулканический полевой шпат с характерной зональностью Четвертичный пепел. Новая Зеландия По Эварту [1963 г.]  
Обратите внимание на коррозию



те затвердения лавы в процессе выброса. Глыбы имеют форму: а бомбы — округлую, полусферическую, сплюснутую; правильную форму и в некоторых случаях шероховатую, испещренную трещинами поверхность (бомбы с поверхностью типа «хлебной

Таблица 9.3

Размерность зерен и ее терминология для пирокластических обломков

Размер, мм	Уэнтворт и Уильямс [1931 г.], [53]	Таскерелл [1930 г.], [47]	Фингер [1961 г.], [11]
256 128 64 32	Глыбы * (вулканическая брекчия) Бомбы ** (агломерат)	Бомбы	Крупные Мелкие
16 8 4	Лапилли (лапиллиевый туф)	Лапилли	Лапилли
2 0,5 0,250	Крупнозернистый пепел (крупнозернистый туф)	Крупнозернистый пепел	Крупнозернистый пепел
0,125 0,0625	Тонкозернистый пепел (тонкозернистый туф)	Тонкозернистый пепел	Тонкозернистый пепел

\* Обломки более древних вулканических пород.

\*\* Лавы, отвердевшие в процессе выброса.

ки»). Скопление глыб составляет вулканическую брекчию (рис. 9-1); совокупность бомб — агломерат. Если обломки образовались в процессе извержения лавы, то они называются основными, если же это обломки более древних лав и пирокластов одного конуса, то они называются аксессуарными (второстепенными); если обломки принадлежат другим породам, то это случайные обломки. Термин лапилли присвоен материалу размером 4-32 мм. Отложения такого материала называются лапиллиевым туфом. Крупнозернистый пепел имеет диаметр 1/4—4 мм; частицы мелкозернистого туфа — менее 1/4. Соответствующие отложения называются крупнозернистым и мелкозернистым туфом. Эти размерности и терминология несколько модифицированы другими исследователями

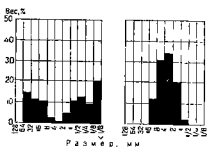


Рис. 9-2 Градулометрический состав туфов, участок озера Крейтер, штат Орегон, США По [30]

Справа — обочинные отложения пеллопады; слева — отложения «лапиллиевых туфов»

[2, 10, 11, 12]. Но в целом многие термины незначительно отличаются от терминов, введенных Уэнтворт и Уильямсом.

Важным аспектом структуры отложений является их сортированность. В вулканокластических материалах представлены все возможные степени сортированности. Некоторые из них хорошо отсортированы

Некоторые кремнистые туфы, образовавшиеся в результате пепловых дождей, содержат аккреционные лапилли — пеллетовидные мелкие тела (2—10 мм) яйцеобразной или почти сферической формы и концентрического строения (рис. 9-6). Считается, что они образуются в основном каплями дождя, падающими из облаков пепла, или в результате прокатывания лапиллей по свежей пепловой поверхности [52, 31]. Аккреционные лапилли не следует смешивать с пеперитами — шаровидными телами (но образованными без участия воды) 0,5—10 см в диаметре, состоящими из обидланового вулканического стекла. Это стекло содержит пузырьчатые полости, а в некоторых слу-

Таблица 9-5

Химический анализ вулканокластических осадков

Компоненты	Пирокластические отложения			Вулканические арены	
	А	Б	В	Г	Д
SiO <sub>2</sub>	70,40	53,63	48,67	73,50	61,69
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,96	1,99	0,34	1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,65	19,59	14,15	13,3	13,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	5,70	9,07	1,55	3,82
FeO	1,81	—	0,83	0,56	2,20
MnO	0,04	—	—	0,04	0,11
MgO	0,07	3,35	6,36	0,56	2,20
Na <sub>2</sub> O	1,58	3,53	6,16	1,13	3,10
K <sub>2</sub> O	3,76	3,64	1,61	2,34	2,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,90	1,62	0,96	4,01	1,88
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> }	4,03	{ 7,91	{ 9,39 }	1,80	{ 1,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	—	0,36	0,02	0,25
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,12	—
Всего	100,69	99,93	99,5	99,3	94,0*

\* Потери при прокаливании 5,99

А — риолитовый туф, витрофир, формация Дакот Лей (средний олигоцен — нижний миоцен), анализ Х. Аскри, [53] (табл. 101).

Б — андезитовый туф, о. Сулавеси, анализ А. Вихманн [48].

В — базальтовый туф, р. Зала, Венгрия, анализ К. Энжик [49].

Г — речной песок (риолитовый арены), запад Чингуа, Мексика, анализ Р. К. Лайтер и М. Н. Келлер [51].

Д — речной песок (смешанные арены), р. Колумбия, штат Орегон, США, анализ А. Штехлих [53] (табл. 21).

чаяя микролиты пироксена в интерстициальном матриксе, представленном мелкозернистым кальцитом, которому глинистые минералы придают темную окраску.

Как и следовало ожидать, химический состав туфов сходен с составом изверженных пород той же группы (табл. 9-5). Состав средних и основных туфов сильно отличается от состава обычных осадков. Состав более кислых пирокластов, встречающихся чаще других, сходен с составом некоторых незрелых осадков. И в тех случаях, когда диagenез или метаморфизм скрывают или сглаживают структурные особенности и изменяют минеральный состав, довольно трудно определить их вулканическое происхождение. В подобных случаях можно воспользоваться химическими «аномалиями», обнаруженными в результатах валового химического анализа. Например, высокое соотношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (более 1,0) в аспидных сланцах свидетельствует о вулкани-

ломки кристаллов, тогда как мелкий материал представлен в вулканическом стеклом (табл. 9-4). Однако если стекло представлено пемзой, то его может быть больше в крупнозернистых фракциях, как будет отмечено позже, пемза может слагать более грубую часть обрабатанного градационного слоя.

Таблица 9-4

Состав туфов, имеющих «порфировую» структуру. По Корренсу и Лейнцу [5]

Механический		Минеральный, %			
Размерность, мм	%	Минералы	Грубая фракция	Тонкая фракция	Всего
>0,5	21,8	Кварц	40	31	34
0,5—0,2	12,8	Силиция	35	15	21
0,2—0,06	51,2	Плагинжлаз	—	3	3
<0,06	14,2	Биотит и роговая обманка	3	3	3
		Вулканическое стекло	22	48	40

В связи с плохой сортированностью, угловатостью минеральных компонентов, относительно большим содержанием матрикса и нормальной сортированностью многих туфовых слоев эти отложения имеют сходство с граувакками и во многих случаях с трудом отличаются от этих незрелых осадков.

Наилучшую слоистость и сортированность имеет материал, переработанный волнами и течениями или реками (см. табл. 9-3). Материалы, перенесенные воздушными потоками, также хорошо сортированы и могут характеризоваться градационной слоистостью, как это проис-

ходит с некоторыми туфами, отложившимися под водой. В некоторых субавиальных отложениях пелловых потоков прослеживается обратная градационная слоистость, вызванная отделением крупных обломков пористой пемзы от мелких, но более плотных обломков пород и минералов [16]. Грубообломочным пирокластам свойственна плохая сортированность или отсутствие ее. Они также характеризуются слабой слоистостью или ее отсутствием, особенно если это продукты извержения вулкана типа палящей тучи. Они легко выветриваются и поэтому в обнажениях представлены окислительными выветрелыми породами.

Рис. 9-3. Вмещение вулканической глыбы в отложения слоистой пемзы. Обратите внимание на нарушение напластования (слабое прослаивание). Фото Шинике



Как известно, по определенным свойствам структуры и состава пирокластические отложения как первичные, так и вторичные отличаются от обычных эффузивных отложений. Существуют ли специфические текстуры, являющиеся признаком пирокластического происхождения? Как и следовало ожидать, во вторичных или переработанных пирокластических материалах проявляются как структурные, так и

пепел, андезитовый туф или базальтовый агломерат. Название им следует давать как по их происхождению, так и по основным компонентам: андезитовый кристаллический туф, риолитовый стекловатый туф и т. д. Мы уже приводили их структурную классификацию. Как отмечено, термиче туф, брекчия, лапиллиевый туф в другие подразумевают определенную размерность (см. табл. 9-1).

## Петрография

**Стекловатые туфы.** Стекловатые туфы характеризуются изобилием или преобладанием стекловатых материалов, раздробленной пемзы, образующих осколки: серповидные куски вулканического стекла, розетковидные обломки, а также обломки пемзы со множеством пузырчатых пустот (рис. 9-9). Некоторые обломки пемзы имеют вытянутую цилиндрическую форму. В сваренных туфах также присутствуют эти разнообразные по форме частицы, но, испытывая давление, они «сплюсываются» и разрушаются на контакте с кристаллами или кристаллическими обломками, которые могут содержаться в туфах. Эти структурные особенности стекловатых частиц или «деформационная текстура» названы витрокластическими [34].

В шлифе риолитового туфа — типичного стекловатого туфа — присутствуют многие описанные выше формы осколков вулканического стекла. Они, конечно, являются изотропными, если не подвергнуты процессу девитрификации, в последнем случае осколки характеризуются тонкоагрегатной поляризацией. Интерстиционное вещество может быть представлено более мелкими осколками вулканического стекла, которые в неполяризованном свете представляют собой чрезвычайно тонкое микрогранулярное вещество, имеющее коричневатый оттенок. В некоторых случаях матрикс представлен халцедоновым материалом, местами с радиальной волокнистостью, низким показателем преломления и очень низким двойным лучепреломлением. Наблюдаемый коричневый цвет — это оптический эффект, обусловленный преломлением и внутренним отражением, при этом синие лучи поглощаются, а красно-оранжевые проходят.

В обычных стекловатых туфах содержится небольшое количество кристаллов или их обломков, преимущественно кварца и полевого шпата, но возможно присутствие авгита, роговой обманки или биотита. Их характеристики приведены в следующем разделе.

**Кристаллические туфы.** Почти во всех туфах обнаружены кристаллы минералов (как совершенные по форме, так и более или менее обломанные), тип которых зависит в основном от характера магмы. Если кристаллы или их обломки становятся преобладающим или очень заметным компонентом отложений, то применяется термин «кристаллический туф» (рис. 9-10).

В процессе эксплозивного извержения вулкана в лаве образуются кристаллы, представленные преимущественно фенокристаллами неполной зрелости. Некоторые из них, вероятно, могли быть привнесены из разрушенных или раздробленных коренных пород, через которые проходило жерло вулкана. Истинные итрателлурические кристаллы могут содержать включения иногда эвгедральные, а для полевого шпата даже зональные, в остальных случаях (например, для кварца) — округленные или изъеденные в результате коррозии или резорбции маг-

Наибольшее распространение имеют обломки кристаллов, причем чаще всего встречаются обломки тех кристаллов, которые разуют фенокристы в лавах, например вулканогенный кварц с характерными резорбированными контурами, реже представленный кристаллами бипирамидальной формы, и полевые шпаты, обычно характеризующиеся волнистой зональностью (рис. 9-4). Наиболее характерным из них является санидин — высокотемпературный полевой шпат. Реже присутствуют, но имеют большее значение, кристаллы или обломки кристаллов амфибола, пироксена и оливины, почти вовсе не встречающиеся в обычных осадках. Кристаллы могут быть целыми или раз-

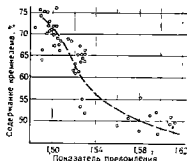


Рис. 9-5 Зависимость показателя преломления вулканического стекла от содержания кремнезема. По [18]

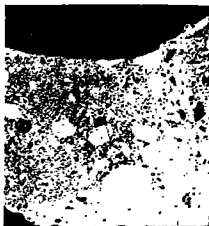


Рис. 9-6. Аккрецион(ных) лапиллевого туфа, формация Охалапекоц (эоцен), Национальный парк Маунт Рейнджер, штат Вашингтон, США. Фото Р. Фиске

дробленными звездчатыми. Они часто бывают покрыты тонкой оболочкой или коркой вулканического стекла. Наиболее широко распространены, по-видимому, биотитовые пластинки.

Однако в общем кристаллы ассоциируются с большим количеством вулканического стекла, которое может быть очень мелкозернистым. В случае переработки и переотложения оно может смешиваться с обычным осадочным материалом в любых пропорциях. В шлифах свежее вулканическое стекло выглядит либо бесцветным, либо бледно-желтым и характеризуется низким показателем преломления (в основном 1,50—1,52), изотропностью и, главным образом, формой. Обломки стекла кислых лав, обычно представленные причудливыми, изогнутыми, спиконодобными формами, называемыми осколками (shards) (см. рис. 9-9), осколки стекла основных лав часто имеют форму капли [23]. Приблизительное содержание кремнезема в стекле можно определить по показателю преломления [18, 24]. Следовательно, в молодых отложениях можно различить несколько пеплопадов по показателю преломления стекла, слагающего их. Однако этот способ не безосновочен (рис. 9-5) [45]. Со временем стекло видоизменяется и девитрифицируется.



ный кварц с характерными резорбированными формами. Но в некоторых случаях происхождение их неясно, и его можно только предположить, но не доказать.

### Изменение туфов

Обвужение свежесложившихся туфов является скорее исключением, а не правилом, так как они особенно подвержены изменениям из-за своей пористости и неустойчивости компонентов.

Процессы выветривания и отвердевания протекают в них очень быстро. Выветривание ускоряется за счет легкого доступа воздуха и влаги и сравнительно большой площади поверхности, что обусловлено тонкозернистостью. Полевощпатовые туфы легко каолинизируются и превращаются в мягкую землистую массу. Одним из наиболее ранних изменений в стекловатых туфах является выщелачивание кремнезема и отложение гидратированного кремнезема (опала и халцедона), что может превратить эти фельзитовые туфы в плотную кремневую породу, очень напоминающую кремнь. Остатки витрокластической структуры, а также формы, состав ассоциирующих кристаллов и валовой химический состав, позволяют отличать окремненные туфы от кремней, порцелланита и других подобных пород. В некоторых случаях происходит обогащение карбонатами, и вся порода становится сильно известковой. Рыхлые туфы превращаются в микрокристаллическое серпентиновое вещество, смешанное с зернами кварца. Базальтовые (далягонитовые) туфы преобразуются во вторичный кремнезем, состоящий из хлоритов, карбонатов и лимонитов. В результате этого разрушается витрокластическая структура и вулканизируется происхождение породы.

За исключением тех случаев, когда они оказываются «запечатанными», вулканические стекла редко встречаются в породах древнего третичного возраста. Вулканические стекла претерпевают денатурацию — процесс, который ведет к образованию глинистых минералов, пемитов и кремнезема. В результате этого в скрепленных шихлах порода выглядит как мозаика слабополяризующих частей. При тщательном исследовании в неполяризованном свете можно обнаружить «тени» осколков, струйчатости, фиссуров или пузырьков первичного вулканического стекла (рис. 9-12). Монтмориллонит и галлуалит образуют коллоидную пермуклитоподобную массу, которая может осаждаться в пустотах вулканического песка [28]. В результате расстеклования вулканическое стекло может перейти в микрокристаллический агрегат, напоминающий кремнь. Продуктом полного преобразования пемла является бентонит.

Бентонит представляет собой породу, состоящую из кристаллического глиниподобного минерала, образовавшегося в результате де-

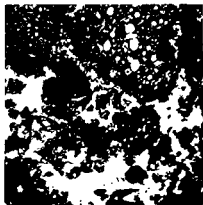


Рис. 9-11. Лититовый туф Везувия, Италия. Без аналитатора /22

Состоит из пузырьков лапиллей (пузырьки содержат зоолиты), включений и т. д. Также вероятно, представляющий собой вторичный вулканический материал с некоторым количеством кремнезема.

ческих примесях или вулканическом происхождении, а в них сланцах содержание  $K_2O$  значительно выше, содержит Бастин [1] дал обзор использования химических критериев для классификации осадков. Существенными признаками обычных отложений являются преобладание окиси магния над кальцием и калия над натрием, избыток окиси алюминия (по сравнению с количеством, ходимым для соотношения 1:1, в котором она находится с извести и щелочами в обычных породообразующих силикатах) и высокое содержание кремнезема. К этому следует добавить преобладание окиси железа над закисью. К сожалению, в подмеченной закономерности имеется много исключений. Состав таких осадков, как граувакки (образовавшиеся исключительно в результате механического разрушения и несортированных), во многом сходен с составом пород, из которых они образовались, и в отдельных случаях их трудно отличить от некоторых вулканических осадков на основе валового химического состава.

## Петрография вулканоластических осадков Классификация

Грубозернистые вулканоластические осадки, вулканические брекчии и агломераты представлены преимущественно обломками пород (глыбами) или бомбами (шлаками). Осадки средней размерности (туфы) состоят из вулканического стекла, зерен минералов кристаллов (или обломков кристаллов) и частиц пород. Следовательно, их можно классифицировать в соответствии с содержанием этих нескольких компонентов (рис. 9-7). Более детальное подразделение различных возможных смесей можно производить по схеме, показанной на рис. 9-8. Туфы также подразделяются на аутигенные, акцессорные и аллотигенные, в зависимости от источника материала, из которого они состоят.

Туфы и другие пирокластические осадки можно классифицировать по их магматическому родству, выделяя, например, риолитовый

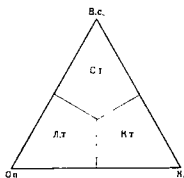


Рис. 9-7 Понятность и классификация туфов.

В.с. — вулканическое стекло, О.п. — обломки пород, К. — кристаллы, С.т. — стекловатый туф, Л.т. — лава-туф, К.т. — кристаллический туф.

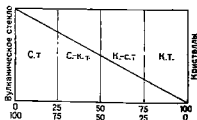


Рис. 9-8 Понятность и классификация стекловатых и кристаллических туфов.

С.т. — стекловатый туф, С.-к.т. — стеклокристаллический туф, К.-с.т. — кристалло-стекловатый туф, К.т. — кристаллический туф.

В результате метаморфизма происходит полная перекристаллизация, а на более высокой ступени образуются новые минералы, такие как биотит, зеленая роговая обманка и актинолит. Первичные фенокристаллы полевого шпата замещаются агрегатами нового полевого шпата и кварца, а также биотита. Особенности минеральных ассоциаций в определенной степени зависят как от первоначального состава туфов, так и от степени метаморфизма. В общем случае наиболее характерным минералом метаморфизованных фельзитовых туфов является серпидин, который ассоциирует с кварцем, биотитом, хлоритом, эпидотом и клиноцоизитом; мафические туфы представлены главным образом актинолитом и хлоритом, а также некоторым количеством биотита, клиноцоизита и эпидота.

В случае когда степень метаморфизма относительно невысока, признаки туфов могут сохраниться. Решающий признак — сохранившиеся витрокластические структуры; второй по значению признак — характер включенных кристаллов или обломков кристаллов. Эти признаки являются убедительными, если они сопровождаются ясно выраженной слоистостью; в противном случае не исключено, что первичная порода была лавой. Более грубообломочные пирокласты сохраняют макроскопические признаки — глыбы и куски пузырчатых и (или) порфировых лав. Валовой химический состав может также служить подтверждением вулканической природы первичного осадка.

### **Происхождение и свойства вулканокластических отложений**

Вначале рассмотрим истинные пирокластические отложения, имеющие первичное происхождение и являющиеся продуктами извержения; затем вторичные, или переработанные пирокластические осадки, и в конце — вулканокластические осадки, образовавшиеся в результате разрушения древних вулканических пород.

#### **Первичные пирокластические осадки**

Пирокластический материал — это основной продукт вулканических процессов в пределах островных дуг и вдоль активных континентальных окраин. В древних разрезах подобные материалы связаны главным образом с подвижными поясами. Большинство из них по составу являются фельзитовыми — до риолитовых. Лавы, обогащенные кремнеземом, имеют большую вязкость и более высокое содержание газа по сравнению с лавами с низким содержанием кремнезема и, следовательно, представлены в большей степени взрывным, чем эффузивным вулканизмом (последний характерен для платобазальтов). Хотя грубообломочная тефра может локально скапливаться в связи с формированием туфовых конусов, более мелкозернистый материал может переноситься в верхних слоях атмосферы на большие расстояния, в результате чего на большой площади образуются слои пепла, которые могут служить маркирующими горизонтами для многих стратиграфических разрезов. Эти переносимые в атмосфере частицы выпадают либо на сушу, либо в воду. Такое выпадение осадков называется пеплопадом. При других извержениях раскаленная турбулентная смесь обломков и газа может вырываться из кратера и быстро перемещать-



мой. В некоторых случаях кристаллы располагаются таким  
что их продольные оси окказываются под прямым углом к сл  
туфа, что указывает на их падение в туф сверху.

Материал матрикса представлен главным образом измельченными  
вулканическим стеклом, часто почти микроскопического размера, или  
девитрифицированными его продуктами.

Лититовые туфы характеризуются преимущественным содержи-  
см частиц вулканических пород, но включают также обломки, образо-

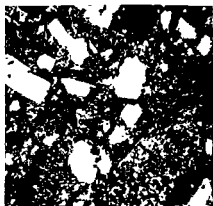
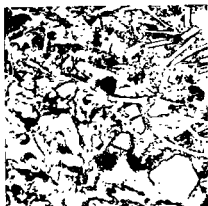


Рис. 9-9 Стекловатый туф, туфогенный песчаник формации Дорси (эоцен) Дакоты.  
Авуд, штат Вайоминг, США.  $\times 100$  вид поля зрения.

Выявлено и доломитовые зерна песка (прозрачные) и вулканические обломки вулканического  
стекла (осколки) в вулканической матрице. Обратите внимание на плоскость разламывания, отде-  
ляющую туфогенный туф с малым количеством минеральных зерен от более грубозернистого  
песка с многочисленными вулканическими зернами. Зерна вулканических концентрируются в осевых  
частях пласт.

Рис. 9-10 Кристаллический туф, озеро Лазер, Эльфель, ФРГ. Без анализатора  $\times 12$ .  
Состоит из песка и разламываемых вулканических кристаллов главным образом из вулканиче-  
ского стекла (осколки), а также матового лапонкса, с некоторым количеством  
обломков вулканических пород и тонкозернистой минеральной массы.

вышедшие при разрушении стенок кратера вулкана (рис. 9-11). Обломки  
затвердевшей магмы формируют особый тип частиц и части харак-  
теризуются присутствием микролитов и другими признаками, свойст-  
венными афанитовым породам; матрице представлен в основном  
стекловатым телом, который в древних отложениях обычно девитри-  
фицирован.

Туфогенные осадочные породы. Если туфы выпадают в воду или  
быстро размываются и перемещаются, то они могут содержать раз-  
личные количества осадочного материала и в некоторых случаях по-  
существенно переходят в обычные кlastические или известковые отложе-  
ния [37]. Если пирокластическое вещество относительно свежее, то по  
сохранившейся пирокластической структуре можно определить его  
туфогенное происхождение. Если же вулканические обломки подвер-  
глись выветриванию, то черты первоначального строения затухают,  
то выявить природу вулканических обломков трудно. Могут быть толь-  
ко определены эффузивные зерна или их обломки, или вулканоге-  
ны.

слоев, представляющих один поток, достигает 100 м, но чаще всего она варьирует от 15 до 30 м. Внутренняя слоистость скрыта, но иногда наблюдается общая зональность, возникающая в результате неравномерного охлаждения верхней и нижней частей толщи потока. Быстрое накопление раскаленных туфов препятствует выделению тепла и приводит к тому, что обломки пемзы и осколки вулканического стекла частично или полностью расплавляются или разрушаются. В результате образуется сваренный туф (рис. 9-15). В общем случае нижняя часть толщи является более сваренной по сравнению с верхней частью.



Рис. 9-14. Отложения пеплового дождя с хорошей слоистостью озера Лалхер Эйфель, ФРГ. Фото Шинке

которая имеет более высокую пористость. Чем больше степень сварности, тем плотнее конечный продукт. Многие так называемые риволиты при ближайшем рассмотрении оказываются сваренными туфами. Полевые данные, касающиеся пепловых потоков, свидетельствуют о сплюсывании и уплотнении обломков пемзы, многие из них характеризуются трещинами растяжения, буллинажем, черепитчатой структурой и следами вращения; все эти признаки можно использовать для определения направления их перемещения. С этой же целью можно использовать движение, происходящее в некоторых случаях в процессе сваривания или после него (реогинимбрия Кука [4]), в результате которого появляются элементы деформации и текстуры ламинарного течения [43]. Кроме того, на направление движения указывает некоторое уменьшение чешуистости и размерности (рис. 9-16) [14]. Сортированность их значительно хуже, чем у отложений пеплопадов [30, 48].

Иногда пепловые потоки могут следовать один за другим без перерыва, тогда как в других случаях между двумя потоками проходит значительный промежуток времени. В последнем случае может наблюдаться переслаивание с почвенными горизонтами, а также с отложениями пеплопадов, аэролювия, грязевыми потоками и лавами.

витрификации и сопутствующих химических превращений  
го изверженного материала, обычно туфа или вулканического  
Он может содержать зерна, которые в вулканическом стекле перво-  
начально были представлены фенокристаллами. Глиноподобные минера-  
лы имеют облик слюды, высокое двойное лучепреломление и структу-  
ру, унаследованную от первичного пепла. Обычно они представлены  
монтмориллонитом, реже — бейделлитом [33]. Бентониту свойственно  
увеличиваться в объеме и превращаться в гелеподобную массу или  
распадаться до агрегата гранулярного или «пушистого» строения.  
Бентониты, в отличие от обычных глинистых сланцев и глин, характе-

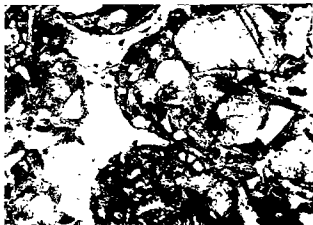


Рис. 9.12 Туфовый горизонт Хаттан, глинистые сланцы Стейки (карбон близ Мана, штат Арканзас, США; Бс, анализатора X80)

Сильно измененный туфовый песчаник, с кристаллами глинистых сланцев и кристаллами хлоритов. Зерна кварца (прозрачные), сильно серицитизированные полеской шист (изотермический) и деформированные стекла (кристаллы осколки) в хлоритизированном и серицитизированном материале.

ризуются в тонких срезах матовой полупрозрачностью. Наилучшим доказательством их вулканического происхождения являются реликты осколчатой структуры, а также присутствие минералов и энгедралий кристаллов, характерных для вулканических пород.

Основные туфы наиболее восприимчивы к изменениям в процессе метаморфизма. Хлорит — главный продукт этих изменений, — наряду с эпидотом, образуется по обломкам вулканических пород. В пустотах между обломочными зернами хлорит обычно образует светло-зеленый волокнистый налет. Иногда встречается также цементация и замещение кальцитом обломочных зерен.

Особый интерес представляют неолиты. Изучение известных месторождений с этих неолитов показало, что большинство (если не все) этих минералов образовалось в процессе метаморфизма вулканического вещества, часто рифидитового стекла [7]. Цеоциты осаждаются в поровом пространстве и обволакивают зерна каркаса вулканокластических песков [22, 23, 20]. Из неолитов наиболее часто встречаются анатит и клинопидолит, которые представлены столь малыми агрегатами, что их оптическое изучение затруднено; поэтому более успешно их исследуют в рентгеновских лучах. Процесс превращения инокластов в неолиты изучался Брачлеттом и Полляком [3], а также Дефайсом [7].

на поверхность и рассеиваются волнами или течениями, а в случае их оседания на дно образуют верхний (и наиболее крупнозернистый) слой отложений.

Отложения базисной волны [50] характерны для мааровых вулканов. Образуются они газообразными изверженными облаками, перемещающимися горизонтально с большой скоростью. Однако они существенно отличаются от отложений раскаленной нальной тучи малоомытыми, но выдержанными слоями и тем, что могут иметь пологую косую слоистость, а в некоторых случаях в них фиксируются ритмические циклы. Вулканические глыбы, попадающие в эти отложения, создают «приседание слоев» в подстилающих породах. Отложения базисной волны во многом напоминают отложения пеплового дождя, но косая слоистость и волнообразные формы (антиклены) отличают их от образований пеплового дождя. Характерные формы пластов были описаны в работах Фишера и Уотерса [15], Кроу и Фишера [6].

Грязевые потоки. Ливневые дожди, сопровождающие извержения или выпадающие вскоре после них на свежотложенный пепел и шлак, образуют мощные грязевые потоки, или лахары [32]. Весь этот материал движется вниз по склону и происходит беспрерывное его накопление, которое характеризуется отсутствием сортированности в слоистости, хотя иногда и отмечается грубая зональность [42]. В туфогенной матрице могут внедряться глыбы диаметром до метра. О том, что такие отложения принесены грязевыми, а не пепловыми потоками, свидетельствуют отсутствие признаков сваренности, отсутствие разрушенной пемзы и разнообразие обломков породы. Вулканические грязевые потоки могут также вливаться в море или быть связанными с подводными оползнями. Такие потоки могут постепенно переходить в турбидитные потоки, и в этом случае они обладают всеми свойствами, характерными для турбидитов.

### Вторичные [переработанные] пирокластические осадки

В результате вулканических извержений происходит перекрытие или разрушение растительного покрова. Свежотложенная тефра, залегающая на крутых склонах, особенно подвержена быстрой эрозии. Исчезновение растительного покрова обычно ведет к образованию оползней. Эти процессы, сопровождаемые ливневыми дождями, представляют огромное количество обломочного материала и способствуют образованию обломочных потоков, которые заполняют верховья рек и быстро перемещаются вниз по течению. Этот материал слагает грязевые потоки или со временем перерабатывается в речной аллювий и, наконец, может быть вынесен в море, где он разносится морскими донными течениями. Часть этих отложений может быть смыта с шельфа и перенесена дальше в море в виде турбидитного потока.

Многим из этих переработанных отложений свойственны хорошая сортированность, слоистость и другие особенности строения, присущие тому или иному механизму отложения. Переработанная тефра может смешиваться с обычными кластическими обломками. Подводные отложения могут быть смешаны даже с известковым раковинным материалом. Установление первичного вулканического характера этих отложений зависит от выявления витрокластических структур, присутствия обломков кристаллов таких минералов, как роговая обманка и оливин, и от химических аномалий валового химического состава.

ся вниз по склону почти так же, как и подводный. Подобные высокоскоростные разрушительные потоки обу-  
отложение этих материалов на некотором расстоянии от их  
Из таких материалов состоят отложения пеплового потока.  
Этот материал может быть образован как субаэральным, так и под-  
водным извержением. В результате последнего возникает подводный  
пепловой поток. Извержение базисной волны представляет собой  
газообразные облака, которые перемещаются в сторону от основания  
эксплозивной колонии. По своим проявлениям они напоминают паля-  
щие тучи, но образующиеся осадки имеют большое сходство с от-  
ложениями пеплопада.

Грязевые потоки представляют собой побочные явления при  
извержениях. Ливневые дожди, выпадающие на свежееотложенный пеп-  
ел образуют грязевой поток, ко-  
торый движется вниз по склону без  
какой-либо заметной сортировки за-  
хваченного материала. В результа-  
те образуются неосортированные  
отложения хаотического строения.

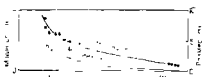


Рис. 9-13. Уменьшение размерности зерен и мощности отложений пеплопада по мере удаления от источника. По Кэтгер [1963 г.] с изменениями.

Пеплопады. В пеплопадах извер-  
женный материал переносится по  
ветру от центра извержения. Он  
обычно сортируется в соответствии  
с градиентом падения скорости, по-  
этому с удалением от места выбро-  
са уменьшается uniformность скопления и размер зерен (рис. 9-13). По  
мнению Шайдгеттера и Поттера [41], размерность зерен и мощность от-  
ложений закономерно уменьшаются по направлению потока. Характер  
выпадающих осадков зависит от направления ветра, его скорости и  
турбулентности, а также от высоты облака извержения. Пространст-  
венный рисунок рассеяния, вероятно, является наиболее надежным спо-  
собом определения направлений палеоветра [9].

Типичные пеплопады характеризуются хорошей и очень хорошей  
сортитованностью и четко выраженным напластованием (рис. 9-14).  
В отличие от пепловых потоков, распространение которых ограничено  
центрами вулканической активности, пеплопады могут занимать обширные территории до  $7.8 \cdot 10^5 \div 10.4 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup> [36]. В наиболее удален-  
ных от центра извержения участках пеплопады могут быть представ-  
лены только прослоем бентонитовых глин мощностью всего лишь не-  
сколько сантиметров. Такие бентонитовые прослои являются маркиру-  
ющими горизонтами, представляющими большой интерес для страти-  
графов [26, 45, 8].

Пепловые потоки. Отложения пепловых потоков, также известных  
под названием «игнибриты», являются продуктом извержения типа  
налящей тучи, ставшего известным в результате катастрофическо-  
го извержения вулкана Мон-Пеле в 1902 г. на о. Мартиника в Вест-  
Индии. Этот тип извержения вулкана представляет стремительным, горячим, плотным потоком, спускающимся вниз по склону и заполняющим крупные понижения в рельефе. Из-за скорости, достигающей  
160 км/ч, в высокой температуры (550—950°C) поток имеет большую  
разрушительную силу. Такие потоки могут распространяться на рас-  
стояние 32—97 км от источника извержения. Их мощность меняется в  
значительных пределах, причем верхняя граница относительно ровная,  
а нижняя зависит от рельефа местности. Мощность отдельных про-

22. Hay, R. L., 1966, Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 85, 130 pp.
23. Heiken, Grant, 1972, Morphology and petrography of volcanic ashes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 1961—1988.
24. Huber, N. K., and Reinhardt, C. D., 1966, Some relationships between refractive index of fused glass beads and the affinity of volcanic rock suites. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, pp. 101—110.
25. Kaley, M. E., and Hanson, R. F., 1955, Laumontite and leonhardtite in Miocene sandstone from a well in San Joaquin Valley, California: Amer. Mineral., v. 40, pp. 923—925.
26. Kay, G. M., 1935, Distribution of Ordovician altered volcanic materials and related clays: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 225—244.
27. Krumbein, W. C., and Tisdell, F. W., 1940, Size distribution of source rocks of sediments: Amer. Jour. Sci., v. 238, pp. 296—305.
28. Lerbekmo, J. F., 1957, Authigenic montmorillonoid cement in andesitic sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 298—305.
29. Mackin, J. H., 1960, Structural significance of Tertiary volcanic rocks in southwestern Utah: Amer. Jour. Sci., v. 258, pp. 81—131.
30. Moore, B. N., 1934, Deposits of possible nuée ardente origin in the Crater Lake region, Oregon: Jour. Geol., v. 42, pp. 358—375.
31. Moore, J. G., and Peck, D. L., 1962, Accretionary lapilli in volcanic rocks of western continental United States: Jour. Geol., v. 70, pp. 182—194.
32. Millineaux, D. R., and Crandell, D. R., 1962, Recent lahars from Mt. St. Helens: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 855—870.
33. Pettijohn, F. J., 1950, Turbidity currents and graywackes—a discussion: Jour. Geol., v. 58, pp. 169—171.
34. Pirsson, L. V., 1915, The microscopic characters of volcanic tuffs—a study for students: Amer. Jour. Sci. ser. 4, v. 40, pp. 191—211.
35. Ross, C. S., 1928, Altered volcanic materials and their recognition: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 12, pp. 143—164.
36. Ross, C. S., 1955, Prevalence of pyroclastic materials: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 427—434.
37. Ross, C. S., Miser, H. D., and Stephenson, L. W., 1929, Water-laid volcanic tuffs of early Upper Cretaceous age in southwestern Arkansas, southeastern Oklahoma, and northeastern Texas: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 134-F, pp. 175—202.
38. Ross, C. S., and Shannon, E. J., 1926, The minerals of bentonite and related clays and their physical properties: Amer. Ceramic Soc. Jour., v. 9, pp. 77—96.
39. Ross, C. S., and Smith, R. L., 1961, Ash-flow tuffs—their origin, geologic relations and identifications: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 305, 81 pp.
40. Sapper, K., 1928, Die Tuffigsten Vulkangebilde der Gegenwart: Zeitschr. V.D. v. 11, pp. 181—187.
41. Scheidegger, A. E., and Potter, P. E., 1968, Textural studies of graded bedding: Sedimentology, v. 11, pp. 163—170.
42. Schuchack, H.-U., 1967, Graded lahars in the type sections of the Elkinsburg Formation, south central Washington: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 438—448.
43. Schuchack, H.-U., and Swenson, D. A., 1967, Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands: Jour. Geol., v. 75, pp. 647—664.
44. Smith, R. L., 1960, Ash flows: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 795—842.
45. Swineford, Ada Frye, J. C., and Leonard, A. B., 1955, Petrography of the Love Tertiary volcanic ash tuffs in the central Great Plains: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 243—261.
46. Thorsarinnsson, S., 1954, The tephra-fall from Hekla on March 29, 1947: The eruption of Hekla, 1947—1948: Mus. Nat. Hist. Soc. Islandica, Reykjavik, 65 pp.
47. Twenhofel, W. H., 1950, Principles of sedimentation (2nd ed.): New York, Wiley, 673 pp.
48. Walker, G. P. L., 1971, Grain-size characteristics of pyroclastic deposits: Jour. Geol., v. 79, pp. 696—714.
49. Washington, H. S., 1917, Chemical analyses of igneous rocks: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 99, 201 pp.
50. Waters, A. C., and Fisher, R. V., 1970, Maar craters: Proc. 2nd Columbia River Basalt Symp., Cheney: Eastern Washington State Coll. Press, pp. 157—170.
51. Webb, W. M., and Potter, P. E., 1969, Petrology and geochemistry of modern debris from a rhyolite tuff, Western Chihuahua, Mexico: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 32, pp. 45—61.
52. Wentworth, C. K., and Williams, H., 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Rept. Comm. Sedimentation: Bull. Nat. Res. Coun., no. 80, pp. 10—53.
53. Whellen, J. T., 1966, Sediments from the lower Columbia River and origin of graywacke: Science, v. 152, pp. 1057—1058.

В работах Гилберта [19], Фишера [13] и Шмидке и Соуверса приведены детальные описания отложений пепловых потоков. Пона в целом освещалась и обобщалась Смитом [44], Россом и Смитом [39] и Куком [4].

Фиске [16] и Фигке и Маууда [17] описали подводные отложения пепловых потоков. Обломочный материал этих потоков быстро остывал при осаждении на дно, где он образовывал плотный турбидитный поток. Такие отложения гораздо лучше сортированы, чем осадки субэвральные пепловых потоков. Как и подводные турбидитные потоки, они могут распространяться на большие расстояния. Обычно в первую очередь осаждаются кристаллические и лавитовые обломки; толстый пепел переносится на большее расстояние; частицы пемзы всплывают

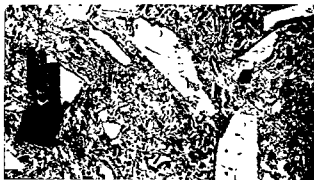


Рис. 9-15. Сваренный туф, горы Сан-Мигель, штат Колорадо, США. Без анализатора,  $\times 22$ .

Крупные изоморфные кристаллы плагиоклаза, а также клиноприсоски и биотита в массе вулканического стекла, представляющего многочисленные сжатия осадочной

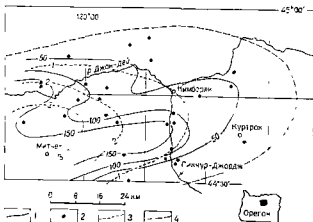


Рис. 9-1 Разреш обломков и дощевых, пиндобритов Пиндур-Джордж (олигоцен — миоцен) в бассейне Лакс-Дей, штат Орегон, США. По [12, 13, 14], с изменениями. 1 — изопаксы, футы; 2 — контрольные точки; 3 — разрыв обломков, мили; 4 — предположимая граница долины Куни.

строение. Обломочные известняки имеют слоистость, обусловленную действием течений; известняки, образовавшиеся на месте, характеризуются слоистостью нарастания. Как обломочные, так и хемогенные известняки могут претерпеть глубокие изменения под действием различных постседиментационных преобразований и частично потерять первоначальные признаки. Эти эпигенетические или диагенетические породы характеризуются специфическими особенностями строения.

Тот факт, что породы столь разнообразного происхождения объединяются общим термином известняк, скорее скрывает, чем освещает их происхождение. По этой причине Грабау [125] отказался от термина известняк и выделил обломочные карбонаты в калькарены и т. д., а осадочные карбонаты в кальцигранулит и ему подобные. Но термин известняк уже прочно вошел в употребление и в будущем, без сомнения, будет употребляться как промышленный, а возможно и полевой термин. Укоренившееся использование термина трудно изменить, хотя отказ от него позволил бы детальнее наблюдать и лучше понимать известково-содержащие породы.

### Распространение известняков

Известняк — очень распространенная осадочная порода. Оценки, основанные на полевых подсчетах, показали, что известняки (и доломиты) составляют от одной пятой до одной четвертой части стратиграфического разреза (см. с. 34). Известняки (и доломиты) могут иметь любой возраст, даже самый древний докембрийский (архейский), хотя в более древних отложениях они распространены значительно меньше, чем среди более молодых пород. Наиболее известные древнейшие известняки — известняки Стирок в Канаде [173] и известняки свиты Булавази в Южной Африке [291]. Им более 2,6 млрд. лет. Мощные широко распространенные толщи известняков и доломитов обычны для позднего докембрия (протерозоя) и очень широко распространены в разрезе нижнего палеозоя, особенно в Северной Америке. В общем более древние карбонатные отложения чаще представлены доломитом; в известняках Северной Америки отношение  $Ca/Mg$ , по-видимому, постепенно возрастает с уменьшением возраста пород [66].

На устойчивых древних платформенных территориях известняки (и доломиты) представлены маломощными, но широко распространенными пластами. В ордовике они покрывали почти всю древнюю Североамериканскую платформу. В окраинных многоосипных участках мощностей их значительно больше и в некоторых случаях достигает 5000 м [295]. В эвгеосинклинальных трогах они часто отсутствуют, но в некоторых случаях представлены маломощными турбидитами или аллопатическими известняками.

### Экономическое значение известняков

Известняки представляют интерес, в частности, благодаря их промышленному значению [188]. Некоторые из них, такие как популярный бедфордский камень в штате Индиана, широко используются в Соединенных Штатах в качестве строительного материала. Раздробленный известняк используется для приготовления бетона, как дорожное покрытие, а в порошкообразном виде — в сельском хозяйстве для обработки растений. Из него при обжиге получается известь, он является главной составной частью при изготовлении портланд-цемента, использует-



## Эпикластические вулканические осадки

Древние вулканические толщи подвергаются разру-  
 зии, и их обломки содержат большое количество вулканиче-  
 ского трита. Например, Веб и Поттер [51] отмечали, что потоки, пр-  
 шие по риолитовому плато, содержат пески, состоящие главным  
 зом из обломков риолитовых пород с меньшим содержанием вулк-  
 геинового кварца и полевых шпатов. Почти две трети зерен песка из ре-  
 ки Колумбия, Даллес, штат Вашингтон, имеет вулканическое проис-  
 хождение [53]. Как можно отличить лититовые песчанники вулканиче-  
 ского происхождения от пирокластических песков? Поскольку эти пес-  
 ки образовались из более древних вулканических пород, то они почти  
 не содержат вулканического стекла; нестабильное вулканическое стек-  
 ло за длительный промежуток времени девитрифицировалось и пре-  
 вратилось в обломки глинистой размерности. Для таких отложений, в  
 отличие от измененных туфов, не характерна обычная витрокластиче-  
 ская структура. Они почти всегда перемешаны с материалами, образо-  
 ванными из невулканических источников.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bastin, E. S., 1909, Chemical composition as a criterion in identifying meta-  
 morphosed sediments: Jour. Geol., v. 17, pp. 445—472.
2. Blyth, F. H., 1940, The nomenclature of clastic deposits: Bull. Volcanologique, v. 6,  
 ser. 2, pp. 145—156.
3. Bramlette, M. N., and Posnjak, E., 1933, Zeolite alteration of pyroclastics: Amer.  
 Mineral., v. 18, pp. 167—171.
4. Cook, E. F., 1966, Paleovolcanology, Earth Sci. Rev., v. 1, pp. 155—174.
5. Correns, C. W., and Leinz, Viktor, 1933, Tuffige Sedimente des Tobasees (Nord-  
 sumatra) als Beispiele für die sediment petrographische Bedeutung von Struktur und  
 Textur. Centralbl. Min. Geol., Ab. 4, pp. 382—390.
6. Cromie, B. M., and Fisher, R. V., 1973, Sedimentary structures in base-surge depo-  
 sits with special reference to cross bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California:  
 Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 663—682.
7. Deffeyes, K. S., 1959, Zeolites in sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 29,  
 pp. 602—609.
8. Dennison, J. A., and Textoris, D. A., 1970, Devonian Tuga Tuff in northeastern  
 United States: Bull. Volcanologique, v. 34, pp. 289—294.
9. Eaton, G. P., 1964, Windborne volcanic ash, a possible index to polar wandering:  
 Jour. Geol., v. 72, pp. 1—35.
10. Fisher, R. V., 1958, Definition of volcanic breccia. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69,  
 pp. 1071—1073.
11. Fisher, R. V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks:  
 Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1409—1414.
12. Fisher, R. V., 1966a, Rocks composed of volcanic fragments and their classifi-  
 cation: Earth Sci. Rev., v. 1, pp. 287—298.
13. Fisher, R. V., 1966b, Geology of a Miocene ignimbrite layer, John Day Forma-  
 tion, eastern Oregon: Univ. California Publ. Geol. Sci., v. 67, pp. 1—58.
14. Fisher, R. V., 1966c, Mechanism of deposition from pyroclastic flows. Amer.  
 Jour. Sci., v. 264, pp. 350—363.
15. Fisher, R. V., and Waters, A. C., 1970, Base surge bed forms in major volcanoes:  
 Amer. Jour. Sci., v. 268, pp. 157—180.
16. Fisher, R. V., 1963, Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapocosh Formation,  
 Washington: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 74, pp. 391—406.
17. Fisher, R. V., and Matsuda, T., 1961, Submarine equivalents of ash flows in the  
 Tokai Formation, Japan: Amer. Jour. Sci., v. 262, pp. 75—106.
18. George, H. O., 1924, Relation of the physical properties of the natural glasses  
 to their chemical composition: Jour. Geol., v. 32, pp. 353—372.
19. Gilbert, L. H., 1936, Welded tuff in eastern California: Bull. Geol. Soc. Amer.,  
 v. 49, pp. 1821—1822.
20. Gilbert, C. M., and McAndrews, A. G., 1948, Authigenic heulandite in sandstone,  
 Santa Cruz County, California: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 91—99.
21. Hay, R. L., 1952, The terminology of integrated detrital volcanic rocks: Jour.  
 Sed. Petrology, v. 22, pp. 119—120.

## Распространение и распределение

Имеется пять основных групп современных карбонатных осадков (не все из них имеют одинаковое значение): мелководные морские осадки, глубоководные морские карбонаты, карбонаты эвапоритовых бассейнов, карбонаты пресноводных озер и источников и эоловые карбонаты. Поскольку большинство отложений геологического прошлого принадлежит к I группе, ей уделено особое внимание. Однако глубоководные морские карбонаты наиболее широко распространены в современном мире, и сейчас признается, что значительное количество древних карбонатов имеет глубоководное происхождение. Карбонаты эвапоритового происхождения, а также те, которые отложились в пресноводных озерах и источниках, и карбонатные дюны, несмотря на незначительное распространение, также заслуживают изучения.

**Мелководные карбонаты.** Хотя мелководные морские карбонаты были очень широко распространены в геологическом прошлом, сегодня их обнаруживают лишь в немногочисленных местах. Лучшее всего известно и широко распространены карбонаты Флоридско-Багамского региона. Большая Багамская Банка представляет собой едва затопленное плато у побережья Флориды около 700 км длиной и до 300 км шириной. Большая часть ее некрыта толщей воды, не превышающей 10 м. Незатопленные участки представляют собой архипелаг островов, крупнейшим из которых является о. Андрос. Осадки этого района были описаны Иллингом [163], Ньюэллом и Ригби [240, 239, 265, 266, 166]. Вкратце отметим, что отложения главным образом представлены известковыми песками, как органично-обломочными, так и оолитовыми, и в меньшей степени тонкозернистыми карбонатными илами и рифовыми образованиями. Пески покрывают большую площадь отмелей и находятся в движении, образуя обширные поля субаквальных дюн [11]. Илы приурочены к мелководным и приливно-отливным участкам, расположенным к западу или с подветренной стороны о. Андрос; рифовые постройки образуют узкие ограниченные тела, располагающиеся главным образом с наветренной (восточной) стороны Багамской платформы. Часть карбонатных осадков выносятся с платформы и перетлагается в соседних глубоководных бассейнах, таких как бассейн Тонга в Атлантическом океане и Колумбийский бассейн [31]. Карбонатные пески также накапливаются в незатопленных частях банки в виде субаэральных дюн.

Карбонатные отложения Флоридской платформы сходны с вышеописанными [117, 118] и состоят из рифовых карбонатных построек, зарифовых песков и лагунных илов. Пески частично органично-обломочные, частично оолитовые. Особый интерес представляют прибрежные илы залива Флорида, которые, по-видимому, связаны с «луговыми» скоплениями морской травы (*Thalassia*). Эти дуга создают препятствие и гасят турбулентность, способствуя таким образом отложению илов.

Другими районами интенсивного накопления мелководных карбонатных осадков являются банка Кампече, прилегающая к Юкатану, и шельф Гондураса. Банка Кампече была описана Loganом с соавторами [205], а осадки этого района были исследованы Хоскином [160], Фолком и Рублесом [99], а также Хардингом [149]. Карбонатные осадки шельфа Гондураса менее известны, однако в настоящее время они являются объектом изучения [227, 119].

Отложения карбонатных песков и илов, а также рифовых построек обнаружены на побережье Персидского залива [161]. Прибрежные

## Введение

### Определения

Среди примышленников, занимающихся изготовлением извести, термин известняк (дословно с английского — известковый камень) является общим обозначением пород этого класса, состоящих по крайней мере на 30% из карбонатов кальция и магния; при отжиге (кальцировании) их образуется продукт, с которым при прибавлении воды происходит реакция гашения. Хотя термин является буквальным обозначением, геологи в настоящее время используют его для несколько большей группы пород. Термин карбонатит также употребляется для этих пород [175], но в последнее время от него отказались, так как он применяется и к некоторым породам неосадочного генезиса [154].

В целом термин известняк применяется только к тем породам, в которых карбонатная фракция преобладает над некарбонатными компонентами. Если, например, обломочный кварц песчаной фракции составляет более 50%, предпочтительнее будет термин известковый песчаник. Точно так же породы, в которых глинистого материала больше,

чем карбонатной фракции, правильнее называть не известняками, а известковыми глинами.

Обычно термин известняк употребляют для тех пород, в которых карбонатная фракция состоит преимущественно из кальцита или арагонита, а термин доломит оставляют для пород, преимущественно состоящих из минерала доломита, хотя последний является известьсодержащей породой. Кроме того, имеются породы, содержащие как кальцит, так и доломит. Классификация этих пород промежуточного состава будет подробно рассмотрена в разделе о доломитах.

К сожалению, во многих случаях термин известняк является слишком общим обозначением разных групп пород. Известняки имеют различный генезис (рис. 10-1). Одни из них — обломочные или детрито-

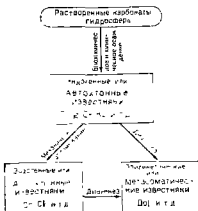


Рис. 10-1. Генетическая классификация известняков.

Т — известковый туф, Сг — ракушечник, Сп — песч. мел; Кг — калитит, Сг — калкареит, Сг — кальцитит, До — доломит

вые, перенос и отложение их происходит механическим путем; другие представляют собой химический или биохимический осадок и образуются на месте. Первый тип обладает гидродинамическими структурами и текстурами и не отличается от других пород, переносимых и отлагаемых с помощью волн и течений. Второй тип имеет весьма разнообразное

65%. Эти отложения наиболее часто встречаются в низких широтах, и их распространение, по-видимому, коррелируется с солонностью поверхностных вод; наиболее широко они распространены в районах с максимальной солонностью поверхностных вод [334], однако отсутствуют в местах значительного погружения океанического ложа. Очевидно, более холодные глубинные воды способствуют растворению известковых раковин фораминифер. Глубина, ниже которой процесс растворения преобладает над процессом аккумуляции, составляет около 4000 м. Содержание карбонатов ниже этой глубины быстро падает; карбонаты практически полностью отсутствуют глубже 6000 м. Хотя некоторые карбонатные осадки, как, например, пещный мел, имеют сходство с современными шлами, полагают, что лишь очень малая часть морских известняковых отложений геологического разреза образовалась на абиссальных глубинах. В какой-то мере это может быть связано с тем, что планктон, содержащий известь, появляется только в мелководном периоде. До этого пелагические карбонаты образовываться не могли.

**Пресноводные карбонаты.** В некоторых современных пресноводных озерах образуются рыхлые известковые землистые отложения, называемые мергелем [69]. Озера с мергелевыми отложениями типичны для районов Северной Америки, покрытых известковыми ледниковыми наносами [330]. Пласты мергеля также подстилают многие пресноводные болота, указывая на ранее существовавшие озерные условия. Часто такие мергели бывают глинистыми и, следовательно, пригодны для изготовления портланд-цемента.

В настоящее время известковые отложения также образуются при испарении вод некоторых источников и рек. Известковый туф — губчатое, пористое вещество, образующее маломощные поверхностные осадки вокруг источников и родников и особенно в реках; редко характеризуется широким распространением и встречается главным образом в современных или четвертичных отложениях. Травертин — плотное слоистое вещество, особенно типичное в кавернах известняка; образует относительно небольшие залежи и, подобно известковому туфу, имеет в основном четвертичный или современный возраст.

**Эвапоритовые карбонаты.** Из незначительных скоплений карбоната кальция, связанных с аридным климатом, наиболее широко распространены каличе. Эти обогащенные известью отложения обнаружены в почвах районов с полуаридным климатом. Капиллярные силы вытягивают известьсодержащие воды к поверхности, где в результате испарения образуется обогащенное известью каличе. Поскольку они образуются только в районах с ограниченным выпадением осадков, эти отложения являются важным показателем климатических условий.

**Золотые карбонаты** — небольшие скопления карбонатного песка — обломки прибрежных рифов — накапливаются на пляжах и в дюнах, связанных с этими пляжами. Известковые золотые отложения встречаются на Бермудских [287, 215] и многих островах Багамской платформы. Подобные дюнные отложения являются самоцементирующимися и, как некоторые пляжевые пески, быстро литифицируются; последние называются пляжным известковым песчаником.

### Обстановки карбонатного осадконакопления

В этом кратком обзоре современных карбонатных осадков показано, что накопление карбонатов происходит в различных фациальных обстановках (рис. 10-2). Наибольший интерес для геолога представля-

ся как флюс при выплавке железных руд, а также в качестве тела при изготовлении бумаги. Еще одним стимулом для изучения известняков является их экономическое значение и роль как подхранилищ нефти и воды [113]. От трети до половины добываемой в мире нефти извлекается из коллекторов, представленных известняками и доломитами. В некоторых скважинах дебиты нефти из карбонатных коллекторов являются уникальными и превышают 100 000 баррелей в сутки. Районы распространения известняков характеризуются карстообразованием, результатом растворения. Потоки подземных вод через сложную сеть каналов выходят на поверхность в виде крупных источников. Подобные водяные системы особенно чувствительны к загрязнению.

### Основные библиографические источники

Поскольку карбонатные отложения составляют значительную часть разреза осадочных пород, петрологи должны быть знакомы с их свойствами, распространением, а понимание их роли в происхождении играет существенную роль в изучении истории Земли.

Обобщение современных знаний в небольшой главе является трудной задачей. Изучающий этот предмет следует обратиться ко многим работам. Среди них монография Кайе, переведенная Кароши на английский язык [46, 44], публикации Хаддингса [136, 137, 138] и более поздние Батхерста [18], а также Чиллингара, Биссела и Файрбриджа [52] являются фундаментальными исследованиями по известнякам. К более поздним относятся публикации симпозиумов по региональным аспектам карбонатного осадконакопления [193], о классификации карбонатов [146], о доломитизации и диагенезе известняков [261], по осадочным фациям карбонатных пород [104], по карбонатному осадконакоплению в Центральной Европе [234], а также материалы конференции по карбонатным цементам [39]. Другая ценная информация по этому вопросу содержится в специальных выпусках журнала «Седиментология», посвященных литификации карбонатных осадков [110], а также в ряде статей по геохимии карбонатных осадков и осадочных карбонатных пород Графа [126, 127, 128, 129, 130]. К монографиям, рассматривающим другие специальные аспекты проблемы, относятся работы Джонсона по органическим известнякам [171, 172], работы Горвица и Поттера [159] по петрологии органично-обломочных карбонатов, Обобщенные многоочередные свечения о современных карбонатных осадках. Библиография Поттера [255] по карбонатам — прекрасное руководство, содержащее обширную литературу как по молодым, так и по древним карбонатам.

### Современные карбонатные осадки

Известковые осадки широко распространены в современном мире. Недавно хорошее обобщение обширной литературы по этому предмету было дано Роджерсом [277] и Батхерстом [18]; имеется более ранняя и крупная монография по современным карбонатам Пиза [250]. Задача, которую мы ставим здесь, заключается в том, чтобы перечислить и классифицировать разнообразные фациальные условия, в которых накапливаются карбонатные осадки, и установить природу этих отложений. Если действительно метод актуализма, то мы сможем ожидать, что современные фации и осадки будут отражены в геологическом разрезе.

могут представлять собой фекальные пеллеты или карбонатные илы. Соотношения различных компонентов разнообразны и определяют выделение фаций в классе песков [266, 239]. В некоторых местах, где пески не подвержены значительным перемещениям, обломки зерен цементируются, соединяясь вместе с микритовым карбонатом и образуя скопления так называемого «виноградного камня» [163]. В некоторых районах эти фации широко распространены.

Таблица 10-1

Процентное распределение вещества, входящих в состав современных известковых осадков. По [332]

Компоненты	А	Б	В
<b>Органические вещества</b>			
Водоросли известковые	22,8	25,1	18,1
Моллюски	15,8	17,5	12,2
Фораминиферы	11,7	9,0	17,3
Кораллы	9,0	9,3	8,2
Спикули, всего	3,6	4,3	2,1
Отпечатки ходов червей	1,8	1,4	3,0
Панцирные	1,2	1,1	0,7
Мшанки	0,3	0,1	0,2
<b>Прочие компоненты</b>			
Ил	13,2	13,9	11,7
Глина (с шломками арагонита)	10,2	7,8	14,8
Минералы (главным образом кварц)	2,8	3,9	0,3
СаСО <sub>3</sub> (неопределенные формы)	2,5	2,3	5,0
Оолиты	0,8	0,1	1,7
Пеллеты (фекальные комочки)	1,3	0,7	3,2
Обломочный материал	0,2	—	0,8
<b>Всего</b>	<b>100,2</b>	<b>99,7</b>	<b>100,7</b>

А — среднее по 50 образцам Флориды в 24 образцах Багамских о-вов. Б — среднее по 30 образцам Флориды. В — среднее по 24 образцам Багамских о-вов.

В табл. 10-1 показано относительное содержание органических остатков и других материалов в песчанниках. Эти данные, а также ряд других, например [117], показывают, что всего несколько типов организмов поставляют значительную долю обломочного вещества. Примечательна роль современных водорослей, выделяющих известь [332]. Необходимо отметить также относительно подцененное значение кораллов, так называемых коралловых рифов (табл. 10-2). Относительное значение разных компонентов как источников извести не обязательно отображается указанным в таблице процентным соотношением, поскольку некоторые из них являются более устойчивыми и лучше сохраняются, образуя зерна песка, другие быстро подвергаются разрушению и существуют только в виде частиц размерности илов или глин [50]. Тем не менее водоросли, по-видимому, имеют наиболее важное значение при образовании как песков, так и илов.

Пески, особенно в районах, где они подвержены значительным перемещениям, хорошо отсортированные, стратифицированные и косослоистые [105]. Там, где пески надвигаются на пляж, из них может сформироваться пляжевая известковая порода [116, 84, 325], а там, где они перемещаются в сторону суши, образуются дюны с крупно-

лагуны и приливно-отливная полоса этого района содержат не соленые воды; засоленные фашии присутствуют и в см. онах; обычно они представлены плоскими соляными участками, нами подвергаемыми затоплению (себхой) [297, 179]. В результате эвапоритовые отложения тесно связаны с карбонатами.

Другие области накопления мелководных карбонатных осадков, гораздо менее известные, находятся у берегов Западной Австралии [204] и Квинсленда. Участок залива Шарк на западном побережье местами сильно засолен и известен, своим строматолитовыми фашиями [203, 204]. Шельф Квинсленда сравним по площади с Багамской платформой. Здесь находится широко известный, протягивающийся более чем на тысячу миль Большой Варьерный риф [223]. Окаймляющие барьерные рифы и атоллы, расположенные во всех частях Тихого океана и в других тропических водах, описаны в литературе. Хотя эти отложения занимают малую площадь, они дают большую информацию по рифовым постройкам, их структуре и развитию [185]. К наиболее известным можно отнести отложения острова Фунафути [64], Гуама [288] и Бикини [35].

Можно отметить, что прибрежные морские карбонаты накапливаются в нескольких специфических карбонатных обстановках: рифовой, приливно-отливной, скопелитий «луговой» травы *Thalassia*, открытых отмелей или шельфовой и субаэральной дюп. Основная часть илов накапливается в приливно-отливной и «луговой» фациальных обстановках, песчанники встречаются в зоне открытого шельфа и в дюнах.

Глубоководные морские карбонаты. Современные глубоководные карбонаты принадлежат к двум классам: к турбидитам, или осадкам открытых морей, и к пелагическим глубоководным морским осадкам. Первые, несмотря на меньшее распространение, более обычны для геологических толщ; пелагические карбонаты, наиболее широко распространенные в современных океанах, бедно представлены или вообще не представлены в древних толщах.

Турбидиты, или карбонаты бассейнов, лишь недавно установлены как в современных морях, так и в древних геологических разрезах. Отложения образуются в бассейнах глубиной в несколько тысяч метров. Они представлены толщами с градиционной слоистостью, чередующимися с местными осадками, либо пелагическими карбонатами, либо тонкозернистыми терригенными. На их мелководное происхождение указывают включения органического детрита, например обломки известковых красных водорослей (*Halimeda*). Осадки этого типа пространственно и генетически связаны с рифами и образуются за счет их разрушения, а затем переносятся в глубоководные зоны турбидитными потоками. Такие осадки были описаны в бассейне Тонга, на Багамских островах, в Колумбийском бассейне, в южной части Багамского архипелага [31] и в глубоководной части Мексиканского залива у берегов Кампече [68]. По-видимому, эти отложения характерны для древних геологических разрезов (см. с. 474).

Наиболее широко распространенные глубоководные морские карбонаты представлены морскими птероподовыми или глобигеринными илами; последние встречаются гораздо чаще. Глобигеринный ил покрывает площадь  $125 \times 10^6$  км<sup>2</sup>; птероподовый —  $2 \times 10^6$  км<sup>2</sup> [186]. Средние глубины накопления этих отложений соответственно 3 600 и 2 000 м. Глобигеринный ил состоит главным образом из раковин планктонных фораминифер, среди которых основной является *Globigerina*. Содержание карбоната в иле колеблется от 30 до 90%, составляя в среднем

Рифогенные породы являются результатом биоценоза нескольких видов организмов. Как видно из табл. 10-2, кораллы занимают относительно подчиненное положение даже в так называемых «коралловых рифах». Организмы, формирующие риф Фунафuti, распределяются следующим образом (в порядке убывания): покрывающие коралловые водоросли (*Lithothamnium*), другие водоросли (*Halimeda*), раковины фораминифер, кораллы [92]. Весьма существенным для рифов является развитие таких форм, которые создают устойчивый к действию волн каркас. Другие формы включают детрит, который внедряется в этот каркас и обрастает его. Рифы представляют собой острова активной жизнедеятельности. Сначала они растут благодаря известковому материалу, отлагаемому живущими организмами (главным образом бентосом). Почти сразу после возникновения рифы возвышаются над окружающим дном. Когда они в своем росте достигают зоны действия турбулентности, порождаемой волнами, детритовый материал сносится и осаждается на обращенной к морю стороне рифа, расширяя рифовую платформу. Растущее ядро может впоследствии расширяться и заполнить боковой детритовый шлейф. Некоторые рифовые обломки переносятся на большие расстояния; в глубоководных участках перенос осуществляется турбидитными потоками. Таким образом, рифы дают начало отложениям гораздо более протяженным, чем сама рифовая постройка. Некоторые обломки выбрасываются на риф: образуется остров, который при определенных условиях укрепляется растительностью.

Все описанные выше типы осадков, а также фациальные обстановки, в которых они образовались, представлены в древних карбонатных разрезах. Калькарениты или карбонатные пески являются весьма распространенными, так же, как и кальцилиты (цементированные известковые илы), которые распространены даже шире, чем карбонатные пески в современных осадках. Рифовые породы, представленные в древних толщах и в современных отложениях, занимают незначительную часть от общего объема карбонатных пород. Однако многие карбонатные постройки геологического прошлого не являются коралловыми рифами, а по-видимому, представляют собой скопления карбонатного ила.

## Минеральный и химический состав

### Карбонатные минералы

Поскольку известняки — карбонатные породы, основными минералами в них являются карбонат кальция, арагонит и доломит. Некоторые известняки в небольшом количестве содержат также анкерит и сидерит. В наибольших количествах содержатся кальцит и доломит, в меньших — арагонит, анкерит и сидерит. За исключением арагонита, все минералы имеют гексагональную сингонию, являются одноосными, отрицательными и имеют совершенную по ромбоздру (1011) спайность. Доломит, сидерит и анкерит имеют искривленные поверхности спайности, обычно четко наблюдаемые только в очень больших кристаллах. Все эти минералы имеют высокое двупреломление и переменный рельеф.

Кальцит и доломит наиболее трудно различимы. Габитус обычных кристаллов кальцита скаленоэдрический; редко ромбоэдрический, характерный для доломита. За исключением некоторых жил и выполо-



зот мелководные морские карбонаты и сопутству-  
торые они формируют, а именно золотые или чаще турби-  
го моря. Сами мелководные фации являются сложными и  
приливо-отливные или близкие к ним выровненные участки, б  
ширные площади шельфа и банок, окраинные рифы и зарифовые  
гуны. Каждая обстановка оставляет свой собственный отпечаток  
структуре и текстуре отлагающихся карбонатов. В засушливых р  
повышенная соленость мелководных и частично ограниченных лагун и  
приливо-отливных участков может привести к образованию эвапори-  
товых осадков, тесно связанных с карбонатами.



Рис. 10-2 Схематический профиль, показывающий основные фациальные обстановки морского карбонатного осадкообразования. По Плейфору [1972, Ann. Soc. Geol. Belgique, v. 95].

1 — глубоководные фации с прослоями турбидитов; 2 — фация предрифовой зоны; 3 — рифовые фации; 4 — фация тылового рифа; 5 — фундамент

Среди глубоководных наиболее важны турбидитные обстановки открытых морских бассейнов, примыкающих к карбонатным массивам. Абиссальные обстановки, представленные пелагическими отложениями и широко распространенные в современных океанах, отсутствуют или весьма слабо представлены в геологическом разрезе.

Фации озер и источников играют второстепенную роль в геологическом разрезе, а почвенные фации, в которых образуется калич, широко представлены в древних отложениях. Отложения этого типа появляются в самой верхней части аллювиальных циклов, например, в древнем Красном Песчанике Уэльса [5]. Подобные известковые накопления известны в аллювиальных отложениях кэтскиллской формации девона [6], в миссисипской формации Мок-Чанк в Пенсильвании и в триасовых отложениях близ Иорка, штат Пенсильвания [57].

### Петрология современных карбонатных осадков

Морские отложения шельфов и банок состоят из рифогенных пород, песков (различных типов) и илов. Пески гораздо более широко распространены как по площади, так и по объему. Местами они представлены оолитовыми песками. На Багамах, особенно вблизи южного окончания побережья Гинга в Атлантическом океане, а также в других местах, пески накапливаются в виде огромных баров — разнообразных субаквальных дюн, которые могут вымываться при отливах [11]. В других местах пески имеют смешанный состав, часто органично-обломочный. Многие составные песчаные зерна являются микрокристаллическими агрегатами, которые могут быть представлены микрокристаллическими или деградированными оолитами или скелетными зернами, а также

**кристаллов.** Поскольку арагонит неустойчив, его находят только в молодых отложениях. Арагонит современных раковин в течение нескольких лет может преобразоваться в кальцит [209]. Наглядным эффектом этого преобразования является потеря внутренней структуры и образование ангедральной кристаллической мозаики. Арагонитовые оолиты подвергаются подобной перекристаллизации и могут превратиться в мозаичный микролитовый кальцит, потеряв при этом значительную часть или даже всю первоначальную внутреннюю структуру. Арагонит, в отличие от кальцита, не может содержать карбонат магния в виде твердого раствора, и поэтому арагонитовые раковины в большинстве своем не содержат магния (см. табл. 10-5). Они редко содержат более 1%  $MgCO_3$  [46]. С другой стороны, они могут содержать заметное количество стронция.

Таблица 10-3

Основные различия между кальцитом и доломитом

	Кальцит	Доломит
Габитус кристаллов (в породе)	Ангедральный, редко ромбический	Ромбический, может быть зональным
Показатели преломления	1,558 1,486 1,566	1,680 1,501 1,569
по плоскости спайности	1,566	1,569
Двупреломление	0,172	0,179
Плотность	2,71	2,87
Растворимость в кислоте	Легко растворяется в холодной разбавленной кислоте	Очень медленно растворяется в холодной разбавленной кислоте
Окрашивание, по [105]	Легко окрашивается хроматом серебра	Не окрашивается хроматом серебра
Выветривание	—	Приобретает желтую или розовую окраску из-за присутствия небольшого количества $FeCO_3$

**Сидерит** — редкая и обычно незначительная составная часть некоторых известняков. Как отмечалось, железистые соединения обычно присутствуют в минерале доломите, но в некоторых случаях, как, например, в известняках, ассоциирующих с сидеритовым железняком, они встречаются в виде рассеянных сидеритовых ромбиков. При слабом окислении сидерит распадается. Это легко можно обнаружить по темной окраске окислов железа вдоль спайности и границ зерен.

### Кремнезем и силикаты

Некоторые известняки состоят почти целиком из одного или нескольких карбонатных минералов; другие — имеют в том или ином количестве примеси других минералов.

**Кремнезем** в небольших количествах и различных формах — обычная составная часть многих известняков. Часто он присутствует в виде халцедона. Он может быть рассеян в породе; более часто он выделяется в крупные — кремнистые или флинтовые желваки многих известняков и доломитов. Если кремнезем халцедона мелкозернистый и рассеян, его трудно обнаружить в шлифе. Он может также встречаться

масштабной косой слоистостью. Песчаники этих самоцементация и быстрая литификация [287, 21].

Известковые илы на Багамах, как правило, менее распухают, чем карбонатные пески. Они наиболее обильны на мелководьях и приливно-отливной полосе к западу от о. Андрос и составляют более 50% отложений Флоридского залива [117]. В приливной зоне илы образуют тонкие слойки, которые, по-видимому, связаны с развитием водорослевого покрытия. Там, где это покрытие обнажено, и только изредка затопляется, ил покрывается трещинами усыхания.

Таблица 10.2

Количественный биологический состав современных рифовых осадков. По [340]

Компоненты	А	Б	В	Г
Водоросли известковые	48,5	25,1	18,0	42,5
Моллюски	17,8	17,5	12,2	15,2
Кораллы мадрепоритовые	16,6	9,1	8,2	34,6
Фораминиферы	6,3	9,0	17,3	4,1
Всего	89,2	60,9	55,7	96,4
Отношения компонентов				
Водоросли — кораллы	2,92	2,70	2,20	1,23
Водоросли — моллюски	2,72	1,43	1,47	2,79
Водоросли — фораминиферы	7,70	2,80	1,04	10,03
Моллюски — фораминиферы	2,82	1,94	0,71	3,71
Моллюски — кораллы	1,07	1,88	1,49	0,44
Кораллы — фораминиферы	2,64	1,01	0,47	8,44

А — рифы Перл и Хернг, Б — Юго-Восточная Флорида, В — Багамские острова, Г — о. Муррей, Австралия

Субаквальные илы часто пеллетовые и формируют особый вид песка. Происхождение этих арагонитовых илов является предметом многих исследований. Хотя имеется неясность в вопросе, каким образом морская вода насыщается карбонатом кальция, не остается никаких сомнений, что мелководные морские воды, частично изолированные, могут быть насыщены карбонатом кальция, и из таких вод карбонат может осаживаться в виде арагонита. В условиях существования турбулентных потоков могут образовываться оолиты; в спокойной воде арагонит осаживается в виде крошечных игольчатых кристаллов. Обнаружение иголок арагонита в мелководных лагунах Багам является свидетельством прямого выпадения карбоната кальция [56]. Однако последние исследования показали, что илы арагонита могут образоваться из тканей водорослей и выделяться при распаде органического вещества [210]. Они имеют те же размеры, морфологию и изотопный состав [213], что и илы арагонита в илах (изотопный состав осаждаемого карбоната ипной). Недавнее изучение продуктивности водорослей в районе Флориды показало, что илы действительно имеют органическое происхождение [317]. На побережье Омана, однако, есть убедительные признаки неорганического осаждения [179]. Возможно также, что некоторые илы представляют собой продукт тончайшего раздробления скелета материала [50].

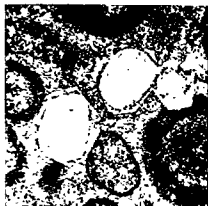


Рис. 10-4 Известник Арбан (кембрий), округ Картер, Оклахома без анализатора,  $\times 80$ .

Первоначально был извлечен из известняка. Криволинейные линии увеличиваются в объеме в результате образования первичных зерен (образованных из известняка) из известняка, который был извлечен из известняка.

Рис. 10-5. Фосфоризированный известник Известник Саге (кембрий), Ледниковый Национальный Парк, Монтана [151]

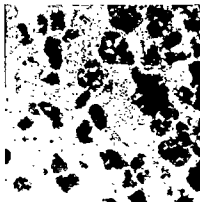


Рис. 10-6 Доломит Бонапарт (кембрий), Миссури без анализатора,  $\times 15$ .

Тонкозернистый известняк из известняка, в котором разбросаны многочисленные мелкие зерна и мелкие обломки известняка. Тонкозернистый известняк из известняка, в котором разбросаны многочисленные мелкие зерна и мелкие обломки известняка.

Рис. 10-7. Желваки гипса, расположенные параллельно напластованию толщ песчаного доломита, формация Беллерофони (верхняя пермь), Италия [34]

ний жеод, а также очень редких «песчаных кристаллов». встречается в виде эвгедральных кристаллов, а образует мозаику. В оолитах, а также в некоторых осадочных разн цемента кальцит может иметь радиальную или волокнистую стр

Кальцит известняков может состоять как из первичных, так и диагнетических (вторичных) минералов. В скелете лородообр организмов имеется как кальцит, так и арагонит. Скелет одних орга низмов образован арагонитом, других — исключительно кальцитом; третьих — частично арагонитом, частично кальцитом. Кальцит извест няков, за небольшим исключением, представлен чистым  $\text{CaCO}_3$ , относя тельно свободным от примесей железа и магния. С другой стороны, твердые остатки скелета некоторых беспозвоночных содержат значи тельную часть  $\text{MgCO}_3$  в твердом растворе — так называемый «высоко магnezальный кальцит». В некоторых случаях содержание  $\text{MgCO}_3$  достигает 18% [48]. Эти разновидности кальцита метастабильны; кальцит из мезозойских или более древних пород фактически не содер жит магния [49]. Лишь в редких случаях метастабильный магниевый кальцит остается стойким в течение продолжительного геологического времени.

Кальцит в известняках может присутствовать в различных гене рациях — в первичной форме, в виде обломков раковин, продукта пе рекристаллизации арагонита, осадочного цемента. Эти генерации можно отличать друг от друга по структуре. Они также могут слабо различаться по составу, в частности, две генерации цемента могут сла бо различаться по содержанию железа. Эти различия в составе могут быть установлены при анализе микропроб или реакции окрашивания [200].

Доломит в некоторых известняках часто ассоциирует с кальци том. Обычно трудно привести различие между этими двумя минерала ми. Основные различия обобщены в табл. 10-3. Часто наличие ромбоэдрического габитуса может убедить петрографа в присутствии доло мита, но этот критерий не безотносительный. С целью более достоверных опре делений следует прибегать к реакциям окрашивания [105]. Обычно доломит не является первичным минералом. В большинстве случаев он представляет собой продукт замещения кальцита или арагонита. Рако вины не были первоначально сложены доломитом, который развивается по нему как продукт постэцменитанной замещения. Рассеянные ромбы доломита, которые в поперечном направлении пересекают пер пичную структуру породы, могут указывать на наличие магния. Высоко магnezный при распаде метастабильного, обогащенного магнием каль цита. Если порода в целом представляет собой мозаику кристаллов доломита, это говорит о послужившем и все магния. Некоторые долом иты обогащены железом; это дает возможность использовать р окрашивания, а также придает обогащениям доломитов хара для выветрелых пород бурый цвет. Во многих случаях примеси ж в доломите видны во значительном распределению окраски в ромбах.

Арагонит — полиморфная модификация карбоната кальция. у него ромбическая сингония и поэтому другие оптические и ф свойства. Он является главным компонентом раковин пелеципод, ронид, а также некоторых кораллов; он имеет ту же форму, химически осадочных карбонатах. Современные карбонатные, стоят главным образом из мельчайших иголок арагонита; известковые оолиты также арагонитовые, причем арагонит в галса в концентрических слоях в виде тангенциально орнем

кое (табл. 10-4) и составляет в некоторых случаях более 95% от всей породы. Другой составной частью, которая обычно играет значительную роль, является  $MgO$ . Содержание его в количестве более 1 или 2% может указывать на присутствие минерала доломита. Роджерс [276] ограничил применение термина магнезиальный известняк только теми породами, которые содержат несколько процентов  $MgO$ , но не содержат минерала доломита. За исключением кальцита, осаждаемого организмами, в твердом растворе не может содержаться более 2%  $MgCO_3$  (менее 1%  $Mg$ ). Твердый раствор неустойчив, поэтому ископаемый кальцит всегда содержит менее 1 или 2%  $MgCO_3$  [47].

Содержание магния зависит как от содержания его в скелетных обломках, так и от постседиментационного прироста. Обычно содержание магния увеличивается при процессе доломитизации, хотя некоторые древние породы содержат меньше магния, чем его могут содержать органические обломки, что связано с потерей магния, выделяемого при разложении обогащенного магнийс кальцита [49]. Хотя в среднем известняк содержит 7,9%  $MgO$ , эквивалентных 16,5%  $MgCO_3$ , большинство известняков содержат магния немного меньше или немного больше (рис. 10-8). Большинство известняков содержит менее 4%, или более 40%  $MgCO_3$ ; породы промежуточного состава редки. Средний известняк Кларка [54], следовательно, является средним карбонатной породы — не известняком, а включает как доломиты, так и известняки. Эти данные по химическому составу выражают простой факт, что обычные карбонатные породы являются или преимущественно кальцитовыми, или преимущественно доломитовыми — смешанный кальцит-доломитовый состав весьма редок (рис. 10-9). С другой стороны, содержание магния в современных осадках не характеризуется типичным бимодальным распределением (рис. 10-10).

Кремнезем, если он присутствует в больших количествах, указывает на наличие значительного объема некарбонатного детрита, например глины или песка, кремнистых синиал или кремней (см. табл. 10-4, Б и Г). Если содержание окиси алюминия также высокое, кремнезем, вероятно, является составной частью смеси глинистого материала. При наличии такого глинистого материала содержание поташа ( $K_2O$ ) и связанной воды ( $H_2O^+$ ) также выше обычного (см. табл. 10-4, Б). В исключительных случаях в известняках в больших количествах могут содержаться микрокомпоненты, такие как фосфор, окислы железа или сульфиды серы. Присутствие в значительных количествах сульфата серы указывает на наличие ангидрита или гипса. Последние наиболее характерны для доломитов.

Поскольку многие известняки состоят из скелетных остатков или их обломков, состав подобных пород является выражением валового состава скелетных элементов. Состав раковин или других твердых частей меняется в зависимости от типа организма и условий его обитания.

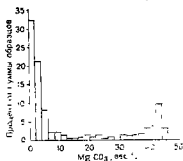


Рис. 10-8 Распределение магния по данным 317 образцов палеозойских известняков. (Галлинойс. По [181])

в виде мелких сферолитов (рис. 10-3) или выполи ромбиками доломита в некоторых доломитизированных по следнем случае при растворении доломита остаются ноздрев оставшегося «кремнистого отпечатка доломита» [168, 219]. Кремнезем также встречается в виде мелких звёздчатых кристаллов кварца, которые пересекают первичную текстуру и поэтому явля аутигенными. Многие из стияки и доломиты, особ но калькаренины, содержат обломочные зерна кварца. Часто эти зерна обрастают вторичным кварцем, образуя крупные регенерированные кристаллы (рис. 10-4).



Рис. 10-3. Сферолит халцедона в долине Ниагара (силур), Торнтон. Иллинойс. Скрепынные иголки.  $\times 160$ .

Обратите внимание на неправильный контур сферолита, отсутствие концентрического строения, а также радиальное расположение иголок халцедона. Последнее образует нечетко выраженный псевдоосевый крест.

Полевые шпаты, подобно кварцу, во многих известняках и доломитах встречаются в очень малых количествах в виде аутигенных звёздчатых кристаллов, хотя в редких случаях могут занимать до 40% всей породы (рис. 10-5).

Глинистые минералы — одна из наиболее частых примесей карбонатных пород [274]. Из-за мелкости и рассеянного состояния глинистые частицы незаметны в шлифе, но легко обнаруживаются в нерастворимом в кислоте остатке, приготовленном из большого количества известняка. Природу глинистых минералов лучше всего изучать методом дифракции рентгеновских лучей. Минералы группы иллита наиболее распространены в известняках и доломитах штата Иллинойс; иногда находят каолинит, но ни разу не упоминалось о монтмориллоните [135]. Преобладание минералов группы иллита в карбонатных породах было подтверждено Уивером [346], хотя обычно также присутствуют другие минералы.

### Второстепенные минералы

К второстепенным минералам известняков относятся глауконит, коллофан и пирит. Глауконит встречается в виде довольно крупных округлых гранул и иногда бывает очень обильным (рис. 10-6). Коллофан в основном встречается в виде фосфатных скелетных обломков: раковин лингулоидных брахиопод, костей рыб и подобных остатков. Несмотря на подчиненное положение, иногда он также является важным компонентом; такие известняки следует называть фосфатными. Пирит почти повсеместно присутствует в виде мелких рассеянных зерен, которые при-

Химический состав неорганических составляющих был изучен Кларком и Вилером [55, 48].

Как следует из табл. 10-5, даже если в филогенетической группе химический состав меняется в некотором диапазоне, все равно между группами имеются различия. Известковые водоросли, например, гораздо более богаты  $MgCO_3$ , чем моллюски; панцири ракообразных обогащены фосфатами, и т. д. Чейв [47, 48, 49] провел изучение магния, содержащегося в карбонатах морских беспозвоночных. Он обнаружил, что содержание магния уменьшается с повышением уровня организа-

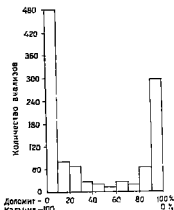


Рис. 10-9. Подсчитанное процентное содержание кальцита и доломита по 1148 анализам карбонатных пород Сьерры Америка. По [312, 126]

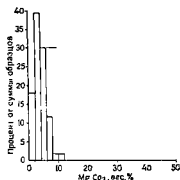


Рис. 10-10. Распределение магния в современных известковых осадках. По [49]

ции. Содержание  $MgO$  также зависит от температуры среды и обычно выше у раковин, обитающих в более теплых водах. Наиболее важным фактором является минеральный состав раковины. Арагонитовые раковины бедны магнием, кальцитовые — обычно обогащены этим компонентом.

При анализе данных Чейва ясно, что распределение  $MgCO_3$  в древних известняках определяется не простым скоплением скелетного материала. Обогащенные магнием породы либо могут обогащаться неорганически осажденным доломитом, либо представлять собой скелетные скопления, обогащенные этим элементом. Наиболее обычный тип известняка с содержанием  $MgCO_3$  менее 4% должен являться либо неорганическим осадком кальцита (или арагонита), либо представлять собой скопление органического детрита организмов, скелет которых обеднен магнием; он может быть также представлен скоплениями других организмов, скелетное вещество которых потеряло свой магний. Последнее предположение, по-видимому, доказывается в тех случаях, когда органические обломки представлены организмами, современные типы которых обогащены магнием, такими как криноидный известняк (см. табл. 10-4, Б, например, с криноидами; табл. 10-5). Эти соотношения являются важной частью доломитовой проблемы.



окисления превращаются в лимонит. Иногда известняк и богат пиритом и появляется основание описывать его как пир. Пирит может встречаться по контурам ископаемых обломков.

Нередко присутствуют гинс и ангидрит, особенно в долах. Гинс встречается в виде изолированных эггедральных кристаллов, скольких миллиметров в длину. В одних местах он присутствует гинс можно судить только по отпечаткам кристалла, в других он замещается кальцитом. Гинс также встречается в виде изолированных субсферических или яйцевидных желваков от 1 до 3 мм в диаметре (рис. 10-7). Они могут быть рассеяны или сгруппированы. Обычно они выстраиваются в слои параллельно напластованию. Эти желваки состоят из «вихревыми» скоплениями мелких зерен. В некоторых доломитах сульфаты представлены не гинсом, а ангидритом.

### Химический состав

Химический состав известняков, как и следует ожидать, довольно четко отражает их минеральный состав. Поскольку известняки в основном сложены кальцитом, содержание  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$  в них особенно высо-

Таблица 10-4

#### Личный состав некоторых тропических известняков

Cat.	A	B	H	I	J	K	L	M
SrO	5.19	0.70	—	0.77	—	5.15	18.86	0.09
TiO	1.06	—	0.3	0.2	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.84	0.08	—	0.2	0.4	2.00	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.48	0.70	0.2	—	1.55	0.50	0.11
PtO	—	—	1.20	0.8	0.2	—	—	—
MnO	0.05	—	0.15	0.01	—	0.20	—	—
MgO	—	0.70	2.70	0.6	0.50	1.42	4.59	0.35
CaO	12.01	51.54	73.41	65.07	74.80	88.35	72.48	55.37
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.4	0.35	0.01	—	0.80	—	—
K <sub>2</sub> O	0.33	He	0.25	0.01	0.07	—	—	0.04
H <sub>2</sub> O	0.26	—	0.38	0.47	0.60	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0.21	—	0.30	0.18	—	—	—	0.32
P <sub>2</sub> O	0.01	—	0.16	0.01	—	0.25	Her	—
CO <sub>2</sub>	0.78	42.00	39.27	13.60	12.60	0.71	41.85*	43.11
SO <sub>2</sub>	0.05	0.06	0.02	0.03	He	—	—	0.44
Cl	0.02	—	—	—	—	—	—	—
S	0.06	0.25	0.25**	0.30**	—	—	—	—
Bar*	—	—	He	0.01**	—	He	Her	—
SrO	—	—	He	0.01	—	—	—	—
Li <sub>2</sub> O	1.2	—	—	—	—	—	—	—
D <sub>2</sub> O	—	Cl	0.01**	0.01**	—	—	—	0.17
Σ = 100	(55.10)	(66.9)	(100.0)	(100.0)	(97.66)	(100.04)	(98.84)	(100.10)

<sup>a</sup> The  $^{13}\text{C}$  NMR spectrum of the polymer was recorded in  $\text{CDCl}_3$  at 125 MHz.[illegible]

\* — при минимальной углерод.

1. В. А. Мухоморов, кандидат наук, профессор, зав. кафедрой «Математическое моделирование» Института проблем механики РАН.

\* [Bibliography: 789](#)

3. Составной анализ 345 образцов, полученных при прокаливании от 40 до 1000°C, дает следующие результаты:

[illegible]

и 3-й, личный враг и известный Благословенный (Loughlin, 1929).

1. Изломитовый известняк, форма Мейна (зелен). Осад.

1. Дипломатический известиях  
Золотухин, Борис. Аналитик. Д.

Е. Глиняный известняк (натуральный цемент), Аналитик Г. Штайгер [54].  
Округ Колумбия, Огайо, аналитик Н. Деморест [320].  
Южный известняк Фрипорт (используемый).

Ж. Писчий иел. Форт Хейс (Чеа), округ Уэбб, Канзас (2801)

[illegible]

и их обломки, интракласты и пеллеты. Установить различие между интракластами и пеллетами не просто. Кроме того некоторые ископаемые остатки и даже оолиты могут быть настолько изменены (микритизированы), что и между двумя другими группами трудно провести различие. В этих неясных случаях применяется термин нелонды [218].

**Оолиты.** Оолиты и проблема их образования достаточно детально рассмотрены в гл. 3, см. также [18]. Мы коснемся здесь только карбонатных оолитов, сложенных либо арагонитом, либо кальцитом. Понятно, что арагонитовые оолиты встречаются главным образом в современных осадках; в древних породах они превращаются в кальцит. Следует различать концентрические оолиты и более редко встречающиеся сферолиты, имеющие радиальную структуру. Некоторые оолиты характеризуются как радиальным, так и концентрическим строением. Сферолиты имеют только радиальный габитус. Оолиты могут переноситься, сферолиты образуются на месте и при плотной упаковке стремятся к образованию многогранных форм.

**Окаменелости.** Скелетный материал или ископаемые остатки чрезвычайно распространены и могут встречаться в рассеянном виде среди разнообразных известняков, а также в других осадочных породах. Они могут быть золотого происхождения или образовывать переносимые течением скопления, в которых они являются основным каркасообразующим элементом. Различные организмы имеют свою известковую скелетную текстуру, которая важна для установления различий между ними. Это различие легко устанавливается, если скелетный материал не разбит, и трудно, если он состоит из мелких осколков и кусков. Несколько последних публикаций посвящены задаче идентификации этого материала в шлифах [159, 220, 18]. Попытка обобщения эвристических ископаемых остатков сделана ниже.

Отложения известковых водорослей представлены арагонитом или кальцитом. Обычно отложения рода *Halimeda* — арагонитовые, а рода *Lithothamnium* — кальцитовые. Кальцит обычно обогащен магнием (см. табл. 10-5). Водоросли составляют большую и главную часть известковых карбонатов, слагающих современные рифы, а следовательно, и обломочного материала, связанного происхождением с этими рифами (см. табл. 10-2). Торп [332] считает, что в современных рифах водоросли составляют от 20 до 50%, а идентичный водорослевой материал в детрите современных известкостержащих осадков района Флориды — Багам составляет 20—25%. Водоросли — важная составляющая в древних отложениях известняков [355]. Считают, однако, что некоторые водоросли не образуют карбонатных отложений, а являются материалом, на котором скапливаются мельчайшие карбонатные частицы. Таким образом, эти водоросли являются (для осадков) связующим материалом, а не осаждающим веществом. Считают, что многие из так называемых водорослевых строматолитовых текстур, обнаруженных в толщах пород от докембрийских до современных, были образованы синзелеными водорослями, выполняющими связующую функцию (эти водорослевые текстуры описаны в гл. 4).

Водоросли, вырабатывающие известь, создают корковые или конкреционные наросты или образуют прямые или разветвляющиеся формы. Кальцификация их меняется от слабой до значительной. Прямые и членистые формы разрушаются до фрагментов, которые при перетолжении могут сформировать каркас известковых песков. Микротекстура отлагающихся известковых водорослей несколько меняется от группы к группе. В одних случаях можно наблюдать слоистую прямоугольную

Table 10.10.10.5

[illegible]

\* Кандидат в депутаты записки получил, по его мнению, поддержку большинства населения.

скрещенных николях воспринимаются как единое целое (см. рис. 10-30). Обычно иглокоже быстро разрушаются, так что их можно наблюдать только в виде рассеянного детрита, форма которого весьма различна и зависит от первоначального роста или от плоскости сечения таблички. Кристаллографическое единство этих элементов является лучшим диагностическим признаком.

Мшанки типичны для многих известняков. Их камерная ячеистая структура (зоонидные трубки) легко определяется под микроскопом, так как их ячейки значительно грубее, чем у известковых водорослей. Они могут быть как арагонитовыми, так и кальцитовыми и состоят из тангенциально ориентированных волокон. Отдельные ячейки могут быть заполнены чистым кальцитом или микритовым илом, либо тем и другим вместе.

Брахиподы, за исключением фосфатных форм, главным образом кальцитовые. Их раковины состоят из лучковых призм. При этом призма каждого пучка параллельны и имеют четырехугольное поперечное сечение. Призмы не имеют прямого погасания. Пучки расположены наклонно к стенкам раковины, а соседние пучки расположены один над другим и местами сцепляются. Брахиоподы встречаются в виде неартикулированных створок, максимальные размеры которых от 1 до 10 см, или в виде обломков, или их внутренности иногда выполнены осадочным или кристаллическим кальцитом, для которых геопетальное строение не является необычным.

Раковины моллюсков главным образом арагонитовые и поэтому в более древних породах встречаются в виде кальцитовой мозаики. Однако отдельные исключения заслуживают внимания. Некоторые раковины лепешкопод имеют внутренний слой арагонита, который с внешней стороны защищен кальцитом. У некоторых родов, особенно *Ostrea*, *Pecten* и *Inoceramus*, вся раковина состоит из кальцита, расположенного в два слоя. Внешний и основной слои имеют призматическую структуру, призма которой, в отличие от призм брахиопод, перпендикулярны к поверхности раковины. Внутренний жемчужный слой имеет тонкопластинчатое строение.

Многие гастроподы также имеют арагонитовую раковину, но немногие ныне живущие разновидности имеют двуслойную структуру, состоящую из внутреннего арагонитового слоя, закрытого внешним слоем кальцита. Раковины цефалопод арагонитовые, хотя апих некоторых аммонитов выполнен кальцитом. Рост белемнитов кальцитовый с кальцитовыми волокнами, радиально расположенными вокруг оси.

Из членистоногих, по-видимому, только обломки трилобитов и остракод можно различить в шлифе. Первые представлены мелкими и крупными искривленными и крючкообразными обломками с тонкими кальцитовыми признаками, перпендикулярными к поверхности обломков. Острагоды мельче, не превышают 1 мм и имеют яйцевидную двустороннюю форму, обычно с кристаллическим заполнением. Часто встречаются беззамковые створки и обломки.

Интракласты. Термин интракласт был предложен Фолком [95] для обозначения обломков в почти одновременно образовавшихся, обычно слабо сцементированных карбонатных осадках, которые бы-

\* Геопетальный — термин, обозначающий структурно-текстурные особенности породы, отмечающие первоначальное положение подошвы или кровли пласта. Термин введен Зандером. — Прим. ред.

## Изотопный состав

В последние годы значительно возрос интерес к изотопу известняков [129]. Отношение  $O^{18}/O^{16}$  в морских карбонатах ниже, чем в пресноводных, и следовательно, с его помощью можно различать цементы морского и атмосферного происхождения. В морских водах это отношение зависит от температуры и, следовательно, в разумных пределах может использоваться как «геологический термометр» [86, 87]. По-видимому, оно также изменяется при жизни организмов, так как карбонат, осаждаемый организмами, отличается от осаждаемого неорганическим путем [213].

Изотопы карбонатов, особенно радиоактивный изотоп  $C^{14}$ , дают возможность определить абсолютный возраст карбонатов в годах, если он не превышает 20 000 лет. Это приобретает особое значение при изучении скорости осадконакопления, роста оолитов и т. д. Отношение  $C^{13}/C^{12}$ , по-видимому, различно для пресноводных и морских карбонатов.

## Структуры и текстуры известняков

### Введение

Если компоненты известняков, определяющие строение породы, привносятся в нее в виде твердых частиц волнами и течениями, то породы не отличаются по своей текстуре и структуре от обычных «клеистических» осадков. Они имеют соотношение между цементом и каркасом, подобное гидродинамической или потоковой текстуре, как, например, знаки ряби и косая слоистость. Другие карбонатные породы образуются на месте, часто в обстановке, где отсутствуют течения. Эти отложения несортированы, в них не наблюдается следов действия течений, отсутствует слоистость или в лучшем случае отмечается слабо выраженная стратификация. Однако в исключительных случаях они могут иметь хорошо выраженную водорослевую слоистость или слоистость «роста». Краткий и хорошо иллюстрированный обзор структур карбонатных пород дан Бисселлини [32]. Более подробно этот предмет раскрыт Батхерстом [18] и другими.

Известняки, как отложенные течениями, так и образовавшиеся на месте, образованы крупными зернами сложного строения, или «аллохемами». «микроном» — очень тонкозернистым карбонатом, который является матрицей для более крупных элементов, «шпатом» или крупнокристаллическим кальцитом, который во многих известняках является связующим цементом аллохем. Прежде чем обсуждать основные группы известняков, следует более тщательно рассмотреть их компоненты.

### Аллохемы (элементы «каркаса»)

Для нормального песчанника каркасным элементом служит обломочный материал, вынесенный из области питания. Однако в карбонатных песках зерна образуются в результате химических или биохимических процессов, протекающих внутри бассейна осадконакопления. Они являются по происхождению внутриводоемными. К этим зернам Фолк [95] применил термин аллохемы. Они не являются обычными химическими осадками, как считают химики, а представляют собой совокупность зерен более сложного строения, является четыре основных типа аллохем: оолиты, скелетные об-

Пеллеты трудно рассмотреть не только в образце, но и даже через бинокулярный микроскоп. В полевых условиях многие известняки определяют как пеллетовые, хотя на самом деле они являются интракластовыми. Настоящий пеллетовый известняк состоит в основном из пеллет, представляющих собой однородную массу, которая в полевых условиях может быть определена как кальцилитит или микритовый известняк.

### Микрит

Многие известняки тонкозернистые (афанитовые). Грабау [125] уже давно применил к этим породам с размерами зерен 50 мкм и меньше термин кальцилитит. Взаимное расположение зерен в этих отложениях определяется действием течений; отложения, которые образовались в результате осаждения, были названы кальципультвертами. При столь малых размерах зерен очень трудно установить различие между ними.

Этой неопределенности можно избежать, используя термин микрит, который был применен Фолком [95] для сокращения термина «микрористаллический кальцит». Фолк определил его, как «карбонатные частицы глинистой размерности» от 1 до 4 мкм. Частицы от 5 до 10 мкм (или даже до 50 мкм) были названы микроспаром. Но как отмечал Батхёрст [18], граница между глинистой и алевроитовой фракциями, составляющая 4 мкм по шкале Уэнтурта — Айдена, предназначенная для терригенных осадков, практически неприменима для карбонатов. Реальный размер зерен в большинстве тонкозернистых (литографских) известняков сечет эту границу, и таким образом практически нельзя установить различие между микритом и микроспаром. Существует тенденция называть все микрористаллические карбонаты микритом, даже если арагонита в них больше, чем кальцита. В случае если мы имеем дело с доломитом, он может быть назван доломикритом. Термин используется здесь как первоначальное определение для микрористаллического карбоната кальция и не указывает на различие в размере и минеральном составе, которое содержится в термине, предложенном Фолком. В образце микрит выглядит как тусклый тонкозернистый материал от белого или серого до почти черного цвета. Под микроскопом зерна имеют более или менее изометричную и неправильно-округлую форму.

Проблема происхождения микрита далека от разрешения. Он мог образоваться при инверсии арагонита в кальцит, либо из первичного арагонитового ила, либо при химическом осаждении. Возможно, он представляет собой продукт, образовавшийся из крошечных арагонитовых иголок при разрушении водорослевой ткани, в которую они осаждались. Некоторые современные карбонатные илы имеют биохимическое происхождение и обогащены кокколитами [93]. Другие могут представлять собой продукт тончайшего истравания раковин и, таким образом, иметь механическое происхождение, третьи являются диагенетическим продуктом и образовались в процессе уменьшения размеров зерен — микритизации. Широко распространены частично или полностью микритизированные оолиты, ископаемые остатки и другие подобные им материалы. Эта проблема также рассматривается ниже, в разделе о кальцилититах.

микротекстуру, имеющую внешнее сходство со строением строматолитов и кораллов. Однако ячеистая текстура и новую размерность, обычно меньше 0,1 мм. В других случаях имеется внутренняя тонкотрубчатая текстура. Трубки обычно 0,1 мм в диаметре, могут быть переплетены, но обычно перпендикулярны стенкам обломка.

Хотя в осадках обнаружены как известковые, так и агглютинированные фораминиферы, в шлифах значительно чаще наблюдают известковые формы. Обычно они целые и многокамерные и поэтому легко определяются под микроскопом, хотя в некоторых случаях камеры разделены. Максимальный диаметр их, как правило, не превышает 1 мм. У одних родов раковины состоят из кальцита, у других из арагонита. В более древних породах арагонит замещен кальцитом. Фораминиферы являются важным породообразующим материалом и их ископаемые остатки могут составлять почти всю породу, как, например, в фузулиновых или нуммулитовых известняках.

Внутренняя часть фораминиферовой раковины может быть заполнена кристаллическим кальцитом, который в некоторых случаях образует радиальные волокна, перпендикулярные стенкам раковины, так что волокна образуют при скрещенных николях черный крест. Глауколит также отлагается внутри фораминиферовой раковины; при удалении раковины остается глауколитовый отпечаток или «слепок». По мнению ряда исследований, именно так образовались глауколитовые зерна многих осадков.

Составной частью некоторых осадков являются спикулы кремневых губок. Наиболее обычны они в палеозойских и мезозойских кремнях, где они наблюдаются в виде светлых, тонких, изогнутых выделений халцедона. Они образуют многообразные лучевые формы, как с орнаментом, так и без орнамента и имеют длину от 1 мм до 1 см и более, в поперечном сечении обычно менее 1 мм. Некоторые губки имеют известковые спикулы, которые отлагались в виде единичных кристаллов высокомагнетитового кальцита.

Многие кораллы состоят из мелких волокон, расположенных перпендикулярно стенкам и сепальным поверхностям, а в некоторых случаях — из гранул арагонита. Большинство палеозойских кораллов было кальцитовыми, кальцит встречается также в некоторых современных формах, особенно в тех, которые обитают на больших глубинах. Современные рифообразующие формы преимущественно арагонитовые. Обычно арагонитовые формы в дальнейшем замещаются кальцитом с последующей потерей первоначальных деталей структуры.

Специфика твердых частей у иглокожих заключается в том, что каждая табличка или элемент скелета состоит из монокристалла кальцита. В наибольших из них можно четко наблюдать спайность кальцита невооруженным глазом. Соответственно известняк, состоящий из членистых остатков, имеет четко выраженное кристаллическое строение. Кристаллические известняки обычно называют «кристаллическими известняками», или «якринитами», а в строительстве «мрамором». В большинстве случаев чешуйки и таблички сцементированы чистым кальцитом, нарастающим в кристаллографическом и оптическом продолжении на кристаллические обломки. Первичные обломки различаются по нецелированным участкам округлой или эллипсоидальной (при наклонном сечении) формы, очерчивающим внутренние каналы. Первичные обломки рассеяны трещинами спайности, которые прослеживаются и во вторичном цементе. Обломки и прилегающий цемент при

кристаллический кальцит, является густковой структурой, которая была описана Кайё [46]. Эта структура характеризуется наличием отдельных густков или их скоплений, состоящих из микритового карбоната, окруженного матриксом яснокристаллического кальцита (рис. 10-13). Микритовые густки мелкие (0,05 мм) и чаще имеют размытые, а не резкие границы. Считают, что они являются продуктом неполного превращения однородного карбонатного ила в крупный яснокристаллический кальцит, т. е. реликтами первичного материала [46, 96]. Однако густки имеют некоторое сходство с пеллетами; густковая структура может образоваться при диагенетической перекристаллизации или других процессах, которые затушевывают границы пеллет [18]. Боне [30] считал, что перекристаллизация карбонатного ила начинается с образования редких кристаллов крупного кальцита, затем образуется сетка таких кристаллов путем частичного их срастания и, наконец, наступает густковая стадия, характеризующаяся наличием небольших островков первичного микрита. Различные интерпретации образования густковой структуры рассмотрены Батхёрстом [15].

### Некарбонатные компоненты

К некарбонатным компонентам известняков и доломитов относятся халцедон, который встречается в виде сферолитов или заполняет межкристаллические пустоты в доломите; глауконит, встречающийся в виде гранул или представляющий собой продукт частичного замещения ископаемых остатков; фосфатные раковины и пеллеты; сферолиты и зерна нирита; эвгедральные кристаллы кварца, полевых шпатов; кристаллы ангидрида или гипса. Во многих случаях присутствуют сульфаты, как псевдоморфозы по кальциту. Замещающие породу лянты или желваковые скопления ангидрида и гипса также обычны в некоторых типах известняков.

### Пористость карбонатных пород

Пористость большинства осадочных карбонатных пород невелика, однако пористые разности имеют большое промышленное значение. Около половины выявленных мировых запасов нефти и газа содержится в пористых известняках и доломитах. При отложении карбонатный осадок может иметь большую пористость, но в дальнейшем в результате постседиментационных процессов она сокращается или исчезает совсем. Пористость, однако, может образоваться в результате действия других постседиментационных процессов. Наша задача рассмотреть природу пористости карбонатных пород. Процессы, при которых происходит уменьшение пор или, наоборот, возникновение их в результате диагенетических преобразований, рассмотрены нами в разделе, посвященном диагенезу карбонатных пород.

Наиболее обширные сведения о пористости карбонатных пород изложены в работах Шокетта и Прей [53], а также Боселлини [32]. Основные типы пористости делятся на два класса: пористость, связанная со структурой и текстурой породы (I), и независимая (II) от нее (рис. 10-14). Поры, относящиеся к первой группе, образуются во время накопления осадка или позже и контролируются структурой породы. Первичная пористость бывает нескольких типов. Карбонатные пески, подобно другим пескам с зернистым каркасом, имеют большую (от 30 до 40%) первичную пористость. Пористость ракушечников, имеющих



ли разрушены и переотложены с образованием новой (рис. 10-27). Как было отмечено в гл. 6, нитракласты глицев часто встречаются в некоторых песчанниках. Однако здесь считаем только карбонатные нитракласты, большинство из которых, видимо, образовалось в результате эрозии слоя полуконсолидированного карбонатного осадка. Поэтому многие из них ровные, самые крупные — плитообразные, удлиненные параллельно напластования. Они могут иметь внутреннюю слоистость, параллельную их плоским граням. Иногда они отшлифованы и имеют округлую форму.

Размерность их меняется от мелкопесчаной до крупноплитчатых обломков виуриформационного (иногда с плотной упаковкой) известкового конгломерата (см. рис. 6-26). Большинство обломков состоит из микрокристаллического карбоната («литографского» известняка). Если размеры обломков малы и они хорошо окатаны, то их трудно отличить от пеллет.

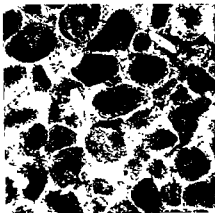


Рис. 10-11. Пеллетный известняк, известняк Трентон (тордовик), Трентон Фитз Нью Йорк. Гет аналитора.  $\times 56$

Термин «виноградный» камень [163] был применен к скоплениям карбонатных зерен, обычно представленных пеллетами или другими зернами, слабо или сильно сцементированными микровым арагонитом. Эти отложения были обнаружены на Багацких отмелях. Причем смесь зерен — это не нитракласты в прямом смысле слова, так как они не являются отторгнутыми кусками первоначально сцементированного слоя, а представляют собой агрегаты или скопления зерен. Билз [23] считал такие зерна типичными для некоторых палеозойских известняков Канады и интерпретировал их как результат аккреции, а не истирания. Без сомнения, они виуриформационные, но не нитракласты.

**Пеллеты.** Пеллеты представляют собой мелкие сферические или эллипсоидные яичкообразные тела или скопления микрокристаллического кальцита, лишённые какой бы то ни было внутренней структуры (рис. 10-11). В любой широте они имеют одинаковые размеры и форму. Размерность их колеблется от 0,03 до 0,15 мм, наиболее часто составляя от 0,05 до 0,10 мм. Они весьма сходны с фекальными пеллетами современных осадков [233, 67]. От оолитов они отличаются отсутствием радиальной или концентрической структуры, от ископаемых остатков — отсутствием внутренней структуры и от нитракластов — одинаковыми размерами и формой частиц. Их можно перепутать с очень мелкими нитракластами.

Некоторые диагенетические процессы приводят к образованию небольших микролитовых участков, в крупнокристаллическом цементе — слоистая структура, по Кабе [46]; см. также [30]. Эти остаточные комочки микролитового известняка на первый взгляд сходны с пеллетами. Они отличаются от них отсутствием однообразия в размерности и форме частиц и характеризуются пестрыми границами.

У реальных пор может быть сложная история (рис. 10-15). Например, скелетный элемент может быть удален при растворении, при этом остается отпечаток, увеличение объема которого при дальнейшем растворении может привести к возникновению неправильных пустот. В дальнейшем отпечаток или разросшиеся за счет него пустоты могут быть частично или полностью заполнены. История заполнения пор, так же, как и их происхождение, сложна и является предметом рассмотрения в разделе, посвященном диагенезу известняков.

Термин фенестральный [326] был применен к карбонатным породам, имеющим первичные или чуть более поздние пустоты, большие по размерам, чем межзерновые поры. Они могут быть открыты, частич-

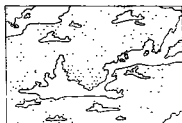
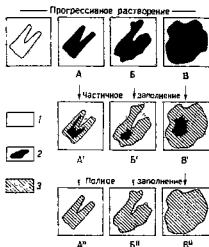


Рис. 10-16. Характерные формы строматактиса. По [197].

Масштаб образования достигают 1 см  
крупнее — от 10 до 20 см

Рис. 10-15. Стадии преобразования одного из основных типов пористости — пористости отпечатков. По [53].

Исходный материал — скелет криноидов (или иеруку) Эфрат материала, а также прилегающий к нему материал матрицы вследствие может подвергнуться растворению в различной степени. В зависимости от масштабов растворения (верхний ряд) образующиеся поры могут быть отнесены по типу либо к порам отпечатков (А), либо к порам отпечатков, увеличенным растворением (В), либо к пустотам (В'). За каждой стадией растворения может следовать заволакивание цементом. Одним штрихом показано частичное заволакивание, двумя — полное.

1 — матрица; 2 — поры; 3 — цемент

но или полностью заполнены вторично внедренным осадком или крупнокристаллическим кальцитовым цементом или тем и другим вместе. Отличительной чертой фенестр является то, что пустоты не имеют видимой связи с каркасом породы, образованным первичными зернами. Характерные черты этих известняков определяются также наличием кальцитовых крапин (пятикратный известняк) и строматактисом некоторых рифовых ядер.

«Пятикратный» известняк характеризуется наличием неправильных пятен и масс «шпатового» кальцита, который, по мнению Хэма [144], заполнял неправильные пустоты, оставшиеся при разложении гелеобразного водорослевого материала, в частности, синезеленых водорослей семейства *Spongiosirota*. Шини [300], однако, полагал, что большинство пустот, имеющих почти сферическую форму, образовалось в результате захвата пузырьков газа, а менее правильные плоскостные

### Яснокристаллический (шпатовый) кальцит

Многие известняки содержат крупнокристаллический кальцит, часто называемый «шпатом», представляющий собой чистый яснокристаллический материал, имеющий хорошо ограниченные зерна и трещины спайности.

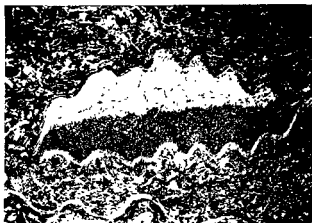


Рис. 10-12 Геонетальная структура. Пласти с *Zygospira*, известняк Лебаком, Орстон, округ Уоррен, Огайо. Без анализа,  $\times 22$

Происхождение его весьма разнообразно. Наиболее часто он представляет собой цемент, заполняющий поры. При отсутствии микритового матрикса он заполняет поры каркаса, состоящего из оолитов, ископаемых остатков, пеллет и т. д. Размеры «шпатовых» кристаллов зависят

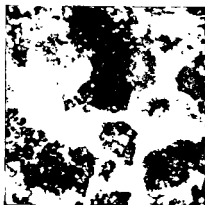


Рис. 10-13 Конгловатый известняк. Формация Эль Абра, Мексика. Без анализа.  $\times 32$  По [30]

Небольшое темное пятно — остатки первичной кринокристаллической структуры, последние перекристаллизованы

от размеров сетки каркаса и находящихся между ней пор; в большинстве известняков средние размеры колеблются от 0,02 до 0,10 мм. Более крупные кристаллы — 1,0 мм и более — также присутствуют, но расположены в укрупненных пустотах, не являющихся по своему происхождению межзерновыми. Эти укрупненные пустоты частично могут быть заполнены осадками, а частично — яснокристаллическим кальцитом; в любом случае осадки располагаются внизу, а «шпатовые» кристаллы занимают верхнюю часть пиллюсти, образуя геонетальную текстуру (рис. 10-12). «Шпат» также образуется в результате кристаллизации тонкозернистого микритового карбоната.

Смешанная структура, объединяющая как микритовый, так и ясно-

[255]. Следовательно, можно ожидать цаличия в этих отложениях более крупномасштабной косої слоистости. Многие морские известняки отличаются интенсивной косої слоистостью. Мощность косослоистых серий различна, достигая 2 м в миссисипских известняках Салем штата Индиана [293] и почти 5 м в известняках Лойаллана, штат Пенсильвания [2]. Азимуты в косослоистых морских пластах имеют обычно бимодальное распределение, что является результатом чередования приливов и отливов [147]. Слоистость мелкомасштабных знаков ряби обычна для тонкозернистых известняков. Особенностью некоторых известняков является также наличие крупных знаков ряби [41, 248]. Некоторые карбонаты переносятся и отлагаются турбидитными потоками. Они отличаются градационной слоистостью [82, 229], а также наличием подошвенных знаков, в частности, отпечатков выемок [256].

**Структуры и текстуры роста.** В известняках, образовавшихся *in situ*, отсутствуют обычные структуры типа каркас—цемент, а также слоистость течения и другие текстуры. Эти известняки обычно тонкозернистые, что отражает условия накопления их в обстановке почти полного отсутствия течений. Они редко содержат оолиты или интракласты, но часто изобилуют ископаемым или скелетным материалом. Размеры частиц, составляющих подобные породы, имеют бимодальное распределение — крупные скелетные обломки находятся в массе известкового или кальциевого ила или кальцилутита. В тонкозернистой матрице могут присутствовать также пеллеты. Эти карбонаты с бимодальным распределением, по Данхэму [77], называются «ваккоными», в отличие от зернистых, безпеллетных карбонатов, называемых «зернистыми известняками», которые образовались скорее гидродинамическим путем, чем *in situ*.

Слоистость приблизительно может быть определена по слоям, богатым скелетными обломками, и по ориентации большинства скелетных обломков параллельно напластованию. Такая слоистость может быть нарушена сверлящими организмами. Подобная биотурбация может нарушить все признаки слоистости.

В исключительных случаях некоторые образовавшиеся на месте или автохтонные известняки имеют хорошо выраженную «слоистость роста», наиболее ярким выражением которой является строматолитовая слоистость (рис. 10-18). Строматолиты отличаются большим разнообразием размеров, формы и внутренней текстуры. Они были описаны в гл. 4. Некоторые имеют субгоризонтальные слои — «водорослевая слоистость»; другие имеют выпуклую вверх форму — «водорослевые текстуры», — размеры которых меняются от планарки до глубокой тарелки, а форма от простой до разветвляющейся (см. рис. 4-31). Некоторые из них (тромболиты) имеют хорошо выраженную внешнюю форму, но у них



Рис. 10-17. Косослоистый известняк Известняк Лойаллана (миссисипский) близ Сомерсета, Пенсильвания

структуру «картофельных очистков», может быть, пористость между частицами горной породы, имеет другую первичную пористость, образовавшуюся во время осадков. Например, относительно большие пустоты рифах. При такой каркасной пористости пустоты сначала обильно заполняются рифовым детритом, а затем накрустаями карбоната. Скелетные пустоты, как, например, внутри ил, кораллов, мшанок или иных неповрежденных скелетных относятся к порам внутри частиц породы (Intraparticle

Основные типы пористости		
I	II	III
 BP	 FR	 BR
 WP	 CH	 BO
 BC	 VUG	 BU
 MO	 CV	 SK
 FE		
 SH		
 GF		

Рис. 10-14. Геологическая классификация пор в карбонатных породах [53].

Пористость. I — связанная со строением породы; II — не связанная со строением породы; III — не связанная, так и не связанная со строением породы. BP — между частицами горной породы; WP — внутри частиц породы; BC — межкристаллическая; MO — отпечатков; FE — фенестральная; SH — удаление; GF — связанная с ростом карбоната; FR — трещинная; CH — каналы; VUG — пустоты; CV — пещерная (термин пещерная пористость применяется по отношению к каналам и пустотам, размеры которых сравнимы с размерами человека); BR — брекчиевые; BO — спертые; BC — ископаемых ходов червей; SK — усыхания

которые также местами могут быть заполнены осадками или выполенны кристаллами. Даже в единичных створках моллюсков или брахиопод когда они обращены выпуклостью вверх, образуются пустоты, называемые Шокетом и Преом прикрытыми (shelter) порами. Другие пустоты образуются при растворении раковин, при разрушении других первичных компонентов породы, создавая пористость удаления (moldic) или, в других случаях, пористость усыхания (фенестральную). Крупнозернистые доломиты могут обладать межкристаллической пористостью, возникающей в основном при растворении незначительного количества [236].

Ко второму общему классу пористости относятся поры, не связанные первичной структурой породы. Это трещинная пористость, пористость неправильных каналов, пустотная и пещерная пористость. Последние три вида пористости образуются при разрыве и отличаются друг от друга только масштабом.

Некоторые виды пористости, вызванные, например, брекчированием, деятельностью спертых и роющих организмов, усыханием, быть как связаны, так и не связаны со структурой породы.

дуваются или разделяются на линзообразные желваковые тела, расположенные параллельно слоистости. Желваки имеют мощность от 1 см до нескольких и длину до 10 см и более. Участками границы их нечетки. Глинистые пропластки или прослои богаче нерастворимым материалом и отличаются более сложным строением. Эти пропластки в некоторых известняках бывают доломитовыми.

Желваковая слоистость этого типа может быть отнесена к «течению уплотнения» в переслаивающихся известковых сланцах [217], являясь таким образом разновидностью будинажа [342]. Другие исследователи объясняют возникновение глинистых пропластков интрузивным растворением и слипшем нескольких стилолитовых швов [335]. При этом глинистые слои представляют собой нерастворимый остаток, образовавшийся после растворения значительной части известняка, а не первичные слои. Все исследователи признают, что желваковая слоистость не является первичной, но остается неясным, вызвана она действием течения, растворением или какими-либо другими процессами. Уэлсон [350] полагал, что конкреционные известняки отлагались в членистых условиях, и образование их явилось результатом «дифференциального уплотнения» глинистых линз, беспорядочно распределенных в глинистых отложениях. Маттер [226] полагал, что некоторые «комковатые известняки» образовались при процессе высыхания, возможно, сопровождаемом действием сверлящих организмов. С другой стороны, Гаррисон и Фичер [112] описали желваковый известняк предположительно глубоководного генезиса. Они принимают идею Холмана [157, 158], что желваки являются реликтами растворенных карбонатных пластов, образовавшихся на дне моря и впоследствии уничтоженных процессом, названным подводным растворением.

Стилолиты. Стилолитовый шов представляет собой поверхность, характеризующуюся сцеплением или взаимным проникновением двух сторон (рис. 10-20). Зубообразные выступы с одной стороны входят в углубления сходной формы на другой стороне. В поперечном сечении стилолитовая поверхность имеет сутурный облик. Стилолитовые швы весьма типичны для определенных типов пород. Они широко распространены в карбонатных породах, их обнаруживают во многих известняках, доломитах и пластовых сидеритах. Они присутствуют в метаморфизованных карбонатах, особенно в мраморе. Стилолитовые швы, образующие изящные линии можно видеть на полированной поверхности мраморных и известковых плит, используемых при строительстве общественных зданий. Известно также, что они встречаются в некоторых некарбонатных породах, в частности, в песчаниках и кварцитах, а также в гипсах и, возможно, в ангидритах и солях. Стилолиты наиболее заметны и широко распространены в относительно чистых и однородных породах.

Стилолиты очень разнообразны по размерам. Они встречаются как в виде микростилолитов с амплитудой порядка миллиметра, так и стилолитов с размерами 10—20 см. Ширина зубцов или столбцов и соответствующих им углублений, в которые они входят, изменяется с высотой или амплитудой элементов. Крупные столбцы имеют пропорционально большую ширину. Более крупные и хорошо развитые столбцы (рис. 10-21) обычно покрыты штриховкой, причем штриховатость параллельна оси столбца и указывает на продвижение столбца в углубление. Очень редко столбцы бывают слабо искривленными.

Геометрия стилолитового шва весьма разнообразна не только в отношении размера, но и с точки зрения морфологических особенностей.

пустоты возникли в результате усыхания. По их проходило в приливно-отливной зоне.

Другой текстурой, происхождение которой остается связывается с водорослями, является строматолитическая, найденная в автохтонных известняках и названная так американскими бельгийскими [194] авторами, или получающий название «туф», известняк в английской литературе [28]. Эта текстура явля субгоризонтальным элементом, характерным для некоторых рифов. Она состоит из слоев или неправильных масс крупнокристаллического кальцита, либо из тонкозернистых известняков (рис. 10-16). Слои имеют толщину от 1 до 5 мм, длину до 10 см и более и ориентированы более или менее параллельно напластованию известняков. Они имеют ровное нижнее основание и очень неправильную верхнюю поверхность. Нижняя часть состоит из тонкозернистого карбонатного осадка; верхняя — представлена друзовым и крупнокристаллическим кальцитом. Образование строматолитов объясняют процессом субаэрального испарения («туф») или диagenетической перекристаллизацией тонкозернистого карбоната. Никакая другая концепция не объяснит возникновение этой структуры. Батхёрст [16] считал, что эта структура является результатом химического осаждения из раствора на стенках постседиментационной полости в первичном рифовом осадке. Сначала формируется полость, вероятно, в результате распада органической ткани, затем внутри ее отлагается механический осадок. После этого в верхней части полости происходило химическое осаждение друзовидного или волокнистого кальцита [355, 197, 249]. Лисс [197], в частности, считал, что первичные пустоты не что иное как пустоты обрушения, возникшие при распаде органического материала в первичном иле. Хеккель [153], однако, полагал, что эти пустоты возникают в результате неоднородной консолидации тонкого карбонатного ила. В любом случае высвободившийся ил оседает на дно полости и формирует уровень дна. Считают, что текстуры, наблюдавшиеся Лоуэнстеном [208], имеют «органическое происхождение» и являются «каркасообразующими». До 30 % площади ядер некоторых Ниагарских (силурийских) рифов в районе Великих Озер имеют подобную текстуру. В последнее время образование таких текстур приписывается растворению фистул мшанок [329].

### Слоистость и другие текстуры известняков

Гидродинамические текстуры. Известняки, состоящие исключительно из зерен песчаной или алевроитовой размерности того или иного типа, описанного выше, состоят из транспортированного потоками и сортированного материала. Неудивительно поэтому, что они обладают большим разнообразием текстурных особенностей, характерных для подобных отложений. Известняковые пески этого типа обычно косослоистые, причем мощность слоев может как большой, так и незначительной (рис. 10-17). Карбонатные мшанки обладают крупномасштабной косой слоистостью. Мощность косослоистых серий эolianтов на Бермудских островах колеблется от 0,3 до 25 м, наклон большинства слоев составляет 30—35° [215]. Косая слоистость современных субаквальных песков района Багам была описана Нибри и Бухананом [165]. Из них следует, что косая слоистость в основном мелкомасштабная, но карбонатные пески этого района имеют субаквальную донную морфологию, по размерам сравнимую с песками субаэральных донных полей.

левиями растворения под давлением, и образование их происходило в консолидированных породах, хотя по этому вопросу и имеются иные точки зрения, например [296, 263]. В обширном обзоре Стокдейла [313] рассматривается происхождение стилолитов; краткое и более позднее обобщение выполнено Данингтоном [79] и Мавтеном [223]. Петтиджон соглашается с обоими авторами по поводу того, что геометрические связи между стилолитами и такими образованиями, как окаменелости, оолиты, элементы слоистости и жилы, требуют допущения об удалении значительной массы породы. Поскольку стилолиты секут элементы (раннее затвердевшие раковины и им подобные иногда располагаются поперек поверхности напластования и могут перерезать такие образования, как жилы, возникшие после затвердения материала), не вызывает сомнения, что они образовались в результате процессов постконсолидационного растворения. Концентрация вдоль поверхности стилолита идиоморфных кристаллов кварца, которые также образуются после затвердения осадка, является еще одним подтверждением этой точки зрения [40]. На то что в образовании стилолитов участвовало давление, указывают наличие движений между столбцами и углублениями — штрихованные столбцы, а также ориентация стилолита. Стилолитовая поверхность горизонтальна (нормальна к гравитационному полю) или, в редких случаях, почти вертикальна и параллельна осевой плоскости складки. В большинстве случаев, однако, действовала сила гравитационного давления, поэтому столбцы стилолитов вертикальны, хотя ориентация самого шва может контролироваться наклоном плоскости напластования или даже плоскости кливажа. Эти соотношения обосновывают тот факт, что стилолит во времени образования может быть не только постконсолидационным, но и постдеформационным. Хотя Парк и Шот [244] считали, что стилолиты образуются при растворении под давлением, они предполагали, что процесс стилолитизации протекает, пока порода еще относительно пластична, до того как она полностью сцементируется.

Хотя растворение под давлением и постконсолидационное происхождение кажется хорошо обоснованным, механизм образования стилолитов при растворении, происходящем под действием направленного давления, еще далек от ясности. Стокдейл [314] полагал, что по обеим сторонам стилолитового контакта расположены зоны известняка различной растворимости, и что в этом случае процессы растворения могут привести к быстрому образованию волнистой поверхности; давление будет максимальным на высших и низших отметках этой поверхности и минимальным на склонах. «Поскольку в увеличении растворимости некоторых твердых частей в жидкостях давление играет важную роль, породы, примыкающие к вершинам и впадинам волнообразной поверхности, будут претерпевать большую степень растворения. В результате происходит: а) углубление взаимопроникающих частей, б) дальнейшее уменьшение давления (и соответственно растворимости пород) по склонам волнообразной поверхности и, в конечном счете, возможное развитие вертикальных столбцов; при этом концентрация давлений и соответственно растворимость будут происходить на их концах». Поскольку при таком механизме стилолиты могут образовываться только при наличии различной растворимости и направленного давления, Данингтон [79] не считал механизм, предложенный Стокдейлом, удовлетворительным. Способ, при котором происходил процесс растворения и удаления растворенного материала, был изучен Уэйлом [347]. Обобщение по всей проблеме выполнено Батхерстом [18].



отсутствует внутренняя слоистость. Другие имеют концентрическое строение, размером с гальку — «водорослевые шары» или онколиты (10-19). Их не следует путать с пизолитами каличе [78]. Строматолиты особенно распространены в докембрийских и раннепалеозойских известняках.



Рис. 10-18 Водорослевый известняк. З. По [35].

Относительное поперечное сечение водорослевой рифовой породы на которой видно переслаивание водорослевых и пизолитовых слоев. Неправильные светлоокрашенные слои содержат оторочки *Sphaerobolus sphaeroides* и типичные субчатые водорослевые отложения. Темные в толще породы имеют изогипсовое протекание, а образцы темной барской расклевыванию пириту.

**Желваковая слоистость.** Для тонкозернистых, нередко глинистых известняков особенно характерна конкреционная слоистость. Известняки, обладающие этим типом слоистости, сильно отличаются от тех, которые имеют рыхлую, таблитчатую или плитчатую слоистость. Глинистые известняки часто бывают желваковыми. Эти известняки состоят из чередования волнистых и желваковых слоев, разделенных тонкими, более глинистыми слоями или пропластками. Слои известняка, содержащие мало глины или вообще не содержащие ее, утолщаются, либо раз-

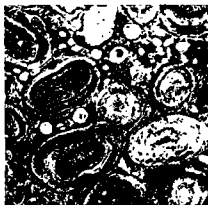


Рис. 10-19 Водорослевый пизолит («водорослевый текстур»).  $\times 5$ . По [35].

Строение известняков, на котором видны «шары» внутреннего строения. Эти образования состоят из слоев субчатых водорослевых отложений и тонких плотных неорганических прослоев. Между водорослевыми гальками или онколитами располагаются мелкие обитатели моря, смешанные с толстыми известняками и, ком.

## Классификация известняков

Поскольку известняки имеют полигенетическую природу, их трудно классифицировать. Определяющие параметры должны быть легко наблюдаемы и иметь генетическое значение, но из-за полигенетической природы известняков трудно найти набор параметров, который подходил бы всем известнякам. В этом отношении классификация известняков более запутанная и сложная, чем песчаников, которые образуют однородный класс пород.

Одним из первых значение классификации известняков понял Грабау [125]. Он предложил рациональную схему и номенклатуру. Некоторые положения мы используем и сейчас (калькарениит, например. — один из терминов, предложенных Грабау). Значительной вехой в решении этой проблемы явилась работа Фолка, опубликованная в 1959 г. [95]. Вслед за Фолком, а также благодаря вновь пробудившемуся интересу к карбонатным породам появилось множество публикаций по этому вопросу. Это статьи Вульфа [353, 354], Брамкампа и Пауэрса [37], Мамета [221] и Хэма (145). Статьи Хэма и Прей, Фердэя и других, Пламплит и других, Данхэма, Пауэрса, Нельсона и других, Фолка, Лейтона и Пендекстера, Имбри и Пурди в том или ином аспекте затрагивают проблему классификации. Мы отсылаем к этим работам, а также к тем, которые появились недавно [270, 284, 333, 235].

Классификация карбонатных пород, подобно классификации всех других пород, имеет генетическую основу. Частично карбонаты представлены породами, компоненты которых механически распределяются в структуре, т. е. отлагаются волнами и течениями. К ним относятся известковый гравий, известковый песок и некоторые известковые илы. В отличие от некарбонатных разностей, эти породы, хотя и имеют текстуру, подобную обычным кластическим осадкам, не являются обломочными продуктами эрозии континентальных участков суши. Напротив, обломки, из которых они состоят, образовались внутри бассейнов, где происходила их аккумуляция. Поэтому они являются в известном смысле внутрiformационными, а определенно — внутривассейновыми отложениями. Хотя детрит в основном имеет кластическое происхождение (разбитые куски рифовых пород, обломки и осколки раковин), часть его не является обломками и имеет биохимическое или химическое происхождение. Многие известковые пески содержат целые фораминиферные раковины, другие частично или целиком состоят из оолитов. Эти компоненты, подобно обломочным составляющим, отсортированы и отложены течениями и имеют структуры и текстуры обычных кластических пород. По этой причине эти механически отложенные известняки выделяются в отдельную группу, несмотря на то что в строгом смысле они не являются целиком кластическими. Хотя и следует проводить тщательное различие между типами материала, обнаруженного в этих калькаренитах, создание номенклатуры, позволяющей различать кластические, детритовые, обломочные и механические осадки, необходимо. Поскольку этот материал подвергался переносу и переотложению, эти известняки названы алохтонными (бескорневыми).

Вторая большая группа известняков образовалась *in situ* путем осаждения материала, отложенного органическим или химическим путем. Эти породы не подвергались переносу течениями и переотложению. Поэтому, в отличие от материала, отложенного течениями, они неотсортированы и неслоисты. Но местами они могут иметь грубую стратификацию и в некоторых случаях хорошо определяемую строматолитовую

Они меняются от почти конических сходящихся вильных прямолинейных столбцов и углублений, от них стилолитов до гладких поверхностей растворения. Тщательное изучение этих вариаций привело к разраб-мам классификации [244, 335].

Расстояния, на которые хорошо прослеживаются стилолиты, различны — от первых сантиметров до нескольких метров, обычно частично перекрываются и даже могут расщепиться на два суб-параллельных шва. Сама стилолитовая поверхность маркируется тонким отложением относительно нерастворимого материала, содержащегося в небольшом количестве в породах. В стилолитовых швах кар-

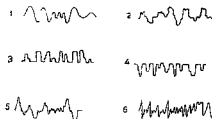


Рис. 10-20. Поперечный разрез стилолитового шва в известняке. Шесть типов стилолитовых контактов. По [244]



Рис. 10-21. Часть стилолитового столбца из известняка Салем (миссисипий), Индиана. Видны желобки и выточка. Длина образца около 10 см

бонатных пород такой остаточный материал в основном глинистый, частично представлен известковыми или железистыми соединениями. Обычно вдоль шва скапливаются мельчайшие частицы кварцевого алеврита или тонкого песка, так же как иноморфные кварцевые кристаллы [40].

Стилолиты в основном параллельны напластованию, хотя имеются случаи, когда они пересекают или даже располагаются перпендикулярно плоскости напластования [152, 272, 316]. В целом столбцы расположены перпендикулярно к поверхности стилолита; в некоторых случаях столбцы вертикальны даже при наклонной поверхности стилолита.

Наиболее интересна связь стилолитов с другими текстурами. Внедрение стилолитов в ископаемые остатки неоднократно описывалось [313, 79], так же как и внедрение в оолиты [13]. Особый интерес вызывает связь стилолитов с жилными образованиями [79, 61, 170]. Стилолиты или пересекают жилы, или сами пересекаются ими. Наклонные жилы, которые разрезаются поверхностью стилолита, кажутся смешанными по этой поверхности [62].

Микростилолиты по величине на порядок меньше, чем стилолиты. Обычно они межзерновые и обозначают линии контактов между соприкасающимися зернами — болами, окаменелостями, гальками. При большом количестве микростилолитов образуют неправильную сетку.

Хотя по вопросу происхождения стилолитов имеется ряд неопределенностей, не вызывает сомнений, что возникновение их связано с из-

заменяющим материалом. Известняки могут быть замещены кремнеземом, фосфатами, гематитом и т. д. Подобные замещенные породы трудно отличить от этих же материалов, осажденных первично (поэтому они в деталях рассматриваются в гл. 11).

В аллохтонных или переиссенных карбонатах проявляется такая же связь между каркасом и цементом, как и в обычных песчанниках. Они по существу, являются карбонатными песками, калькаренитами, по Грабау. Их классификация может быть составлена теми же способами, что и классификация песчанников (рис. 10-23). Эти способы классификации основаны на учете природы и пропорций элементов каркаса и на характере и пропорциях цемента и (или) материала матрикса.

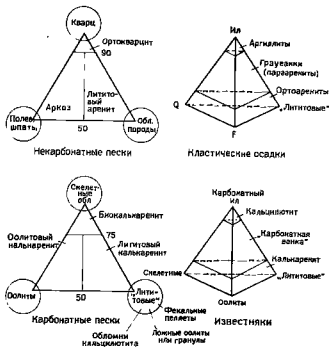


Рис. 10-23. Связь между классификациями калькаренитов и кальциолитов и их кремнистых обломочных аналогов

Беглое изучение отдельных калькаренитов (карбонатных «песчанников») показывает, что они состоят из зерен скелетного материала песчаной размерности, оондов (или пизолитов) и «лититовых» частиц (тонкозернистых агрегатов). Они могут быть сложены тонким карбонатным илом органического происхождения (фекальные пеллеты), также могут быть представлены разрушенными, слабо литифицированными обломками карбонатных илов (интракlastы). Но происхождение частиц сходной природы может быть также объяснено процессами разрушения скелетного или оолитового материала. Подобные «микритизированные» зерна трудно отличить от зерен, возникших в результате агрегационных процессов. Фолк считал, что можно выделить четыре ос-

Стилолиты особенно широко распространены, что свидетельствует об обширном внутриотдельных случаях можно приблизительно подсчитать растворенной при образовании стилолитового шва. Это можно сделать путем сравнения концентраций мельчайших кварцевых зерен во вмещающей породе с их концентрацией вдоль стилолитового шва, а так же при учете видимого смещения наклонной



Рис. 10-22 Видимое смещение жильного образования, перерезанного стилолитом, может быть использовано для расчета мощности слоя, растворенного при образовании стилолитов. По [61]

но то количество нерастворимого материала, предположительно подвергшейся растворению. Стокдейл подсчитал, что в результате растворения при образовании стилолитов было уничтожено от 5 до 40% первоначальной мощности всей формации.

Как указывал Данингтон [79], растворению вдоль стилолитовой поверхности обязательно сопутствует осаждение из тех же растворов где-либо в породе. Перенос материала из стилолитов в поры или иные пустоты в породе является, таким образом, иллюстрацией принципа Риккса об одновременном растворении в точках давления и переслаивания в прилегающих участках с пониженным давлением. По мнению Данингтона [80] и других, пористость и проницаемость ниже в тех известняках, в которых больше стилолитов. Это наблюдение, по-видимому, подтверждает концепцию растворения, переноса и переслаивания. Вполне возможно, что внутризернистое растворение на контактах зерен обуславливает появление большей части цемента известняков. Как отмечал Рамсден [269] и Данингтон [79], подобное растворение и заполнение пор могло вызвать вытеснение большого количества поровых флюидов. Если следовать предположению Данингтона, существует критическое давление, необходимое, чтобы началось растворение и стилолитобразование, а процессы цементации должны ограничиваться породами, на которые действуют минимальные нагрузки. Подобную цементацию, однако, трудно будет отличить от цементации, вызванной приходящими движениями метеорных растворов, например, таких, которые приводят к «самоцементации» эолиантовых известняков.

Более трудно распознать и отличить гладкие, не ограниченные поверхности растворения под давлением [335]. Они могли возникнуть при слиянии нескольких близко расположенных стилолитовых швов: в конечном счете может образоваться тонкий глинистый пропласток в известняке — подобный шов трудно отличить от первичного глинистого слоя. Возможно, некоторые неправильные глинистые слои в известняках являются конечным продуктом такого процесса.

новых группы (интракласты, пеллеты, элементы скелета и ооиды), и на различии между ними основал свою классификацию. В совокупности он назвал их аллохеми. Неопределенность, возникшую при невозможности установления различий, можно устранить, назвав все мелкие округлые микритовые зерна пеллоидами [218]. При сокращении основных групп до трех (ооиды, скелетные материалы и пеллоиды), состав любого карбонатного песка может быть представлен точкой внутри треугольника, и классификация калькаренигов может быть выполнена на соответствующей треугольной диаграмме (см. рис. 10-23).

Элементы каркаса могут быть цементированы осажденным кальцитовым цементом («шпатом») или внедрены в тонкозернистый карбонатный матрикс (микрит, по Фолку). Эти альтернативы аналогичны обычным песчанкам, либо цементированным осажденным минеральным цементом, либо характеризующимся тонкозернистым, алевритово-глинистым матриксом (граувакки). В некоторых случаях объем матрикса превышает объем элементов каркаса или аллохем, которые выглядят «плавающими» в микритовой массе. Используя эту концепцию, Фолк построил свою классификацию (табл. 10-7), основанную на учете типа и пропорций аллохем (вертикальная ось) и отношении кальцитового цемента к матриксу (горизонтальная ось). Фолк выделил два других семейства карбонатов — автохтонные биогермные отложения и диагенетические, или эпигенетические, доломиты. Первые не были подразделены; последние подразделялись на два больших класса: унаследовавшие структуру породы, из которой они произошли, и потерявшие все следы своего происхождения.

Таблица 10-8

Классификация известняков в соответствии с их осадочной структурой. По [77]

Расположенная осадочная структура				Нерасположенная осадочная структура
Первичные компоненты не связаны вместе в процессе осадконакопления				Кристаллические карбонаты подразделяются согласно их физической и диагенетической структуре
Содержат илы (тонкие частицы аргилитовой и глинистой размерности)		Отсутствуют илы		
Цементированные глиной		Зернистые		
Менее 10% зернистого материала		Более 10% зернистого материала		
Аргилиты		Вакковые		
		Упакованные		Зернистые

В своей классификационной схеме Фолк развил номенклатуру до подклассов. В большинстве случаев смысл терминов заключен в их написании, хотя в некоторых случаях термины сокращались с целью краткости. Каждый термин является составным. Приставка указывает на природу аллохем, корень — на природу цемента или матрикса, а суффикс — на структуру или размерность зерен. Например, биоспаррудит указывает на скелетные или раковинные аллохеми, цементированные яснокристаллическим или осажденным кристаллическим каль-

слоистость или слоистость роста. В процессе известняки частично были консолидированы и могли быть устойчивы к действию волн массивы или рифы. В других случаях известковые карбонаты не были в такой степени консолидированы. Эти известняки, которые растут на месте, были названы крецционными, или автохтонными известняками. Биохимические отложения холмообразной формы, включая рифы, являются биогенными; сходные отложения, но более слоистые, образуют биостромы [66]. Не все автохтонные известняки представляют собой биохимические скопления. На месте образуются также такие редкие отложения, как травертин, калiche, карбонатный туф. Они представляют собой чисто химические осадки пересыщенных растворов, а также продукты локального осаждения в источниках, озерах или почвенном разрезе. Кроме того, даже в автохтонных известняках, богатых скелетным материалом, могут быть карманы механически отложенных карбонатов, наряду со значительными объемами материала, непосредственно осажденного из морской воды без каких-либо видимых биологических факторов.

Обычно легко провести различие между этими двумя классами известняков. Но это не всегда так. Критерии различия между ними связаны с сортированностью, наличием текстур течения, со способом сочленения скелетных материалов и с составом и размерами некарбонатных обломков (табл. 10-6). Очень трудно, если вообще возможно, провести границу в случае с известковыми илами.

Таблица 10-6

Критерии различий между автохтонными и аллохтонными известняками

Автохтонные	Аллохтонные
<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Ассоциируют с глинистыми сланцами</li> <li>2. Постепенно переходят в известковые глины и аргиллиты</li> <li>3. Пространство между окаменелостями заполнено известковыми илами</li> <li>4. Инкрустированные ишанковые окаменелости</li> <li>5. По размеру ялосортированы</li> <li>6. Окаменелые раковины закрыты</li> <li>7. Рифовые постройки</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Ассоциируют с ортокварцитами</li> <li>2. Переходят в ортокварциты и переслаиваются с ними</li> <li>3. Поры заполнены чистым кальцитовым цементом</li> <li>4. Содержит окатанные окаменелости</li> <li>5. По размеру отсортированы</li> <li>6. Окаменелые раковины открыты</li> <li>7. Косослоистые</li> </ol>

Любая известняковая формация может состоять из этих двух основных типов. Маастрихтские известняки [9], например, состоят из ритмического переслаивания криноидных, коралловых и ишанковых известняков. Первые подвергались переносу, остальные местного происхождения. Толща Копокохич (кембрий) в Мэриленде представляет собой переслаивание детритового известняка (калькарены и кальцилиты) и строматолитового или водорослевого известняков, образовавшихся на месте.

Любые из вышеописанных известняков, как отложенные механическим путем, так и преобразовавшиеся на месте, могут подвергнуться значительным изменениям при перекристаллизации или замещении, в результате чего становятся известками и стираются первоначальные текстуры и структуры, а также может сильно измениться минеральный состав породы. Эти породы, включая доломит, образуют третий основной класс карбонатных пород. Доломит, конечно, не является единственным

аргиллитами. Однако поскольку эти породы имеют ритмичное строение, они рассматриваются самостоятельно.

Доломиты составляют пятый класс карбонатов. Это наиболее типичные диагенетические карбонаты. Они могут замещать любые другие типы карбонатов, особенно рифовые баундстоуны, но они могут также быть представлены первичными осадками. Поэтому доломиты подразделяются на тонкозернистые первичные доломиты и крупнозернистые сахаровидные доломиты замещения.

Некоторые карбонаты, такие как травертин и каличе, нельзя отнести определенно к какой-либо из этих пяти групп. Они рассматриваются отдельно.

### Зернистые известняки (налькарены и кальцирудиты)

Термин зернистый известняк был предложен Данхэмом [77] для пород, которые имеют каркас, состоящий из обломочных зерен. Межзерновое поровое пространство этих пород обычно, но не всегда, заполнено кристаллическим цементом. Термин калькаренит [125] является общим при описании отложенных механическим путем зернистых осадков с зернами песчаной размерности (от 1/16 до 2 мм в диаметре). Термин кальцирудит может быть применен к породе, если обломки имеют более 2 мм в диаметре.

Карбонатный обломочный материал имеет субакальное происхождение и состоит главным образом из окаменелостей (как целых остатков, так и их обломков), а также галек и гравия кальцилютинта (интракластов, по Фолку), и оолитов. Таким образом, часть обломочного материала имеет биогенную природу, часть является кластическим материалом в обычном понимании, а другая часть имеет биохимическое (скелетный материал) и химическое (оолиты) происхождение. Однако все эти составляющие были перенесены и отсортированы течениями и отложились механическим путем. Поэтому эти накопления имеют структуру, свойственную обломочным осадкам (рис. 10-24).

Различия между породами биогенного, кластического и даже химического генезиса неоднозначны. Некоторые обломки окаменелостей перекрыты одним или более слоями осадочного химического путем карбоната; многие оолиты имеют ядро, представленное скелетным образованием или даже кварцем. Кроме того, калькарениты сильно различаются по значимости различных компонентов. Некоторые почти целиком состоят из оолитов (ооспариты), другие полностью представлены обломками окаменелостей (биоспариты), третьи состоят главным образом из зерен кальцилютитового материала (интраспариты и пелспариты) и содержат только единичные рассеянные оолиты или распознаваемые окаменелости (рис. 10-25, 10-26, 10-27).



Рис. 10-24. Происхождение калькаренитовых зернистых известняков.

Составные компоненты: 1 — скелетные остатки беспозвоночных; 2 — оолиты; 3 — драконитовый ил; 4 — ложные оолиты; 5 — фекальные pellets; 6 — кальцилютиты





Обломочные известняки, целиком или почти целиком состоящие из отсортированных ископаемых обломков, являются ракушечниками (соqша) (биоспаррудитами) того или иного типа. Термин ракушечник наиболее часто применяется к более или менее сцементированным крупным обломкам раковин (рис. 10-28). Этот материал, отложенный механическим путем, не следует путать с рудистевыми или устричными отложениями отмелей, формировавшимися и цементировавшимся на месте во время осадконакопления (баундстоуны). К этим отложениям лучше применять термин ракушняковый, чем ракушечник.

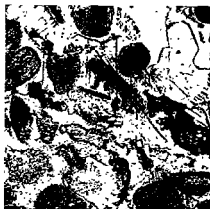


Рис. 10-29. Ракушняковый известняк (биоспаррудит). Размер близок к натуральному.

Обратите внимание на то, что многие ископаемые остатки не разрушены, что матрикс точечерпчатый и что отсутствует разнообразие ископаемых остатков.

Рис. 10-30. Кристаллический известняк (биоспарит). Известняки Фернейл (ордовик) округ Картер, Оклахома. Без анализатора,  $\times 30$ .

Почти целиком состоит из кристаллических криноидных обломков, сцементированных кальцитом. Цемент отлагается на обломках, прорастая их оптическую ориентировку. Обратите внимание на тупицы спайности, которые прослеживаются, не прерываясь, на изломах обломочных зерен и чистый цемент. Правильно называть жальдеритом разновидность микробрахиопод (микро-вит).

(рис. 10-29). В случае мелких обломков раковин используют термин микробрахиопод (биоспарит). Эти породы обычно имеют низкое отношение зерна — цемент, указывающее на высокую первичную пористость, возникшую благодаря тому, что первичный материал имеет строение «картофельных очистков», или «шестухи зерен» [77].

Особой разновидностью ракушечника является энкринит, почти целиком состоящий из обломков криноид. Эта порода также называется органогенным конгломератом [136]. Энкринты состоят из дисков или пластинок, которые отделены друг от друга, обычно истерты и отсортированы, образуя пласты, отличающиеся по размеру слагающих их обломков. Они могут иметь четко выраженную косую слоистость, в некоторых случаях даже ритмическую слоистость. В этих породах не находят хорошо сохранившиеся кроны и длинные стебли; они встречаются в глинистых известняках. Последние также являются криноидосодержащими породами (но не энкринтами). Образование

цитовым цементом и имеющие крупнозернистыми словами, ракушечник. Эквивалентом для обломочного песчаного размера, будет биоспаренит (сокращенно или, иными словами, биокалькаренит — обломочный песок с карбонатным кальцитовым цементом (см. табл. 10-7). Внимательное последнее публикации показывает, что номенклатура Фолка широко признание и, следовательно, отвечает требованиям в. Многие другие классификации являются либо незначительной фикацией схемы Фолка, либо основаны на том же самом пр Данхэм [77] сделал акцент на структуре осадков и выделил пять типов (табл. 10-8). Его терминология также нашла отражение в литературе.

В данной книге мы не стремимся жестко придерживаться какой-либо определенной схемы. Обычно желательно установить различие между отдельными типами аллохем и различие между яснокристаллическим и микритовым типами цемента. В этом случае мы придерживаемся терминологии Фолка. Но для установления различия между элементами каркаса, являющегося либо зернистым, либо связанным с ростом органики и сопутствующей цементацией, либо с несортированными известковыми илами с рассеянными в них обломочными элементами, — лучше использовать терминологию Данхэма.

### Петрография известняков (и доломитов)

Пять основных классов карбонатных пород отличаются один от другого по структуре пород; эти различия определяются процессами осадконакопления и диагенеза. Первый класс — зернистые известняки (grainstones) — характеризуется системой каркаса — поры, возникшей в результате действия течений, наличием среднего и крупного обломочного материала, отложенного механическим путем и составляющего основу структуры породы (этот материал промыт и сортирован). К нему относятся калькарениты и кальцирудиты — карбонатные пески и гравий.

Вторая группа, баундстоуны, представлена крупнозернистыми биогенным каркасом, скрепленным в процессе осадконакопления микрокристаллическими водорослями. В целом они характеризуются наличием крупных внутренних пустот, в которых часто происходит внутренняя седиментация. Это отложения рифовых ядер — биогермиты.

Третья группа — карбонатные аргиллиты — пожалуй, наиболее распространена. Породы этой группы отличаются наличием преобладающего тонкозернистого матрикса, в котором в различных количествах содержатся более крупные компоненты («вакковые» известняки), но в отдельных случаях крупные компоненты отсутствуют («литографский» известняк). Вакковые известняки, возможно, являются нормальными биокластическими местными осадками, встречающимися в разнообразных фациальных условиях. Некоторые имеют тонкую плитчатую слоистость, другие являются желваковыми.

Аллодактические известняки образуют четвертый класс. Эти карбонаты являются неотложенными. Материал турбидитный потоками сносится с места своего образования в глубоководные части бассейна. Это глубоководные карбонаты. В каком-то смысле они не образуют самостоятельный класс, так как в нижней части пласта могут быть представлены крупнозернистыми разностями, а в

чению, что эти оолиты осаждались там, где «свежие океанические воды, попадающие на мелководье, нагреваются и насыщаются карбонатом кальция». Согласно Иллину, «разрастание оолитов обусловлено главным образом движением зерен песка под действием морских течений».

Кроме органогенных обломочных известняков и оолитов, многие калькарениты содержат мелкие, песчаной размерности зерна, имеющие органическое или иное происхождение, которые являются тонкозернистыми и в которых обычно отсутствует органическая или какая-либо иная внутренняя структура (см. рис. 10-11). Подобные округлые, несkeletalные зерна называются пеллетами, гранулами, ложными оолитами, псевдооолитами и т. д. В некоторых калькаренитах количество этих зерен намного превышает количество распознаваемых органогенных обломков, или собственно оолитов. По-видимому, они могли образовываться несколькими способами. Большинство, очевидно, отлагалось в виде карбонатного ила, в котором под действием тех или иных процессов образовывались зерна песчаной размерности. При этом способе калькарениты, являющиеся песками, во многом сходны с лититовыми аренидами, которые содержат зерна глинистого сланца, аспидного сланца и аргиллита песчаной размерности (рис. 10—32). Они, однако, отличаются тем, что процесс их образования в одних случаях происходит почти одновременно с осадконакоплением, тогда как в других случаях он связан с эпигенетическими, а иногда с метаморфическими процессами (некоторые песчаники, естественно, также содержат обломки аргиллитов, которые имеют внутриформационное происхождение или образовались почти одновременно с накоплением осадков). В других случаях микритовые зерна могут быть диагенетическими и образуются при разрушении скелетного или оолитового материала.

Процессы, при которых карбонатные илы превращаются в скопления зерен песчаной размерности, могут объясняться несколькими различными причинами. В одних случаях главную роль играет субакаяльная эрозия ранее консолидированного кальциолита. Не существует фундаментального различия между более крупными и плоскими гальками внутриформационных конгломератов, мелкими окатанными обломками, находящимися в некоторых калькаренитах, и обломками песчаной размерности в самих калькаренитах. По Фолку, это — интраспаррудиты и интраспариты.

С другой стороны, эти сложные зерна могут являться и пеллетами или фекальными пеллетами. Эти термины относятся к мелким округлым выделениям, являющимся продуктом жизнедеятельности различных морских организмов. Такие современные фекальные пеллеты широко распространены как в известковых, так и в неизвестковых осадках [233, 81, 163]. Многие из них мягкие, и если не затвердевают, теряют свои отличительные особенности при захоронении. Пеллеты, затвердевшие до захоронения, могли быть вымыты из илливой среды, где они сформировались, и включиться в состав карбонатных песков. Однако, как отмечает Фолк [95], большинство пород, определенных как «пеллитовые известняки» в полевых условиях, при дальнейшем исследовании оказываются интракластами. Настоящие пеллитовые известняки настолько тонкозернисты, что без особой ошибки могут быть отнесены к микритам. Некоторые пеллеты оказываются микритизированными оолитами или окаменелостями, которые в результате процесса, связанных с уменьшением размеров зерен, превращаются в микрокристаллические и почти бесструктурные. Они могут быть определены



Рис. 10-25 Оолит Майами (палеоген), Флорида. Без анализатора,  $\times 58$

Зрелые оолиты, концентрически построенные подды в крупнокристаллическом обломочном матриксе. Подтечки оолит в разрыве оолитов микрокристаллический

Рис. 10-26 Известняк Срем («бедфордский») (мелеский), Индиана. Без анализатора,  $\times 40$

Микрокристаллический или биоспарит, сменсторованный светлым кальцитом. Состоит из сортированных обломков ископаемых остатков, включая обломки идиона и единичных целых фораминифер (*Elphidium*) вместе с карбонатным детритом неизвестного происхождения. Обратите внимание на более темные микрокристаллические участки на некоторых обломках

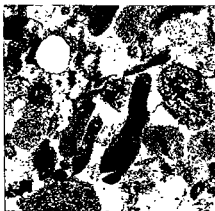


Рис. 10-27 Известняк Олмек, серия Белл (докембри), Ледьярдвилл Национальный парк, Монтана. Без анализатора,  $\times 30$

Большая часть состоит из крупных обломков из оксидных карбонатных обломков, ассоциирующих с ископаемыми кристаллическими кристаллами, включая идионы, колонии идионов, колонии идионов и кристаллы

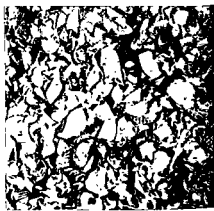


Рис. 10-28 Ривингтон, ранн. кембри (современный), Флорида. Размер блиток к натуре 1:1 мм

Обратите внимание на обломочный характер ривингтонского материала, состоящего из матриксов и обломков ривингтона

друг в друга (рис. 10-33). Обломочный кварцевый песок смешивается с карбонатным песком в любых пропорциях. Даже те формации, которые обычно называют известковыми, могут содержать значительный объем обломочного кварца [353, 70, 273, 155, 2] (рис. 10-34). С увеличением количества обломочного кварца калькаренит превращается в псаммитовый известняк. Более крупные и заметные зерна кварца обычно хорошо окатаны. В некоторых случаях кварц образует ядро известковых оолитов. Иногда заметно, как разрастание звездчатого кварца замещает первичный оолит [156] (рис. 10-35).



Рис. 10-34. Классификация калькаренитов и связанных с ними пород, основанная на составе фракций каркаса

Рис. 10-35. Формация Хейл, группа Мороу (пенсильванец). Фанетилл, Арканзас. Бел анализатор,  $\times 40$ .

Известковый оолит (оранжесит), смененный частично халдитом. Обломочные кварцевые ядра оолита увеличались в объеме в результате разрастания при замещении оолита. Обратите внимание на мелкие карбонатные включения в кварце, в которых едва прослеживается строение замещенного оолита.

В полевых условиях калькарениты имеют сходство с некарбонатными песками. Обычно они отложены течением и имеют косую слоистость, сходную как по масштабу, так и по типу с косой слоистостью, наблюдаемой в обычных песчанках. Косая слоистость морских калькаренитов в среднем составляет 18 см, но известны слои, мощность которых достигает нескольких метров [293, 2]. По простиранию косая слоистость имеет заметное бимодальное распределение, отличающееся на  $180^\circ$ , указывающее на действие приливно-отливных течений [293, 181, 162]. Золовые калькарениты униформальны и характеризуются крупномасштабной косой слоистостью до 23 м, например, в плейстоценовых эолинах Бермуд [215].

В свете современных знаний представляется возможным отложение древних калькаренитов в мелководных, подверженных сильному действию приливно-отливных течений зонах или, что менее вероятно, отложение их в виде субазальных карбонатных дюн; слагающий их карбонатный обломочный материал мигрировал из участков мелководного морского шельфа в прибрежную зону. Петрографические особенности

их, в отличие от криноидных ракушечников, про-  
кожных водах, так что останки отмерших животных в  
сохранном состоянии захоронились в донном иле. Мергели с  
ними, но хорошо сохранившимися остатками криноидей с  
циркованным брахиальным сочленением и энкриинты, сложенные  
тированными и промытыми криноидными обломками, указывают на  
существование двух контрастных фацальных обстановок карбон  
осадконакопления. Хэддинг [136] объяснил отсутствие ила в  
трагичии обломков криноидей донными течениями на участке воз

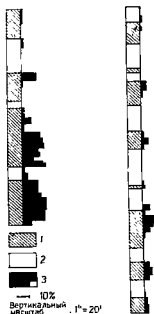


Рис. 10-31. Совместное залегание карбонатных оолитов и зерен обломочного кварца в известняке Гринбрир (миссисипий), западная Виргиния. По [273].  
1 — оолиты; 2 — отсутствие оолитов; 3 — кварцевый песок



Рис. 10-32. Диаграмма, показывающая складные условия происхождения калькаренинтов и лититовых аренитов.

1 — оолит; 2 — ил; 3 — глинистый сланец; 4 — аскальный сланец; 5 — известковый песок (оолиты и скелетные обломки); 6 — известковый ил; 7 — фекальные pellets; 8 — кальциолит; 9 — лавовые оолиты

ния и обмеления морского дна. Цементация энкриинита происходит при отложении кальцита, в кристаллографическом продолжении зерен, составляющих каркас породы. Таким образом происходит превращение всей породы в крупнозернистую, взаимопроникающую мозаику — осадочный «мрамор» (рис. 10-30).

Калькаренинты, главной составной частью которых являются оолиты, называются ооспаритами (если главная составная часть — оолиты, они называются ооспаррудинтами), по Фолку. Оолитовая структура почти всегда первична и указывает на мелководную, неспокойную обстановку. Убедительным доказательством этого положения являются одинаковые размеры оолитов, ассоциация их с обломочными зернами кварца (рис. 10-31), косая слоистость многих оолитовых пород, чистый кристаллический карбонатный цемент (отсутствие тонких поровых карбонатных илов). Наблюдения над известковыми оолитами Багамских островов, проведенные Иллигом [163], приводят к заклю-

органические образования. Обычно окаменелости встречаются в виде внутренних и внешних отпечатков, их следов и слепков.

Рифы и рифообразующие породы были описаны во многих местах. К наиболее хорошо изученным и широко известным относятся Ниагарские (силурийские) рифы района Великих Озер [65, 302, 208], силурийские рифы о. Готланд [137], раннекарбоновые «рифовые холмы» Ирландии [197] и Англии [245], миссисипские [259] и пенсильванские биогермы Нью-Мексико [253], плейстоценовые рифы о. Гуам [288], девонские рифовые комплексы Рейнской геосинклинали [183] и девонские рифы провинции Альберта в Канаде [180].

### Литифицированные карбонатные илы (кальциллиты и кальцигранулиты)

Литифицированные карбонатные илы состоят в основном из очень тонкозернистых карбонатов. Грабау [125] назвал эти породы кальциллитами и кальциллульверитами. Первые представляют собой ил, отложенный течениями (или является продуктом гонимого истирания), вторые — продукт химического осаждения тонкозернистого материала. Хотя различие между ними существенно, его не всегда легко установить, поэтому термин кальциллит обычно



Рис. 10-37 Известковый (биоцикритовый, вакковый) пласт, сланцы Декора (органит) Сент-Пол, Миннесота. Без аналитатора,  $\times 30$ .

Обозначены равнины брандербурга и мидленд в известковом пластом матрице

Рис. 10-38. Фораминиферовый известняк (биоцикрит) (?), эоцен из Пирамид, Гизе, Египет. Без аналитатора,  $\times 46$ .

Несколько не разграничен с равниной Мидленд в известковом иле, в котором содержатся многочисленные разрозненные, обломки ископаемых остатков

используют по отношению к любым тонкозернистым известнякам, независимо от их происхождения. Фолк [95] применил к породам этого класса термин «микрит», хотя он ограничил его микрокристаллическим кальцитом с размерами зерен до 4 мкм, этот термин применяется для более грубозернистого материала, а также к современным арагонитовым илам.



по форме, размерам, реактовым текстурам или в не по обнаружению частично микритизированных зерен.

Обычным цементом калькаренинов является кристаллический, за исключением тех случаев, когда он подвергся долом. Цемент может составлять 50% и более от всей породы. В некоторых калькаренитах цемент может быть представлен в виде как дубча каечок на обломочных зернах, так и чистой крупнокристаллической мозаики между зернами. Карбонатный детрит, который представляет собой единый кристаллографический индивид (например, обломки, поглощая), неизменно окружен карбонатным цементом, имеющим ту же кристаллографическую и оптическую ориентировку, что и обломки. По терминологии Батхёрста [14], это — цемент синтаксиального образования. Первичные обломки выглядят как «теппи», различные только по общему выведившим включениям (см. рис. 10-30). Некоторые авторы считают, что кристаллический кальцитовый цемент является диагенетическим продуктом замещения ранее образовавшегося тонкозернистого микрита [30]. Граф и Ламар [131] считали, что кристаллический кальцит в штате Иллинойс — вторичный цемент, переотложенный после растворения и выноса первичного тонкозернистого бурого кальцита. В результате несплошного выноса этого первичного цемента в межзернистых порах остались остатки в форме песочных часов, которые особенно отчетливо видны на контакте между двумя зернами. Бергенбэк и Терриер [24] считают, что эта интерпретация не пригодна для калькаренинов, ассоциирующих с отложениями Скарри-Риф (перм-карбонového возраста, Техас). Представляется неслучайным, чтобы хорошо промытые косослоистые карбонатные пески и илы отложившись одновременно в одном и том же месте. Поэтому кальцитовый цемент — это настоящий поровый цемент, а не продукт перекристаллизации.



Рис. 10-33. Известняк Сент-Луис (миссисипий), Бедстаун Квотрикс, Иллинойс, скрещенные никели,  $\times 25$

Крупные светлые зерна кварца, кварцита и кремня имеют с матрицей алевритовой разномасштабности кварца и карбонатной матрицы преобладает. В образце видны известняковые гальки.

Общей чертой для многих калькаренинов является микритовая кайма, видимая на многих зернах карбоната породы. Подобная микритовая оболочка могла возникнуть либо при осаждении из раствора микритового слоя, либо при микритизации первичного зерна [43]. Эта однослойная оболочка (поверхностные оолиты, по Кароцци) обычно имеет одинаковую мощность и повторяет контур зерна. С другой стороны, зона микритовых плазменций нечеткая и проникает в зерно на различную глубину. Некоторые зерна не полностью окружены микритовой оболочкой, другие — целиком окружены микритовым слоем. Внутренняя граница микритовой зоны может быть распыленной, а не резкой, как в случае химически осажденной оболочки.

Калькаренины могут быть тесно связаны с кварцевыми аренинами. При этом они не только переплаиваются с ними, но также и переходят

улитки и другие зоопланктонные формы, питающиеся фитопланктоном. Обширное разрушение водорослевого покрытия планктонными организмами препятствует образованию ламинитов [111].

Изучение шлифов микритовых известняков дает мало новых сведений. За исключением отмеченных выше случаев, когда отчетливо различались пеллеты, микрокристаллическая карбонатная масса с трудом различается в стандартном шлифе. Более полезны ультратонкие шлифы, но наибольший прогресс достигнут при использовании электронного микроскопа [207, 93, 202]. С помощью электронного микроскопа выявляется большое разнообразие форм и структур зерен, что позволило определить происхождение зерен, диагенетическую историю, а также, возможно, способ осадкоаккумуляции и фациальную обстановку. Некоторые кальциниты, особенно юрского возраста и моложе, изобилуют кокколитами и, следовательно, имеют явное биогенное происхождение. Действительно, многие молодые тонкозернистые известняки представляют собой скопления кокколитов или «водорослевой пыли» [357]. Исследование, проведенное Лобо и Осборном под сканирующим электронным микроскопом, убедительно показали, что много, если не большинство, ордовикских микритов штата Огайо представляют собой раздробленный скелетный материал.

Вопрос о происхождении и значении некоторых типов тонкозернистых, плотных, лишенных структуры известняков является спорным. Как полагал Грабау [125], некоторые из них могут являться продуктом тончайшего истирания морских отложений; например, таким путем образовались многие калькариниты. Другие образовались в результате химического или биохимического осаждения. Остается неясным — как образуются современные карбонатные илы. Сверхтонкие арагонитовые илы Багамского региона связываются с жизнедеятельностью бактерий [75, 19, 20]. Их также считают продуктом прямого химического осаждения карбоната кальция [58] и освобождения арагонитовых иголок из водорослевой ткани при разрушении последней [210, 317]. Изотопный состав кислорода в карбонатах неорганического происхождения и в биохимически осажденных карбонатах различен. Изотопный анализ карбонатных илов Багамского региона указывает на их водорослевое происхождение [213]. Однако в Персидском заливе арагонитовые илы — это чисто химически осажденный продукт [179].

Писчий мел также является тонкозернистой карбонатной породой, которая отличается от обычного плотного литифицированного микритового известняка наличием рыхлой пористой структуры. Обычно мел, как и кальцит, почти целиком состоит из карбоната кальция и имеет белый цвет (см. табл. 10-4, ж). В отложениях писчего мела Франции содержание карбонатной части колеблется от 90 до 98%; Канзасский мел состоит на 88—98% из карбоната кальция, в среднем 94% [280]. Под микроскопом видно, что писчий мел состоит из раковин микроорганизмов, сложенных чистым кальцитом, которые погружены в бесструктурный матрикс, состоящий из тонкозернистого кальцита. В отложениях мела штата Канзас микроокрашенности составляют 17—34% от объема всей породы; остальную часть составляет матрикс. Наиболее распространены фораминиферы рода *Globigerina*, *Textularia* и другие. В писчем меле также находят шипы и ячейки планктонных водорослей, известные как рабдолиты и кокколиты, а также отдельные спиккулы губок и раковины радиолярий.

Большинство известных отложений писчего мела имеют меловой возраст. Наиболее известны отложения мела, расположенные по обо-

и внутренняя структура карбонатных песков банок пелага по всем основным чертам сходны с карбо древних толщ [165].

### Баундстоуны [рифообразующие породы]

Термин баундстоуны (boundstone) предложен Дайкхемом для пород, частицы которых в ходе отложения осадка находились в связанном состоянии. Этот термин более или менее эквивалентен терминам «рифовые карбонаты», «биогермы», «клинтиты», обозначающим породы, образованные организмами (скрепляющими и связующими осадок) и имеющие каркас, устойчивый к действию волн.

Эти породы обычно характеризуются неплотным сетчатым строением, обладают крупными порами и покрыты кавернами (рис. 10-36).



Рис. 10-36 Рифообразующая порода — баундстоун, или биогермит (левый). По [183].

В первичных пустотах: 1 — алаесолиты 2 — одиночные кораллы ругоза 3 — кораллы табулята, 4 — детрит, 5 — волокнистый кальцит, 6 — друзовидный кальцит

Строение каркаса, связывающего породу воедино и придающего ей жесткость и устойчивость к действию волн, меняется в зависимости от места и возраста отложений. Кораллы являются и всегда являлись важными каркасообразователями — отсюда термин «коралловые рифы». Но, как сейчас установлено, они играют меньшую роль, чем некоторые другие формы, особенно известковые водоросли *Lithothamnium* и родственные им [3]. В других местах баундстоуны рифоподобных отложений создаются строматопорами, даже окончательными мшанками и рудитами [259].

Половина всего объема породы может приходиться на пустоты и частично заполненные каверны. Каверны выполнены друзообразными

кристаллами кальцита. Более крупные каверны покрыты тонкими слоями окисловидного кальцита, похожего на натечный камень пещер. Некоторые крупные карманы заполнены слоистыми осадками — в отдельных случаях глинистыми, иногда микритовыми. Многие пустоты имеют подобное осадочное выполнение в нижней части, а в верхней части сложены друзовидным яснокристаллическим кальцитом. Таким образом формируется геопетальная структура. Многие пустоты являются первоначальными порами в рифе, другие, судя по их форме, открылись в результате растворения окаменелостей, третьи, неправильной формы, имеют неопределенное происхождение. Строматаксии многих рифов, в частности силурийских рифов района Великих Озер, имеют также неопределенное происхождение. Некоторые рифовые породы имеют внешнее сходство с крупнообломочной брекчией. По-видимому, рифовые породы особенно подвержены доломитизации, многие ископаемые рифы целиком доломитовые.

Обычно центральная часть рифа лишена слоистости или подобных структурных форм, за исключением строматактисовой текстуры. Ядро в значительной мере может быть фоссилизировано, но в других случаях интенсивная доломитизация и растворение разрушают все

## Известковый туф, травертин и мергель

Известковый туф и травертин представляют собой известняк, образовавшийся при испарении вод источников и рек. Известковый туф — это губчатый пористый материал, образующий тонкий поверхностный налет вокруг источников или просачиваний вод, а также в исключительных случаях в реках. Известь осаждалась на растущих растениях и поэтому в отложенных туфа имеются отпечатки листьев и стеблей. Туф имеет своеобразную сетчатую структуру, он обычно нетвердый и полутвердый (рис. 10-40). Известковый туф редко образует крупные скопления и встречается главным образом в современных и четвертичных отложениях. Более плотные и прочные разновидности встречаются в слабо пересыщенных солью озерах, например в оз. Пирамид штата Невада. Достаточно широко распространенные отложения туфа обнаружены по берегам высохшего сейчас оз. Лахонтон [281] и оз. Бонневиль [114] в районе Большого Бассейна. Туф оз. Лахонтон встречается в различных формах: литонидный туф, в виде сотовидного покрытия на различных материалах, тиролоитовый туф, представляющий собой перелетанные кристаллы кальцита, являющиеся псевдоморфозами по гейлюкситу, и дендронидный туф, который образует сферические или полусферические подушковидные тела с крупнорадiallyй структурой. Эти туфовые отложения образуют значительные по размерам холмы или купола по берегам многих древних озер.

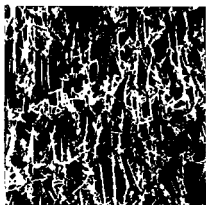


Рис. 10-40. Известковый туф (современный). Размер близок к натуральному.

Известковый материал отлагался на стеблях растений. Обратите внимание на его высокую пористость и губчатый характер.

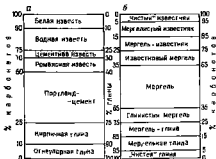


Рис. 10-41. Классификация известково-глинистой карбонатной смеси

а — промышленные продукты [22], б — петрографические типы

Применяется по отношению к глауконитовым зеленоцветным пескам, но более часто используется для обозначения сыпучих карбонатных земель, на-

имеющих различные значения. Мергель — термин, имеющий различные значения. Применяется по отношению к глауконитовым зеленоцветным пескам, но более часто используется для обозначения сыпучих карбонатных земель, на-

При более тщательном исследовании оказывается, что выше известняки содержат некоторое количество более крупного: ала, такого как пеллеты, обломки скелетов, сферолиты (реже стоящие оолиты и интракласты). Когда содержание этого материала превышает 10%, Фолк употребляет термин биомикрит и пелмикрит. Если же более крупные компоненты рассеяны в породе (и составляют менее 10%), порода описывается как микрит с окаменелостями или нечто подобное (см. табл. 10-8). Породы, в которых отсутствуют такие крупные компоненты, являются просто микритом. По терминологии Данхэма [77], микрит, содержащий 10% или более зерен скелетного или иного состава,

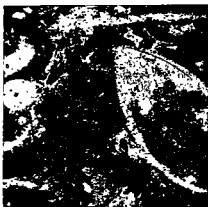


Рис. 10-39 Коралловый известняк (биомикрит). Уиллок (свалур) Шриланка. Без анализатора  $\times 30$

Не разрушенные разрывы брахипод и обломки иглокожих в известняковом але

называется пакстоун (рис. 10-37, 10-38, 10-39), если же зерна в нем образуют самостоятельный каркас, он называется пакстоун. Большинство микритовых известняков плотные, однородные и лишены более крупных компонентов. Это так называемые «литографские известняки» (аргиллиты, по терминологии Данхэма). Под микроскопом они неожиданно обнаруживают четко выраженную пеллетовую текстуру. Такие микритовые известняки, содержащие неправильные или трубчатые включения или линзы янокристаллического кальцита и имеющие феестральную структуру, определяются Фолком как дисмикрит. Происхождение этих феестр уже обсуждалось в этой главе. Слоистость кальцилитовых мняется от плитчатой до желваковой.

Многие тонкозернистые кальцилиты настолько однородны и лишены всякой структуры, что их используют в литографии. Некоторые различия, однако, имеют тончайшую слоистость. По отношению к этим известнякам применен термин ламинит. Хотя подобные слоики связаны иногда с деятельностью течений, большинство из них обусловлено аккумуляцией под влиянием водорослевых скоплений. Эти формы в известном смысле являются разновидностью строматолитов. Предполагают, что поверхность осадконакопления была покрыта тонким покровом синезеленых водорослей. Выпадающий осадок тонким слоем (1 мм или менее) покрывал этот слой, после чего водорослевый покров быстро восстанавливался и со временем покрывался новым слоем осадка. Остаточные трещины прилипают к водорослевой сети или улавливаются ею. В дополнение к этому карбонат мог также выделяться водорослями. Древние карбонатные ламиниты сохраняют морфологию водорослевых покровов, даже если органический материал разложен.

Водорослевые слои прерывисты, обычно неправильны по форме, образуют четкие и крупные приморзные выпуклости (см. рис. 4-30). Они могут прерываться сужающимися линзу трещинами, вероятно трещинами усыхания. Ламиниты, возможно, являются индикатором пересыхенных солью вод или других обстановок, в которых не могут жить

Под микроскопом видно, что калiche состоит из пизолитовых тел, концентрических колец кальцита (заполняющего трещины высыхания), корродированных и в разной степени замещенных, обломочного кварца и полевых шпатов, а также концентрически слоистых элементов, напоминающих водорослевые текстуры. Некоторые исследователи полагают, что эти псевдоолитовые и пизолитовые тела имеют водорослевую природу, но сейчас считают, что они возникли в процессе формирования почвы и связаны с пизолитами бокситовых и латеритных почв [323]. Каличе состоит главным образом из карбоната кальция в виде кальцита; карбонат магния встречается редко [124.] иногда присутствует опал [83].

В древних геологических толщах каличе также находят в виде мелких кальцитовых желваков («корней»), отложенных в условиях аридного климата и встречающихся в верхней тонкозернистой части аллювиального цингла. В некоторых случаях эти желваки срастаются и образуют известковый пласт, как например, Древний Красный Песчанник Северного Уэльса [5]. Под микроскопом видно, что эти каличе имеют пеллетоидную структуру и содержат частицы алевролита, окруженные крупнокристаллическим кальцитом, не содержащим алевролит. Некоторые крупные пеллеты грубослоисты. Аналогичные желваковые скопления каличе известны в верхней части красноцветных аргиллитов подобных аллювиальных толщ формации Кэтсклл (девон) и Мок-Чанк (миссисипи) в Пенсильвании. Пизолиты каличе были также описаны в формации Кэпитан-Риф (пермь) в Гваделупских горах в Нью-Мексико, где подобные образования прежде считались водорослевыми [78].

### Доломит

Как отмечал Ван-Туйл [338], доломит и проблема его происхождения длительное время занимали умы геологов; о его образовании было выдвинуто много теорий. Специальная литература, посвященная доломитам, весьма обширна [56]. Сначала мы рассмотрим их природу, а в следующем разделе обсудим вопросы происхождения.

Впервые доломит был описан в Тироле. Название «доломит» было применено к этим породам в 1792 г. Сосюром в честь одного из первых исследователей этой породы Долмэ [338]. Доломит, как уже отмечалось, широко распространен как во времени, так и в пространстве, и является одной из важнейших пород земной коры. Доломит, например, составляет 10,2% от осадочного покрова Русской платформы; известняк составляет 17,6% [278].

**Номенклатура.** Доломит является разновидностью известняка, содержащей свыше 50% карбоната, более половины которого сложено доломитом. Поскольку этот термин употребляется также для обозначения минерала доломит, по отношению к породе возможно употребление термина *dolostone* (доломитовая порода) [303]. Однако, несмотря на возможную двусмысленность, возникающую из употребления одного и того же термина как для породы, так и для минерала, термин

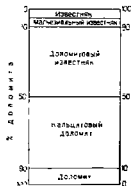


Рис. 10-43. Классификация кальцит-доломитовых смешанных пород

им берегам Ла-Манша и являющиеся типовым стемы, благодаря чему она и получила такое в Америке пещный мел широко распространен в от возраста штатов Алабама, Миссисипи и Теннесси (меловая ма), а также в Небраске и соседних штатах (свита Ньюб бецио детально описан мел свиты Форт Хэйс в штате Канзас

Мел является рыхлым карбонатом. Мел относится к поятя менным породам, несмотря на то что в нем могут содержаться кр вые желваки, нигда образующие ритмическую слоистость [271]. ма примечательно, что растворы, проходящие через такой порье и легко поддающийся изменениям материал, не оказывают сколь нибудь существенного воздействия на него. Полагают, что в отличие от других известковых карбонатных отложений, мел осаждался в виде кальцита, а не арагонита, и благодаря большей стабильности кальцита, в породе не было никаких преобразований, которые имели бы место, если бы первоначальный карбонат осаждался в виде арагонита. Именно поэтому отложения мела не преобразовались в твердую и плотную породу. Здесь, однако, имеются заметные исключения, поскольку известны «жесткие грунты» хорошо сцементированного ме- да [341].

### **Аллодалические (сортированные) известняки**

Термин аллодапические был применен к известнякам ош- рделенного типа, которые предположительно отложены турбидитны- ми потоками в относительно глубоководных участках, куда они при- носились с мелководных рифовых зон [229].

Аллодапические известняки представляют собой ритмически пе- реслаивающиеся правильные плитчатые пластины известняков и пели- товых слоев. Отдельные пласты прослеживаются на большие рассто- яния без заметного изменения мощности. Они лишены каких-либо черт, указывающих на их отложение в мелководной обстановке, характери- зуются градационной слоистостью с четким нижним контактом и неяс- ным верхним; подошва пласта местами маркируется знаками волоче- ния [187, 336, 176]. В отдельных пластах наблюдаются характерные черты турбидитного цикла, такие как переходы крупнозернистых слабо отсортированных горизонтов в горизонтальную слоистость, в некоторых случаях конволутиная слоистость и знаки потоковой ряби (см. рис. 10-53).

Аллодапические известняки, подобно их кремнистым аналогам, представляют собой «петрологический комплекс» и не относятся к четко определяемым породам, но благодаря своим уникальным особен- ностям они выделены и описаны здесь как самостоятельная группа. В основном нижняя часть каждого пласта более крупнозернистая. Сор- тированность очень слабая; материал в большинстве своем плохосор- танный и представлен крупными обломками ископаемых остатков, в основном мелководными морскими бентосными формами, в большинст- ве своем обитателями рифов с примесью пелагических ископаемых ос- татков. Пелитовая примесь содержит только пелагические ископаемые остатки — нектонные и планктонные формы, бентос отсутствует. Ниж- няя часть в основном представлена «пакетоунами» (структурообразую- щий лотрат с плитным матриком), верхняя — тонкозернистым каль- щитом или микритом. Наиболее удаленные от источников сноса, слои могут быть преимущественно тонкозернистыми.

ны в кремнистых и в песчаных доломитах. Железистые карбонаты встречаются в доломитах в виде твердых растворов, но не встречаются в кальците. Обогащенные железом разности называются железистым доломитом. Даже незначительные следы железа ведут к появлению бурой окраски при выветривании, вызванной окислением железа. Это помогает установить различие между известняками и доломитами в полевых условиях.

Таблица 10-10

Номенклатура осадочных кальцитовых и доломитовых карбонатов

Тип	Доломит, %	Приблизительное содержание эквивалента MgO, %	Приблизительное содержание эквивалента MgCO <sub>3</sub> , %
<b>Известняк</b>			
с высоким содержанием кальция	0—10*	0—1,1	0—2,3
магнезиальный		1,1—2,1	2,3—4,4
доломитовый известняк	10—50	2,1—10,8	4,4—22,7
кальцитовый доломит	50—90	10,8—19,5	22,7—41,0
<b>Доломит</b>	90—100	19,5—21,6	41,0—45,4

\* В известняке с высоким содержанием кальция доломит не содержится; карбонат магния в кальците присутствует в виде твердого раствора.

Структуры и текстуры. Некоторые исследователи [312, 98] принимают, что доломиты подразделяются на два класса, отличающиеся размерами кристаллов, граница которых приходится на интервал 10—20 мкм. К первому классу относятся очень тонкозернистые кристаллические доломиты, которые встречаются в основном в виде тонких, обычно сланцеватых пластов, со знаками ряби, трещинами усыхания и следами эрозии; в них отсутствуют реликты фауны, оолитов и т. д. Ко второму классу относятся более крупнокристаллические или сахаровидные доломиты со множеством следов замещения. Считают, что доломиты первого класса первичны, а второго — представляют собой продукт эпигенетического или диагенетического замещения известняков. В основных чертах доломиты очень похожи на известняки, но более тщательное исследование выявляет множество различий. В доломитах, которые являются продуктом доломитизации известняков, первичные структурные или текстурные особенности затухиваны или совсем стерты. Обломочная текстура калькаринта, например, может стать совершенно неразличимой. Особенности кластических пород проявляются лишь в наличии тенеподобных реликтов, слабо повторяющих контуры первичных структурообразующих зерен. Доломитизированные оолиты и ископаемые осадки проявляются в виде слабых контуров, повторяющих первоначальные формы, и в большинстве своем лишены каких-либо внутренних деталей. В других случаях только рассеянные зерна обломочного кварца являются свидетелями первоначального обломочного происхождения породы. Хотя доломиты обычно не содержат окаменелостей, в некоторых образцах невооруженным глазом видны окаменелости в виде наружных и внутренних отпечатков. Сохранность отдельных деталей очень слабая, и подобные пустоты обычно выполнены друзовидным доломитом.

Доломитизация сопровождается крупномасштабной перекристаллизацией, в результате которой в конне концов образуется гранобла-



капливавшихся в молодых или современных пресноводных. Некоторые растения, в особенности харофиты, могут получать углерода для фотосинтеза за счет  $\text{CO}_2$  в растворе. Карбонат таким образом, осаждается в виде корки на листьях и стеблях ний. Этот осадок время от времени слетает и накапливается на озера. Пресноводные известняки, образованные таким образом, характер псевдобрекчии. Мелкие угловатые обломки или чешуйки карбоната кальция заключены в иловой массе такого же состава. К обрззованному таким образом материалу может добавляться карбонат,

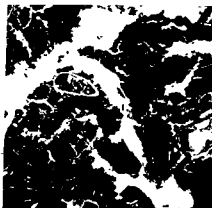


Рис. 10-12. Пресноводный известняк Грэнбуш (песчаный), Изливой. Бет анализатора,  $\times 35$

Сочет. тонкозернистые агрегаты карбоната (спираль), в которых видны чешуйчатые, ные обломки раковин (сетчатое углето) р-с вешние несправедливыми трещинами и пустотами. Зернистый желтый карбонат и микрокристаллический кремнез (светлый)

осажденный микроорганизмами [349], и карбонат, выделяемый пресноводными моллюсками. Пресноводные мергели являются до некоторой степени глинами образованиями и часто используются в качестве составной части при изготовлении портланд-цемента (рис. 10-41). В древних толщах пресноводные известняки характеризуются почти полным отсутствием морской фауны; в них могут содержаться представители *Spirorbis*, различные остракоды и случайные моллюски. Многие мергели содержат водоросли и характеризуются водорослевыми текстурами. Некоторые из них имеют желваковое строение. Желваковые массы могут представлять собой заполненные кальцитом трещины синергиза. Под микроскопом видно, что порода сложена округлыми сгусткообразными скоплениями плотного, тонкозернистого карбоната, скрепленного более чистым и крупнозернистым карбонатом (рис. 10-42).

Термин мергельная порода (или марлит) применяют к более жирным породам такого же состава, что и мергель. Эта порода менее спайчатая, чем глинистые сланцы, и, подобно аргиллиту, разбита на блоки со слабо раковинным изломом. Термин мергельная порода иногда употребляется в более широком смысле и включает другие карбонатные породы. Такое использование термина подвергается критике [251].

### Каличе и другие эвапоритовые карбонаты

Каличе — обогащенные известью отложения, образовавшиеся в почвах некоторых полуаридных районов. Под действием капиллярных сил известьсодержащие воды поднимаются к поверхности, испаряются и образуется обогащенное известью каличе. Древние отложения каличе, вероятно, должны быть сильно затвердевшими (калькрет). Отложения характеризуются наличием крупных, концентрического строения подушкообразных образований. В некоторых районах каличе покрывает столовые горы истинны [262, 38] Отдельные стадии развития каличе были описаны Гилем и сваттарам [115]

10-44) Г.  
теской Ц.  
вальные ко  
ом уапу  
ти 2070

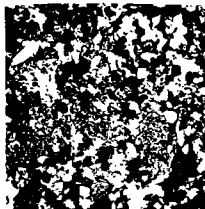


Рис. 10-44. Глаукоцитовый доломит (жемчурин), Колорадо. Без авидизатора  $\times 31$   
Крупнокристаллический доломит (серые ромбы) с глаукоцитовыми гранулами (черные, и в ос-  
лабленных зонах кварца (белые). Не очень хорошо замечено обрастание кварца

Ракушечный известняк (Синод)крит жм бножидат, состоящий главным образом из т.ч. - я бражидат (Леросидат). ныне сложившихся возмозных кальцитом Известковый ил мезд. минерал бражидат превращен в крупные зернистые ромбы

Рис. 10-й. Доломитовый известняк Мидвестта без диалитора X80  
Значимые порфирообразные зернышки разбросаны в аккредильной калкитовой матрице

В результате не полной доломитизации образуется крапчатая порода, характеризующаяся пятнистым распределением доломита. Крапчатый облик породы наиболее хорошо проявляется на выветрелой или корродированной поверхности. Крапчатые доломиты неоднократно описывались в литературе [338, 27, 133, 22, 285] и, по-видимому, достаточно распространены. Рисунок доломитизации на поверхности таких пород

доломит прочно вошел в употребление и, возможно, употребляться по отношению к породе и минералу.

Породы, занимающие по составу промежуточное положение известнякам и доломитам, имеют разнообразные названия, причем те породы, в которых кальцит преобладает над доломитом, дают доломитовым известняком, породы, в которых доломит преобладает над кальцитом, называются известковым, кальцитовым, известистым, содержащим известь доломитом. Общего согласия по разграничения смешанных пород и более однородных, являющихся конечными членами ряда, еще не достигнуто. Преобладание кальцита над доломитом, или наоборот, взято за основу подразделения известняков и доломитов. Известняк, являющийся конечным членом ряда, называется кальцитовым известняком при условии, если в нем содержится незначительное количество магнезии. Если же он содержит значительное количество магнезии, он называется магнезиальным известняком, если же преобладает доломит, то это доломитовый известняк (рис. 10-43). Если же содержание магнезии незначительно, он присутствует в виде  $MgCO_3$  в твердом растворе в кальците, а минерал доломит отсутствует. Однако кальцит обычно может содержаться в твердом растворе 1 или 2%  $MgCO_3$ . Только в некоторых современных скелетных материалах он может содержаться в больших количествах. Следовательно, в древних породах магнезиальный известняк может содержать заметное, хотя и небольшое количество доломита.

Таблица 10-9

Относительная распространенность известняков и доломитов в долине Седар из формаций Уонсингтон, Гауэр и Хопкинсон (силур, девон) штата Айова, США. Го [292]

Определенный петрографическим способом % доломитов	Количество образцов
0—10	48
10—50	8
50—90	5
90—100	97
Всего	158

Породы, представляющие собой смесь кальцита и доломита, в действительности гораздо менее типичны, чем конечные члены ряда, содержащие в основном кальцит или доломит. Как показано на рис. 10-8 и в табл. 10-9, карбонатные породы, в которых более 10%, но менее 90% доломита (менее 90% и более 10% кальцита), сравнительно редки. Этот факт впервые был отмечен Стайдтманном [312] и подтвержден Голдичем и Пармалли [123], Чейвом [49] и другими. Если провести границу между доломитом, являющимся конечным членом ряда, и смешанной кальцито-доломитовой породой по 90% доломита, а границу между известняком и смешанной породой по линии 10% доломита, то основная масса карбонатных пород будет либо известняками, либо доломитами. Предложенная номенклатура обобщена в табл. 10-10. Более точная классификация, основанная на минеральном составе, который рассчитан по химическим анализам, разработана Мартине и Сужи [225]; см. также [51, 276, 46, 90] для ознакомления с различными классификациями по составу.

**Состав.** По химическому составу доломиты напоминают известняки, за исключением того, что  $MgO$  в доломитах составляет существенную часть и играет важную роль (табл. 10-11). Содержание магнезии в осадочных карбонатах подвержено колебаниям во времени (см. рис. 17-2). В древних карбонатах содержится больше магнезии, чем в молодых [66], поэтому доломит более распространен в древних породах.

Некоторые доломиты тесно связаны с эвапоритами и содержат ангидрит или гипс. Содержание кремниескислоты может быть значитель-

рых случаях граница между доломитом и кальцитом сечет стратиграфическую поверхность [73]. Иногда границы распространения доломита, по-видимому, контролируются структурным фактором; например, дальним разломом [143] или складок [191]. Нередок латеральный переход доломитов в известняки; подобные фашиальные замещения могут иметь резкий характер. Хотя о палеогеографии доломитов известно еще немного, полагают, что он более типичен для прибрежных фаший, в то время как известняк является продуктом удаленных от берега зон, возможно, с морскими водами более нормальной солености (предполагают, что прибрежные участки имеют более соленые воды; рис. 10-48). Имеются, однако, случаи с обратным соотношением, когда известняки расположены в периферийных, а доломиты в центральных частях бассейна [321]. Доломиты характерны для зарифовых участков, а известняки формируются на самих рифах или перед рифами [59]. В нижнем силуре доломиты, по-видимому, накапливались в иной географической обстановке, чем соседние известняки [8], как, например, в кембрийско-ордовикских отложениях на востоке штата Теннесси и юго-западе штата Виргиния [76, 150].

Во многих местах доломиты тесно связаны с эвапоритами, особенно с гипсом и ангидритом. В одних случаях эвапоритовый материал представлен только рассеянными кристаллами гипса и ангидрита в доломите. В других случаях доломит переслаивается с сульфатами. Эти доломиты обычно тонкозернистые, а не сахаровидные, им свойственны тонкая слоистость, а также наличие коричневого оттенка из-за примеси битуминозного вещества.

Где же отлагается доломит в настоящее время? По-видимому, в больших масштабах накопление доломита нигде не происходит. Многие принимают это как доказательство диагенетического, а не первично осадочного происхождения доломита, или считают, что условия осадконакопления в прошлом сильно отличались от современных. Однако в последние годы доломит, хотя и в очень незначительном объеме, был обнаружен в некоторых ограниченных фашиальных обстановках. Несмотря на несколько ранних упоминаний о современных доломитах, этой проблеме стали уделять большое внимание только после того как Олдерман и Скиппер [4] опубликовали статью о доломитовом мергеле, образующемся в лагуне Куранг Южной Австралии. После этого доломит был найден в виде корок выне приливно-отливной зоны Флоридского залива [299] в Багамских островах [301], на себях района Персидского залива [164], в Нидерландских Антилах [71] и на некоторых Тихоокеанских атоллах [25]. Известны также и другие места осаждения доломита, например на прибрежных отмелях оз. Балхаш [321].

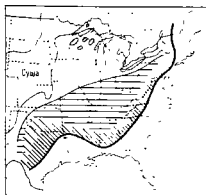


Рис. 10-48. География распространения доломитов в восточной части США [150].

1 — преобладают кристаллические осадки; 2 — преобладают доломиты; 3 — преобладают известняки; 4 — край континентального шельфа

стовая структура. При полной перекристаллизации крупнокристаллическая мозаика, в которой, митовые кристаллы сохраняют эвгедральную форму Фридману [103], такая структура называется и неполной доломитизации образуются рассеянные эвгедральные доломиты, заключенные в неизменном кальцитовом (порфиронидная структура, по Фридману; рис. 10-45). Эти

Таблица

Химический состав доломитов

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	
SiO <sub>2</sub>	—	2,55	7,06	3,24	24,92	0, —
TiO <sub>2</sub>	—	0,02	0,12	—	0,18	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,23	1,97	0,17	1,82	0,20*
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,02	0,14	0,17	0,66	—
FeO	—	0,18	0,56	0,06	0,40	1,03**
MnO	—	0,04	0,07	—	0,11	—
MgO	21,9	7,07	19,46	20,81	14,70	20,48
CaO	30,4	45,65	26,72	29,58	22,32	20,97
Na <sub>2</sub> O	—	0,01	0,12	—	0,03	—
K <sub>2</sub> O	—	0,03	0,12	—	0,04	—
H <sub>2</sub> O+	—	0,05	0,33	30,0	0,42	—
H <sub>2</sub> O-	—	0,18	0,30	—	0,36	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,04	0,91	—	0,01	0,05
CO <sub>2</sub>	47,7	41,60	41,13	45,54	33,82	47,91**
SO <sub>3</sub>	—	0,03	—	—	0,01**	—
S	—	0,30**	0,19	—	0,16**	—
BaO	—	0,01**	Нет	—	Нет	—
SrO	—	0,01**	Нет	—	Нет	—
Органики	—	0,04**	—	—	0,06**	—
Сумма	100,0	100,06	100,40	99,90	100,04	1

\* Остаток (преимущественно кремнезем).

\*\* Подсчитано по приведенному содержанию железа.

Содержание не превышает указанной цифры.

Подсчитано как жирит.

Органический углерод.

Подсчитано по окислам железа, магния и кальция.

Теоретический состав чистого доломита.

А. Доломитовый известняк, Формация Мюрро (депонирован). Аналитик Д. Швиф [3194].

Б. Доломит Нагара (Галур), Джалет, Иллинойс, США. Аналитик Д. Хаттенс [94].

В. Доломит соответствует 80,5% теоретического.

Г. Доломит «Бокс» (кембро-орловский), Моррисвилл, Алабама, США. Аналитик У.

Д. Содержание MgO соответствует 96,5%.

Е. Кремнистый доломит, группа Нагара (Галур), округ Хайланд, Огайо, США.

Д. Швиф [319].

Е. Доломит Риверилл (декембрий), округ Дикинсон, Мичиган, США. Аналитик Э.

Ж. Содержание MgO соответствует 94,5%.

виде ромбика обычно зональны; центральная часть кристалла содержит включения и поэтому затемнена, а периферийная часть сложена относительно чистым доломитом (рис. 10-46). В отдельных случаях в кристаллах видно чередование светлых и затемненных зон доломита. В других ромбиках нейтральная часть кальцитовая, а внешняя доломитовая. В некоторых из доломитов ромбики могут содержать мелкие зерна жирит. В отличие от кальцита, доломит идиоморфен. Ромбики не рассказывают такие первичные элементы структуры, как окаменел оолиты и зерна глаукогонита (см. рис. 10-6); доломит, таким образом является продуктом замещения.

Вопросы диагенеза и доломитизации известняков широко освещены в специальной литературе. Привлекают внимание раздел журнала «Седиментология», посвященный литификации карбонатных осадков [110], симпозиум по доломитизации и диагенезу известняков [261]. Бермудская конференция по карбонатным цементам [39], а также одна из ранних, но до сих пор заслуживающих внимания классических работ по доломитам и доломитизации Ван-Туйла [338]. Добавим к этому бесчисленное множество статей, посвященных этому вопросу, на некоторые из них мы ссылаемся в следующем разделе. Диагенетическая структура карбонатных пород, а также предполагаемые процессы, создающие ее, схематически отображены на рис. 10-49.

В этом разделе мы акцентировали внимание на явлениях, связанных с диагенезом — заполнении порового пространства, закономерных разрастаниях кристаллов, микритовых оторочках и т. д., а также на предполагаемых процессах, приведших к развитию этих явлений; однако следует четко понимать, что диагенетические изменения, имеющие место в карбонатных отложениях, являются сложным процессом. Изменения могут быть избирательными; такая селективность, в частности, относится к первичной минералогии скелетных элементов или оолдов [189]. Кроме того, они могут быть комплексными, поскольку протекают в течение длительного периода времени, охватывающего как время осадконакопления, так, частично, и стадию после воздымания. Восстановление истории диагенетических преобразований может быть весьма сложной задачей [102].

### Цементы и заполнения пустот

Карбонатные цементы составляют значительную часть скрепляющих материалов, которые связывают известняки в единое целое. До недавнего времени наши знания, касающиеся литификации карбонатных осадков, основывались на микроскопических анализах строения цемента в древних породах. В значительной степени они основываются на них и сейчас. Однако изучение седиментационных процессов, происходящих в современных плейстоценовых карбонатных осадках, данные по химическому составу карбонатных цемента и связанных с ними вод очень много прибавили к пониманию процесса цементации. Детальное изучение цементации карбонатов явилось темой симпозиума и нашло отражение в докладе Бриккера [39].

Свежеотложенный карбонатный осадок содержит множество крупных и мелких пор и пустот (см. с. 426). Общая пористость некоторых карбонатных осадков может составлять 75—80% [77]. В карбонатных песках эта межзерновая пористость сильно уменьшается при выпадении цемента в межпоровых пустотах каркаса, а в карбонатных глинах сокращается при уплотнении и растворении под давлением из контакте зерен [356]. Цементация может проявляться в виде друзовидных оболочек на зернах, иногда волокнистых с радиальным расположением и более крупной зернистостью к центру пор, с прямыми границами между отдельными кристаллическими индивидами. Первичный цемент, например в пляжевых породах, может быть арагонитовым или в некоторых случаях Mg-кальцитовым, но в древних породах цемент кальцитовый.

В некоторых известняках цемент представлен закономерными разрастаниями на обломочных зернах каркаса; они выглядят как единые кристаллы, как, например, скелетные элементы иглокожих. Эти вторичные разрастания состоят из чистого кальцита и отличаются от пер-

очень неправилен по форме и в некоторых случаях переплетенную сеть (рис. 10-47). Отдельные участки д изолированы. Пятистый узор объясняется как результат доломитизации в процессе миграции через породу магин растворов [133, 22]. Если крапчатость проявляется при неп митизации, то ее узор, возможно, контролируется первоначал структурными особенностями известняка, подвергшегося за [243]. По мнению многих исследователей, это связано с органикой — возможно «водорослевыми» каналами [27] или, что более вероятно, не- копаемыми ходами червей. В некоторых случаях эти проявления четка- не контролируются слоистостью или другими текстурами, поэтому труд- но объяснить изоляцию отдельных доломитовых участков. Возможно, крапчатость возникла в результате диагенетической дифференциации, из-за несмесимости высокомагнетизального кальцита органического происхождения. Высвобождающийся карбонат магния мог формировать доломит либо в виде изолированных ромбиков, либо отдельных пятен, создавая крапчатость. В ордовикских известняках Платтвилль в верх- ней долине Миссисипи содержание доломита от 0 до 30% [133], а в девонских известняках Пализер, Альберта, оно составляет от 10 до 40% [22]. Это соответствует тем значениям, которые можно ожидать при преобразовании водородного карбоната, заметно обогащенного магнием. Незавершенность процесса доломитизации, его единообразие на обширных площадях, а также значительные мощности доломитизи- рованных пород являются лишним свидетельством существования внутренних источников магния.

Связь доломитизированного карбоната и осажденного кремнезема (кремня) противоречива. В одних породах доломит более ранний и позднее замещается кремнем как показывают псевдоморфозы крем- ней по доломиту (см. рис. 11-7). Доказательств обратного соотношения гораздо меньше. Кремь с отпечатками доломита, обычно представле- нный в нерастворимом остатке некоторых карбонатных пород, — это губчатый кремь с многочисленными ромбовидными пустотами, обра- зовавшимися при растворении доломита. Являлись ли первичные доло- митовые ромбики метакристаллы в кремнях? Если это так, то они могли заместить и кремь. Возможно, они образовались при замещении кальцитового матрикса, который заполнял промежутки между много- численными кристаллами доломита.

Как отмечалось ранее, доломит встречается также в виде очень тонкозернистой породы, в которой отсутствуют многие черты, характер- ные для процессов замещения. В ней не содержится окаменелостей, или, в лучшем случае, встречается ограниченная фауна, несколько от- личная от свойственной известнякам [321]. Эти породы обычно тово- слоистые, с включениями сильно насыщенного битумами материала. Нередко они содержат кристаллы селенита или желваки гипса и ангид- рита. Они обычно ассоциируют с эвапоритами и характеризуются пер- вынчными осадочными текстурами, такими как косая слоистость знаков рьба и трещины усыхания.

Распространение в связь с другими породами. Доломит встречается в породах любого возраста, хотя, как отмечали Дейли [66]. Страхов [321] и другие, он наиболее распространен в палеозойских и более древних породах. Он тесно связан с известняком, с которым обычно переслаивается. Пласты доломита, имеющие мощность от единиц до нескольких десятков футов, могут переслаиваться с пластами извест- няка, имеющими мощность такого же порядка [286]. Однако в некото-

{314}. Многие карбонатные породы изобилуют микростилолитами — мелкими стилолитами, которые отчетливо видны в шлифах. Они маркируют границы между зернами или между ископаемыми остатками, или же между зернами (и окаменелостями) и матриксом породы.

### Рост зерен (агградационный неоморфизм)

Во многих известняках отмечается увеличение размеров зерен и степени кристаллизации с увеличением возраста отложений. Этот процесс Фолк [97] назвал агградационным неоморфизмом (в противоположность деградационному неоморфизму или уменьшению размеров зерен). В одних случаях процесс увеличения размеров зерен захватывает лишь единичный элемент породы; в других случаях он охватывает всю породу. Для первого случая примером резкого увеличения размеров зерен является синтаксальная каемка замещения — обложка или разрастание кристаллического элемента (например, криноидной чешуйки), которые могут продолжаться в матрикс, где находился этот элемент. Вторичная кайма, увеличивающая объем первоначального обломка, может расти только при замещении окружающего матрикса [89]. Другим примером неоморфизма, проявляющегося в новом разрастании кристаллов, являются радиально построенные сферолиты, присутствующие в некоторых тонкозернистых известняках. Более часто встречается крупнокристаллическая мозаика, которая захватывает обломки раковин, оолиты и похожа на матрикс. Она стирает первоначальные структурные особенности породы. Эта мозаика характеризуется искривленными и спутанными границами между зернами.

В целом различие между осажденным в порах и неоморфным кальцитом относительно четкое, но в некоторых случаях это не так [310, 97]. Ранее упоминалось о желваковых известняках (с. 426). Являются ли «микривые острова» измененными пеллетами в яснокристаллическом цементе или они представляют собой реликты непозной перекристаллизации тонкозернистого известняка? Считается, что даже цемент некоторых калькаренитов неоморфный и является продуктом перекристаллизации микривой основной массы (с. 442), тогда как яснокристаллический кальцит в калькарените предположительно может являться либо цементом, либо неоморфным образованием; это приводит к заключению, что ваквовые породы без обломочного котика предположительно неоморфные. Яснокристаллический кальцит, заполняющий верхние части каверн и трещины, несомненно является цементом, а не неоморфным образованием (хотя бывает, что жилки являются жилами замещения). Батхёрст [18] указывал, что в кальцитовом цементе тройные соединения зерен наблюдаются гораздо чаще, чем в неоморфном кальците. В таком тройном сочленении (контакт трех межкристаллических границ) каждый из трех углов равен  $120^\circ$ . Для роста яснокристаллического цемента характерны ориентировка кристаллов нормально к поверхности и увеличение размера кристалла при удалении от поверхности; эти черты отсутствуют в неоморфном кальците.

Механизм, лежащий в основе преобразования тонкозернистого карбоната в крупнокристаллический, еще не ясен [14]. Этой проблеме уделили внимание Батхёрст [18] и Фолк [97]. В одних случаях неоморфная мозаика образуется при превращении арагонита в кальцит, например, в некоторых ооидях или раковинах. В других эта мозаика



Эти современные отложения, хотя и не всегда подтверждают заключение о том, что тонкозернистые, доломиты древних толщ накапливались в тех же условиях, ременные формации. Это, по-видимому, были тропические, даже разом аридные или семиаридные обстановки, обычно прилинные или прибрежные равнинные участки. Для этих условий, мочу, характерны пересыщенные солью, обогащенные магнием. Тесная связь древних доломитов с гипсом, водорослевая слоистость, и текстуры, трещины усыхания и другие признаки мелководности или наличия пересыщенной рапы, согласуются с наблюдениями над современными доломитовыми отложениями.

## Диагенез карбонатных пород

Известняки более чем какие-либо другие распространенные осадочные породы подвержены изменениям как до, так и после консолидации. Наиболее значительны те изменения в структуре и составе, которые

ведут к образованию доломитов (с. 463) и к замещению кремнеземом, фосфатами и т. д. (с. 496, 535, 547). В одних случаях это замещение заключается в проникновении в породу посторонних материалов; в других они сопровождаются перестройкой материала, уже присутствующего в породе, — этот процесс назван диагенетической дифференциацией.

Но даже в обычных известняках, не претерпевших существенного изменения в составе, происходят преобразования, сопровождающиеся трансформацией мягкого и обычно пористого карбонатного осадка в плотный твердый известник с небольшой пористостью или вообще лишенный пористости. Эти изменения мы сейчас рассмотрим. Для этого важно провести различие между теми свойствами, которые можно непосредственно наблюдать — крупнозернистая мозаика, стилолиты или закономерные разрастания кристаллов, и теми процессами, которые мы предполагаем — перекристаллизация, растворение, замещение и т. д. Превращение известкового осадка в литифицированную кристал-

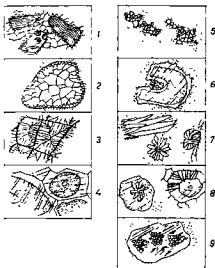


Рис. 10-49 Диагенетические структуры известняков

1—2 — структуры, образующиеся в процессе дробления и заполнения. 3 — гранулярная мозаика. 4 — крупнозернистая мозаика. 5—7 — структуры, образующиеся в процессе роста зерен. 8 — крупнозернистая мозаика. 9 — кластеры, образующиеся в процессе замещения. 10 — структура, образующаяся в процессе усыхания зерен. 11 — замещение доломитом. 12 — гранулярная мозаика.

лическую породу является разновидностью метаморфизма, так как образующиеся структуры похожи на структуры обычных метаморфических пород. Поэтому изучающие эту проблему следовало бы обратиться к структурам метаморфических пород [309], и уж, конечно, изучающие строение известняков должны быть знакомы с работой Бруно Зандера [283].

род по сравнению с ядром рифа. Проводимые ею опыты по уплотнению современных карбонатных плов подтвердили эту точку зрения; см. также [275, 109]. Бигге [26] отмечал, что хрупкие ископаемые остатки сохранились в кремнистых стяжениях, в то время как их аналоги во вмещающих известняках раздроблены. Этот факт он объяснил тем, что окремнение происходило до того как известковые илы подверглись уплотнению. Таким образом, вопрос об уплотнении еще остается открытым; возможно, что те известковые илы, которые не претерпели ранней цементации, уплотнялись, а другие уплотнению не подвергались.

### Замещение известняков и проблема доломита

Хорошо известно о замещении известняков кремнеземом, разнообразными железистыми минералами, фосфатами и другими веществами. Подобные замещения обычно невелики, только в исключительных случаях известняк может заместиться целиком. Наиболее широко распространенным и частым является замещение, связанное с образованием доломита.

Проблема происхождения доломита вызывает много споров, литература по этому вопросу весьма обширна [306, 307, 311, 312, 338, 340, 199, 42, 348, 90, 321, 327, 237 и многие другие]. Вероятно, доломиты полигенны (рис. 10-50). Большинство доломитов явно замещены известняками. Доказательствами замещения служат идиоморфные грани доломита на контакте с кальцитом и даже с обломочным кварцем и глаукоцитом, включения обломочного кварца в эвгедральных кристаллах доломита, пересечение оолитов, ископаемых структурных форм и т. д. эвгедральными кристаллами доломита, завулгаризованные палимпсестовые признаки первоначально кальцитовый, блоклистической или оолитовой структур, текстурный контроль распределения доломита, пересечение стратиграфических поверхностей поверхностью контакта кальцит—доломит. Косвенным доказательством замещения служит тот факт, что никакие организмы не вырабатывают доломит; однако раковины или ракушечниковые рифовые пласты целиком сложены доломитом.

Замещение доломитом происходило почти при сохранении объемов и не являлось замещением молекулы на молекулу. Для последнего требуется повсеместное снижение объема со 100% к 88% при соответствующем увеличении пористости. Штейдтман [312] показал, что известняки и доломиты не сильно различаются по пористости, хотя Лэндес [191] описал случаи, когда только доломитовые участки формаций являлись пористыми (и нефтеносными). Пористость этих доломитов объяснялась избирательным выносом кальцитовых компонентов из неполомизированной породы [140].

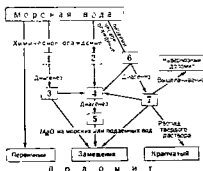


Рис. 10-50. Схема происхождения доломита  
1 — арагонитовый ил; 2 — оолиты; 3 — кальциты; 4 — детрит; 5 — калькреолит; 6 — остатки скелетов беспозвоночных; 7 — биостромные и биогермные известняки

воначальных обломков, которые содержат многочисленные кристаллическая мозаика, образованная закономерным (ным) разрастанием, отличается наличием плоскостных межграниц.

Более крупные пустоты (например, связанные со скелетными структурами, а также пустоты рифовых пород) частично заполнены механическими осадками. Тонкий карбонатный или алевритовый осадок в каверну и покрывает ее дно. Остальная часть каверны впоследствии заполняется осажденным кальцитом, который сначала оседает на стенках, а затем заполняет все пустотное пространство. При подобном сложном заполнении формируется геопетальная структура [283]. Геопетальное строение типично для многих известняков и является ориентиром при определении кровли крутонаклонных и перевернутых пластов [304]. Обычно пустоты заполняются кальцитом, но в некоторых случаях присутствует доломит. Наблюдениями установлено, что если одновременно присутствуют доломит и кальцит, то раньше отложился доломит, а не кальцит [101].

По вопросу о времени цементации происходило много споров, например, [267]. Иногда цементация идет одновременно с отложением осадка, как, например, в пляжевой породе [39]. Пляжевая порода, образовавшаяся при простом заполнении пор, образуется в современных условиях в литоральной зоне, в основном в тропических областях. В общем цемент состоит из нарастаний на микритовых зернах, иногда присутствуют волокнистые нарастания, обычно арагонитовые.

Рифовые породы обычно цементируются, находясь еще под водой [182, 119, 190], то же происходит и с другими морскими осадками [268, 39]. Подводные цементы, по-видимому, представлены волокнистым арагонитом или магниевым кальцитом, особенно в зернистых и пеллетовых известняках. Цементация происходит также и после вымывания территории под действием циркулирующих метеорных вод. Образовавшийся при этом цемент обычно представлен обедненным магнием стабильным кальцитом, с более низкими изотопными отношениями кислорода и углерода, чем в морском цементе [39].

### Растворение

Карбонатные породы особенно подвержены растворению. Растворение обычно становится заметным при удалении раковин или других скелетных элементов, или в редких случаях при удалении оондов или во всех других случаях, когда форма оставшихся пустот указывает на их происхождение. Избирательное растворение оондов приводит к образованию так называемой «оонитовой пористости». В других случаях при растворении остаются неправильной формы мелкие или крупные каналы. Крупные каналы представлены хорошо известными известняковыми кавернами и пещерами. Пористость, образующаяся при растворении, со временем может уменьшиться при новом заполнении пустот осаждающимися карбонатами. Последней стадией заполнения пещер являются натечные образования — сталактиты и сталагмиты.

Более распространены, хотя и менее эффективным продуктом растворения, точнее растворения под давлением, являются стилолитовые швы; их особенности и происхождение рассматривались нами ранее (с. 427). Как отмечалось, образование стилолитовых швов может сопровождаться удалением значительного объема породы, сокращением стратиграфической мощности, в некоторых случаях достигаем 40%

позднее Адамсом и Родеом [1] — к образованию доломитов. Ею объясняется образование доломитов и переднерифовых известняков. Тесная связь многих рифов с эвапоритовыми минералами и отложениями убеждает в правильности гипотезы образования рассолов и доломитизации.

Не все доломиты, однако, обладают неопровержимыми признаками замещения. Многие из них тонкозернистые, тонкослабцеватые, содержат трещины усыхания, имеют косую слоистость, знаки ряби, содержат ограниченный комплекс фауны, отличающийся от фауны, содержащейся в известняках [321]. В некоторых случаях эти доломиты имеют резкий контакт с известняками; известковый материал может даже заполнять трещины в доломитовых плах, доломит может также содержать известковые интракласты. Известковые строматолиты могут быть окружены тонкослоистыми доломитами и не иметь никаких следов замещения доломитом. Являются ли эти доломиты первичными в том смысле, что слагающие их зерна были доломитовыми в момент формирования структуры породы? Разные исследователи придерживаются концепции о первичности доломитов: Слосс [308] указывал на эвапоритовое происхождение определенных тонкослабцеватых, совершенно не содержащих органических остатков доломитов, тесно связанных со слоистым ангидритом; Саэндо [285] пришел к подобным выводам по отношению к тонкослоистым доломитам, переслаивающимся с известняками Бикмантаун (ордовик) штата Мэриленд. Хотя в известняках Бикмантаун нет ангидрита, здесь был обнаружен доломит с включениями мелкой гальки подстилающих известняков. Трудно не согласиться с заключением о первичности этих доломитов. Сарни [286] также считал, что доломиты нижней части свиты Бикмантаун, ритмически переслаивающиеся с известняками, первичные. Страхов [321] полагал, что доломиты могли осаждаться из «пересыщенных» морских вод. Тонкое переслаивание доломитов с известняками, при мощности слоев порядка 1 мм, указывает на первичность доломитов [283].

Экспериментальные работы и наблюдения над современными доломитами показали, что воды, из которых осаждался доломит, не являлись обычными морскими водами. Они, вероятно, были сильнее обогащены магнием (по сравнению с кальцием) и имели повышенное значение pH, а также температуру выше нормальной. По-видимому, эти условия лучше всего образом могли быть реализованы в мелководных, пересыщенных солью лагунах или приливо-отливных отмелях в областях с теплым аридным климатом. Повышенная соленость сдерживала развитие нормальной фауны и вела к осаждению сопутствующих эвапоритовых сульфатов; трещины усыхания и развитие строматолитов — еще один признак мелководной или даже субэвальной обстановки. Периодическое опреснение вод вело к отложению известняков с нормальной фауной.

Для более широкого обзора проблемы доломитов, кроме классической работы Ван-Туйла [338], отсылаем также к работам Фэрриджа [90], Фридмана и Сандерса [108] и Мичарда [231], а также к материалам симпозиума [237].

Дедоломитизация. Хотя замещение известняков доломитами встречается очень часто, обратный процесс, заключающийся в замещении доломита кальцитом, редок. Замещение ромбиков доломита кальцитом, называемое дедоломитизацией, установлено несколькими исследователями [298, 122, 88, 289]. Эванс привел блестящий пример заме-

образуется при собирательной перекристаллизации карбоната или микрита. Этот процесс заключается в росте одних кристаллов за счет других. Если эти кристаллы достаточно широко распространены, наблюдается первичная стадия, характеризующаяся псевдополюсовыми структурами (норфрондийный неоморфизм, по Фолку) [97]. Если центры первичного роста расположены близко друг к другу, личинчатые кристаллы вскоре приходят в соприкосновение и их совокупность образует структуру, подобную мозаике; вместо нее развивается неоморфная структура собирательной перекристаллизации [97].

### **Уменьшение зерен (микритизация, или деградационный неоморфизм)**

В общем случае неоморфизм ведет к образованию укрупненной структуры пород — обычно к увеличению размеров кристаллов, подобно тому, что наблюдается при превращении известняка в мрамор. Но в отдельных специфических случаях диагенез приводит к уменьшению размеров зерен или к превращению крупных кристаллов в мозаику более мелких зерен. Для обозначения этого процесса был предложен термин микритизация [17].

Наиболее четко результаты этого процесса видны на примере микритовых каемок некоторых оолитов или скелетных зерен, которые можно наблюдать даже в современных отложениях. Эту микротовую каемку легко спутать с аккреционной микритовой оболочкой. Зона микритового изменения, в отличие от аккреционного слоя, имеет неправильную линию контакта с ядром зерна. Аккреционный слой, в свою очередь, образует резкую линию контакта с поверхностью зерна и более однороден по мощности; иногда в нем даже можно наблюдать два или более слоев. Батхерст [17] связывал микритовые изменения со сверлящим воздействием водорослей; образующиеся при этом пустоты заполнялись микритовым карбонатом. В древних карбонатных породах также наблюдаются микритовые оболочки, происхождение которых, возможно, сходно с описанным.

Уардлоу [344] описал превращение калькеренита в кальцит перекристаллизации, сопровождавшейся уменьшением зерен. Он назвал это главным образом деформациями при перекристаллизации явлениями, типичными для метаморфических пород, хотя некоторые известняки, претерпевшие подобное изменение, были весьма слабо деформированы.

### **Уплотнение**

Карбонатные пески, подобно своим кварцевым аналогам, слабо уплотняются, либо вообще не уплотняются, в то время как известняки, подобно обычным илам, склонны к уплотнению. О мнении исследователей полагают, что известковые илы весьма слаботекучи из-за ранней цементации [18, 260, 358]. Обоснования точки зрения различны, но, пожалуй, наиболее убедительным фактом является включение в кальцилиты верзбитых и дробленных мельчайших раковин. Хотя свежее отложенные илы рано теряют воду, они сохраняют высокую первичную влажность.

Однако, по вопросу уплотнения имеется ряд противоречий. Терраги [328] указывала на опрокинутое залегание флангов рифов, которое она объясняла большим уплотнением.

модуляционных методов. Петерсон применил этот подход к изучению минеральной ассоциации верхнемеловых известняков штата Теннесси и пришел к заключению, что «ассоциация минералов образуется за счет минерального парагенезиса, обусловленного первоначальным валовым составом осадка». Эта концепция означает, что ныне присутствующие глинистые минералы — результат установившегося равновесия после отложения осадка, — не являются, таким образом, надежным индикатором матернала источника сноса.

### Фашии известняков

Следует подчеркнуть различия между петрографией и фашиями известняков. Данная известковая формация, хотя и относящаяся к определенному стратиграфическому подразделению, может содержать несколько фаший. В ней могут быть фашии от биогермных, возможно, рифовых до ровностолбистых не рифовых. Специфические фашии могут, в свою очередь, состоять из одного или нескольких типов пород, например, рифообразующих пород (баундстоны), внутренних глинистых карманов, периферийных переднерифовых осадков, которые могут быть представлены кальцирудитами и калькарентитами, а также субаэральной фашией эоловых калькарентитов. Весьма важно распознавать различные типы фаший карбонатного осадконакопления, поскольку они соответствуют различным палеообстановкам, в которых они сформировались, и различным типам пород, которыми они представлены.

Без сомнения, разнообразные фашии в общем соответствуют нескольким различным типам обстановок, в которых они накапливались. В настоящее время нет общего мнения по поводу классификации карбонатных обстановок и отвечающих им фаший [104]. В целом выделяется две крупные категории: глубоководные и шельфовые фашии. Каждая из них, в свою очередь, подразделяется на более мелкие категории [350]. Мы приведем здесь краткий обзор наиболее типичных фаший. Наша классификация основывается на физических различиях фаший, на том, что мы можем непосредственно наблюдать, а не на обстановках, в которых эти фашии предположительно образовались. Однако мы указываем наиболее типичную обстановку, в которой предположительно формировалась рассматриваемая фашия. Мы выделяем строматолитовую фашию (приливно-отливная полоса), биогермную фашию (риф окраины шельфа), косостолбистую фашию (шельфовые бары, банки и эолапитты), алодалическую, или сортированную фашию (глубоководную), желваковую фашию, фашию писчего мела (пелагическую) и эвапоритовую фашию (зарифовая лагуна и себха). Мы также рассматриваем несколько пресноводных фаший.

### Строматолитовая фашия (приливно-отливной равнины)

Строматолитовая фашия названа так из-за наличия водорослевой слоистости и водорослевых текстур. Это — фашия, состоящая главным образом из карбонатных илов. Обилие строматолитов, водорослевая слоистость в совокупности с трещинными усыхания и другими подобными текстурами делают очевидным тот факт, что эти известняки отлагались в очень мелководной обстановке, некоторые из них образовались в условиях приливно-отливной равнины и были подвержены периодическому затоплению и осушению. Эта обстановка характеризуется разнообразием типов карбонатных пород и осадочных текстур.

Хотя происхождение многих, если не большинства, результатов замещения является установленным фактом, время остается не ясным. Оно могло происходить в обстановке оседления до захоронения осадка. Примером могут служить доломитизированные рифы атолла Фунафути [174]. Замещение могло место и после захоронения, но до воздымания, а также после захоронения и воздымания. Принципиальным доказательством раннего эния служит стратиграфическое постоянство многих доломитовых пластов. Трудно поверить, что тонкий пласт площадью во многие квадратные километры мог быть доломитизирован в результате циркуляции вод, в то время как выше и ниже залегающие пласты не испытывали их действия. С другой стороны, поздняя доломитизация может быть доказана, если распределение доломитов ограничено участками трещиноватости или контролируется какими-либо иными структурными факторами. Другим аргументом в пользу поздней доломитизации является наблюдение Дейли [66] — чем древнее породы, тем сильнее они обогащены магнием. Чем древнее порода, тем более вероятен ее контакт с высокомагнезиальными водами и ее доломитизация. Однако Дейли и некоторые другие авторы [34] придерживались точки зрения о том, что состав древних морей был иным, чем в более позднее время, и следовательно, древние породы были более доломитовыми, чем молодые. Не остается никаких сомнений в том, что доломиты образовались в результате как ранних, так и более поздних процессов замещения.

Что являлось источником магния и какова была природа флюидов, необходимых для замещения? Там, где доломитизация была частичной, им мог явиться несмешивающийся, обогащенный магнием кальцит органического происхождения. Некоторые водорослевые известняки содержат  $MgCO_3$  (до 24%) в виде твердого раствора в кальците. Извлечение этого материала само по себе было бы недостаточным для превращения известняка в доломит, но его могло быть достаточно для образования рассеянных в известняке кристаллов доломита или, возможно, для образования крапчатых доломитов. Таким образом, в тех случаях, когда крапчатые доломиты превращались в твердые, присутствуют две генерации доломита.

Для образования большинства доломитов было необходимо поступление магния из внешних источников. Эпигенетическое замещение, связанное с разломами и другими структурными факторами, вызывалось действием содержащих магний связанных вод или циркулирующей морской воды. Вероятно, более ранняя, синхронная с осадконакоплением доломитизация является результатом взаимодействия известкового карбонатного осадка и магнезиальной морской воды. Но если это так, почему же тогда не все известковые осадки, контактирующие с морской водой, превращаются в доломит? Экспериментальные работы и наши наблюдения над современными доломитовыми формациями показали, что доломитизирующие флюиды были гораздо сильнее обогащены магнием, чем обычная морская вода. Возможно, что этими флюидами являлись воды частично изолированных бассейнов, находящихся, например, в условиях аридного климата, которые обогащались магнием при постоянном подтоке вод нормальной солености и в результате осаждения карбоната кальция и сульфатов. При таком типе обогащения должна была образовываться тяжелая рапа, которая просачивалась вниз через пористый осадок и доломитизировала те осадки-риффы, с которыми она контактировала. Эта «подочная» гипотеза прменялась сначала по отношению к формированию эвапоритов [178],

ватели считают термин биогерм синонимом рифа, так как структуры, по отношению к которым был впервые применен этот термин, были рифами [208]. Если рлф определяется как постройка, устойчивая к действию волн (или потенциально устойчивая к действию волн), то одни биогермы являются рифовыми, а другие нет. Сначала мы рассмотрим собственно рифы.

Рифы разнообразны по размерам и форме и подразделяются на типы в зависимости от состава органических остатков. Они могут быть, частично или полностью сложены иккристирующими или связывающими осадок водорослями, колониями Stromatopora и кораллов и даже раковинами рудистов или устриц. Они могут быть представлены единичными небольшими холмами, 1 или 2 м высотой, или впечатляющими сооружениями, достигающими в поперечнике 1000 м и более и в высоту 100 м и более.

Только в том случае, когда рифообразующие организмы связывают осадок и создают устойчивую к действию волн постройку, которая возвышается над окружающим дном, отложения называются рифовыми. Со временем постройка может выйти на поверхность и частично стать субаэральной.

Силурийские рифы штатов Индиана [65], Иллинойс [208, 167] и Висконсин [302], возможно, являются типичными ископаемыми рифами. Недавнее повторное изучение этих рифов показало, что их история была более сложной, чем предполагалось ранее [329]. Эти постройки состоят из массивного центрального купола, сложенного бесструктурным доломитом с ископаемыми остатками (ядро рифа), окруженного относительно узкой зоной (край рифа), сложенной четко слоистыми, зернистыми, пористыми и местами содержащими органические остатки отложениями, которые загибаются к ядру, постепенно переходят в отложения ядра и круто падают от него (см. рис. 5-12). Периферийные пласты постепенно переходят в горизонтальные, содержащие относительно небольшое количество окаменелостей породы межрифового участка. Под действием эрозии массивное ядро часто превращается в выступающий бугор или холм, известный как клинт.

Породами, слагающими подобные клинты, являются баундстоуны или клинтиты (также биогермиты). Они представляют собой рыхло скрепленный сетчатый каркас плотных доломитов, твердых и жестких, которые благодаря жесткости каркаса придают рифовому холму прочность и устойчивость к эрозии. Ядро рифа может содержать линзовидные или неправильные скопления доломитизированного ракушечника, который, несмотря на хорошую цементацию, является достаточно пористым. Поры и каверны могут составлять до половины всего объема породы. Пустоты покрыты друзовидными кристаллами кальцита. Более крупные каверны покрыты скоплениями тонкослоистого онксовидного кальцита, напоминающими натечные образования пещер. Некоторые наиболее крупные карманы заполнены сланцеватыми или массивными глинами. Некоторые каверны рифов, очевидно, являются первичными, другие, судя по их форме, представляют собой пустоты, оставшиеся после растворения окаменелостей, трети, неправильной формы каверны, образовались при растворении, не связанном с органическими формами. Некоторые рифовые породы имеют вид крупнообломочной брекчии.

В общем центральная часть рифового ядра лишена слоистости или других текстур, за исключением Stromatolitic каркаса. Напротив, периферийные части имеют грубую стратификацию, которая



шения доломитовых порфиробластов кальцитовый м. Де Гроота по дедоломитизации показала, что для протек процесса требуются растворы с высоким отношением кальция к железу, быстрое течение вод и температура до 50°C. Эти отга отвечают приповерхностным условиям.

Другие замещения. В некоторых случаях при диагенезе известняков происходит замещение их различными формами кремнезема и, реже замещение фосфатами, разнообразными железосодержащими минералами, в особенности пиритом и другими веществами. Эти замещения могут протекать весьма интенсивно и в некоторых случаях быть полными; они рассмотрены преимущественно в разделах, посвященных кремням, железосодержащим формациям и фосфоритам (гл. II).

Возможно, здесь следует отметить, что при обычных обстоятельствах процесс замещения является результатом перераспределения минералов, уже присутствующих в осадке, и не требует привноса их извне. Это, в частности, справедливо для кремнезема. При диагенезе кремнезем принимает различные формы, например, рассеянный кремнезем, в частности, кремнезем с отпечатками доломита, кремневые желваки, кремневые ископаемые остатки, эвгедральные кристаллы кварца, в которых может быть, а может и отсутствовать обломочное ядро, халцедоновые сферолиты и т. д. Многие аспекты диагенеза кремнезема в известняках были описаны Уилсоном [351].

### Диагенетический парагенезис

Как отмечалось, диагенетические изменения в известняках разнообразны и сложны. В особых случаях можно установить время последовательных изменений — парагенезис [102]. Однако остается вопрос, являются ли диагенетические преобразования общими для большинства известняков или каждая парагенетическая последовательность фактически единственна в своем роде? Является ли временная связь между кремнеземом и доломитом или между одной генерацией цемента и другой, или между вторичным кальцитом и доломитом универсальной или эти соотношения разнообразны и отражают историю преобразования конкретного известняка? Возможно, доля истины есть и в том, и в другом предположении. Арагонит почти всегда замещается кальцитом и никогда наоборот. В общем кальцит и (или) арагонит замещаются доломитом. Доломит лишь очень редко замещается кальцитом и никогда арагонитом. Обогащенный магнием кальцит ведет к образованию обедненного магнием кальцита и никогда наоборот. Как отмечал Фриман [101], порядок заполнения порового пространства таков, что за кальцитом следует доломит, обратного не бывает. Тем не менее и настоящее время невозможно сформулировать нормальный диагенетический ряд или даже указать различные пути, по которым может протекать диагенез. Решение подобной задачи требует большого объема исследований, касающихся того что происходило и, возможно, лучшего теоретического понимания того, что могло произойти.

Зен [359] и Петерсон [247] предположили, что ассоциация минералов в некоторых, в особенности в тонкозернистых, известняках является равновесной. Зен, изучавший осадки Перуанского желоба, предполагает, что химическое равновесие между несколькими глинистыми раллами и карбонатами достигается в достаточно короткое время. Это так, то многокомпонентная система средней сложности по рода может быть с успехом проанализирована с использованием

Наклон боковых пластов по мере удаления от центра рифа постепенно уменьшается и, в случаях с очень большими рифами, может даже измениться на противоположный. Пологий обратный наклон и наличие окраинного прогиба, который окружает риф, объясняется погружением толщ слоев тяжелого рифового сооружения и компенсационным подъемом окружающих слоев [302].

Высокая пористость собственно рифовых пород способствует их доломитизации, которая сильно изменяет рифовую породу и под действием которой часто разрушаются органогенные постройки, характерные для рифа. В настоящее время подобные рифовые постройки имеют вид неправильных тел, сложенных массивными доломитами, нарушающими однородную слоистость регионального стратиграфического разреза.

Поскольку существование рифостроящих организмов ограничено глубиной и температурой, образование рифов происходит только при наличии условий, благоприятных для роста рифовой колонии. Рифы встречаются в виде поясов, расположение которых, по-видимому, контролируется глубиной. Перемещение береговой линии, связанное с трансгрессией или регрессией моря, ведет к миграции рифового пояса [201]. Достаточно часто лагуны между рифовым поясом и береговой линией сильно засоляются и становятся местом накопления соленосных отложений.

Ископаемые рифы широко распространены во времени и пространстве. К наиболее известным силурийским рифам относятся рифы Великих Озер, описанные выше, и рифы о. Готланд [222, 224]. Девонские рифы провинции Альберта нефтеносны, они интенсивно разбурены и изучены [180]. Хорошо известны также палеозойские рифы Бельгии [195], девонские рифы Восточно-Рейнских Сланцевых гор [183], а также гор Гарца в ГДР и ФРГ [100] (рис. 10-51), миссисипский мшанковый риф на юго-западе Соединенных Штатов [259], а также нижнекаменноугольные Уолсортские рифовые холмы в Ирландии [197] и Англии [245]. Пермский рифовый комплекс Гваделупских гор штатов Техас и Нью-Мексико [241] является классическим примером рифа и связанных с ним осадков. Нижнемеловые рудистовые рифы были описаны в южном Техасе [134]. Третичные рифы о. Гуам были детально изучены [288]. Литература, посвященная древним и современным рифам, гораздо обширнее, чем приведенный здесь перечень. Обобщение по древним рифам было сделано Хаддингсом [137] и Твенхофелом [337]. Библиография приведена в работах Пага [264] и Миллмана [232].

Не все биогермные тела, сложенные известняками и доломитами, являются рифами. Некоторые биогермы представлены ограниченными по распространению и устойчивыми во времени фациями, но они ин-

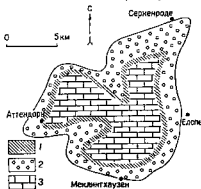


Рис. 10-51. Реконструкция первоначальных размеров рифового комплекса Аттендорфа, ФРГ, до варисийской складчатости. По [183].

1 — край рифа; 2 — передовой риф; 3 — тыловой риф

Действительно, приливо-отливная равнина является скоплением илов, а в районах с аридным климатом — областями соленых солей вод. Аномально высокая соленость подавляет деятельность зоопланктонного бентоса, который в противном случае рыхлит водорослевый покров и препятствует росту строматолитов [11]. Таким же образом в приливных равнинах засоленных районов существуют условия, благоприятные для образования доломитов и даже для осаждения гипса или ангидрита. Поэтому строматолитовые фации обычно ассоциируют как с доломитовыми, так и с эвапоритовыми слоями.

Известняки Нью-Маркет (ордовик) штата Мэриленд, описанные Маттером [226], являются примером строматолитовой фации. Эту фацию составляет шесть основных типов пород: толстоклонистые доломиты, «полосчатые» породы, представленные переслаивавшимися тонкими пластами известняков и доломитов с волнистой слоистостью, «комковатый» известняк, состоящий из прерывистых слоев или «комков» известняка, окруженного доломитом, строматолитовые известняки, интракlastовые и биокlastовые известняки. Эти субфации, по-видимому, связаны с подчиненными обстановками внутри приливо-отливного комплекса. Полагают, что комковатые известняки являются отложениями приливного марша (болота), слоистые доломиты относятся к верхней части приливо-отливной зоны, а «полосчатые» и строматолитовые породы — к внутренней части приливной зоны. Поскольку эти субфации неоднократно повторяются, возможно, что происходило многократное трансгрессий и регрессий приливо-отливной зоны.

Особый интерес представляют осадочные текстуры. Трешины усыхания весьма многочисленны и указывают на неоднократное осушение пород. Считают, что комковатые или желваковые известняки указывают на обезвоживание. Строматолиты и связанные с ними «крупные» пустоты указывают на осадконакопление вблизи или выше поверхности раздела вода — воздух.

Те же типы пород находят в палеозойских известняковых формациях Центральных Аппалачей и в других районах, например, группа Кокохинг [206] и Бикмантаун [285] в западных частях штатов Мэриленд и Пенсильвания, в группе Элленбургер Техаса [59] и в докембрийской свите Рэндвилл [132] Северного Мичигана. Хотя отложения, формирующиеся в приливо-отливном комплексе, при постоянном уровне моря незначительны по мощности, повторяющиеся регрессии и наступления моря при постоянном опускании ведут к накоплению карбонатов значительной общей мощности, например до 3000 м в Центральных Аппалачах.

Полный обзор карбонатов, накапливающихся в прибрежных и приливо-отливных обстановках, дан Люсна [214]. Тщательное исследование этих отложений показало, что имеются участки циклического осадконакопления [246, 279]. См. раздел, посвященный анализу фациальных обстановок в гл. 15, где обсуждаются регрессивные циклы карбонатов приливо-отливных равнин.

### **Биогермная фация (риффы и другие органические постройки)**

Определение термина биогерм было дано Каммингсом и Шреком [65]. Им называется любое куполо-холмо-лизоноидное или какое-либо иное округлое скопление пород, построенное исключая или главным образом придонными организмами и заключенное в обычные породы иного литологического состава. Некоторые из

В Салеме в среднем она составляет 20 см. Косые слои в этих фациях могут быть как плоскостными, так и клинообразными. Главной отличительной чертой косослоистых слоев является их бимодальность [рис. 10-52]. Обычно присутствуют две противоположные моды, но одна доминирует [293, 162]. Объясняется это действием приливно-отливных течений.

Известняковые тела, относящиеся к этим фациям, по-видимому, имеют линзовидную форму и приурочены к банкам или мелководного морского шельфа, возможно, к краю шельфа. Тела имеют ограниченные мощность (50—100 м) и протяженность. Косослоистые

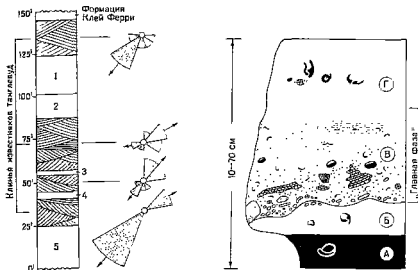


Рис. 10-52. Направление косых слоев в обнажении известняков Танглвуд, Кентукки [162].

1—5 — наклон пород (1 — Миллерсберг, 2 — Девис Холлуэ, 3, 4 — Брайан, 5 — известняков Гравер)

Рис. 10-53. Идеализированная схема зональности известкового пласта «Барбекер» [62].

А, Б — автохтонный (А — пелит с иктоном и планктоном, Б — «фаза», предшествующая главной); В — аллохтонный (пелит — серпентинитовый и чернитчатый, сверху — сланцевый); Г — заточенный (пелит с иктоном и планктоном)

фации известняков Салем, например, более или менее сходны с поясом карьерных обнажений на юге штата Индиана; с погружением они переходят в кальцилитовые фации [251].

Эти фации называют «промытыми фациями платформенных окраин» [350]. Полагают, что эти фации образовались в форме субаквальных баров и дюнообразных скоплений, подобно тем, которые сейчас встречаются во Флориде, на Багамских островах и особенно на южном окончании островов Тонга. Морфология и состав этих песчаных тел подробно были описаны Боллом (11). Их внутренние осадочные тектуры — главным образом косая слоистость в Багамских песках — описаны Имбри и Бухананом [165]. К этим же отложениям относятся плейстоценовые оолиты Майами [324].

постепенно в радиальном направлении от центра рифа перешло выраженную слоистость наклонных пластов по периферии.

Породы ядра могут содержать большое количество остатков, но в некоторых случаях интенсивная доломитизация и творение могут, по-видимому, разрушить все органические. В целом ископаемые остатки фауны присутствуют главным образом в виде внутренних и наружных слепков, отпечатков и следов.

Некоторые наиболее крупные рифы имеют флексуру с небольшим наклоном вниз, образованную пластами, находящимися под ядром рифа, как если бы нижедежащий пласт прогнулся под весом вышедежащих пород.

Фланговые пласты образуют узкую зону, концентрически окаймляющую ядро рифа. Однако в редких случаях расположение этой зоны асимметрично и, возможно, отражает асимметричный рост рифа под действием господствующих направлений ветров и течений [167]. Боковые пласты, сложенные слоистыми пористыми доломитами, погружаются в направлении от центра рифа под углом  $50^\circ$  или более. Эти наклонные пласты в одну сторону переходят в ядро рифа, а к периферии постепенно переходят в межрифовые известняки соседних территорий. Большой наклон некоторых боковых пластов вызывается их оползанием и уплотнением. Породы, слагающие боковые пласты, отличаются четкой слоистостью, имеют однородную структуру и представлены пористыми или кавернозными зернистыми доломитами с незначительным количеством окаменелостей. По внешнему виду этот материал напоминает слабосцементированный карбонатный песок. В действительности он представляет собой детрит, образовавшийся при измельчении материала, слагающего ядро биогерма. Местами в боковых пластах имеются включения крупных обломков пористых, рифовых пород без органических остатков. Если число этих включений достаточно велико, можно употреблять термин рифовая брекчия. Пористость ядра и наклон боковых пластов делают риф потенциальной ловушкой для нефти и газа. И действительно, ко многим ископаемым рифам приурочены нефтяные залежи [212].

Рифы являлись островами интенсивной жизнедеятельности. Первоначально их рост обуславливался наличием карбонатного материала, продуцируемого организмами, главным образом бентосом. Почти сразу после возникновения рифы возвышаются над окружающей поверхностью дна. Когда они вырастают настолько, что попадают в зону турбулентного движения волн, они теряют часть обломочного материала, который образует боковые пласты; эти отложения расширяют рифовую платформу. Растущее ядро обычно расширяется и покрывает фланговое обломочное обрамление. Окружающие риф участки дна, никогда густо не заселяются организмами, и, по-видимому, накопление осадков на них происходит медленно. Здесь накапливаются тонкие карбонатные илы и алевроиты — продукты эрозии растущего рифа, а также непосредственно осаждаемые из морской воды карбонаты. Исключение, возможно, составляют участки, близко расположенные к рифу, где связанные с рифом турбулентные течения препятствуют отложению тонкого материала. Поэтому в непосредственной близости от рифа межрифовые пласты утончаются [208]. В некоторых случаях грубые обломки выносятся с рифа турбидитными потоками или в результате оползания. Турбидитные течения могут переносить материал на несколько десятков километров и образовывать четко выраженные конусы выноса обломочного материала [82].

В Салеме в среднем она составляет 20 см. Косые слои в этих фациях могут быть как плоскостными, так и клинообразными. Главной отличительной чертой косослоистых слоев является их бимодальность (рис. 10-52). Обычно присутствуют две противоположные моды, но одна доминирует [293, 162]. Объясняется это действием приливно-отливных течений.

Известняковые тела, относящиеся к этим фациям, по-видимому, имеют линзовидную форму и приурочены к банкам или мелким мелководного морского шельфа, возможно, к краю шельфа. Тела имеют ограниченные мощность (50—100 м) и протяженность. Косослоистые

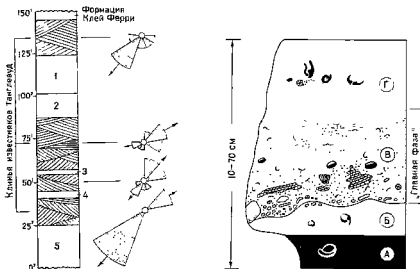


Рис. 10-52. Направление косых слоев в обнажении известняков Тангсуа, Кентукки [162].

1—5 — плашки пород (1 — Миллерсберг, 2 — Девис Холлс, 3, 4 — Брайан, 5 — известняк Грейвер)

Рис. 10-53. Идеализированная схема зональности известкового пласта «Барбекер» [82].

А, Б — идиоциклы (А — полет с иектомом и планктоном, Б — «фаза, предшествующая главной»); В — элловитовый (листья — сортированный и черепитчатый, сверху — слоистый), Г — автохтонный (векит с покрывом и планктоном)

фации известняков Салем, например, более или менее сходны с поясом карьерных обнажений на юге штата Индиана; с погружением они переходят в кальцимюлитовые фации [251].

Эти фации называют «промытыми» фациями платформенных окраин [350]. Полагают, что эти фации образовались в форме субаквальных баров и дюнообразных скоплений, подобно тем, которые сейчас встречаются во флориде, на Багамских островах и особенно на южном окончании островов Тонга. Морфология и состав этих песчаных тел подробно были описаны Болом (11). Их внутренние осадочные текстуры — главным образом косая слоистость в Багамских песках — описаны Имбри и Бухананом [165]. К этим же отложениям относятся плейстоценовые оолиты Майами [324].

когда значительно не возвышались над окружающей кринOIDные биогермы Бордена в штате Индиана [315], да не образуют устойчивых к действию волн сооружений. И вает трудно провести различие между такими накоплениями и щими рифами; эта проблема рассматривалась в работах Лив [208], Гинзбурга и Лауенштама [120] и Брейсуейта [36]. Грудность заключается в том, что многие биогермы, часть из называют рифами, имеют ядро без четко выраженной каркасной постройки. Ядро некоторых биогерм представлено очень тонкозернистыми известковыми илами — кальцилитом, а не баундстоунами, образованными; инкрустирующими водорослями, кораллами и т. д. Каким образом происходит локализация подобных илстых скоплений, и являются ли они устойчивыми к действию волн и, следовательно, настоящими рифами? Прей [259] описал биогермные холмы миссисипского возраста до 106 м мощностью в штате Нью-Мексико, которые по внешнему виду сложны кальцилитом, без органических остатков, но более тщательное исследование которых показало, что они состоят из ячеек окончательных мшанок, заполненных известковым илом. Эти мшанковые постройки могли выполнять роль барьера для течений и являться ловушкой для накопления осадков. Прей полагал, что эти биогермы возвышались над окружающим дном, но назвал их «субрифами», а не настоящими рифами. Похожими являются меловые биогермы Уолсортских бугристых рифов Англии [245] и Ирландии [197]. К современным аналогам их можно отнести иловые банки, представляющие собой скопления, обусловленные наличием морской травы (*Talassia*) или сходных образований [120]. Даже считающиеся классическими Ниагарские «риф» штата Индиана, возможно, вначале представляли собой холмы, преобретшие устойчивость благодаря наличию мшанковых построек. В дальнейшем они, возможно, развились в устойчивые к действию волн постройки; строматопорового типа [329].

### Косослонистые фации (промытые шельфовые)

Это обычная фация известняков, характеризующаяся обилием косослонистых калькаренитов. Эти известняки представлены телами карбонатных песков, частично субаквальными, частично субаэральными. Пески представлены калькаренитами различной сортированности, в основном скелетными и оолитовыми. Они отличаются высокой перфорацией пористостью. Причем большинство пор заполнено кристаллическим кальцитом.

Петрография этих калькаренитов изучена достаточно детально. Оолитовая пачка Фредонии свиты Сент-Женевьев (миссисипий) в Иллинойсе представлена оолитовыми калькаренистами [131, 60]; известняки Салема (миссисипий) в Индиане и Лексингтонские известняки (ордовик) в Кентукки представлены скелетными калькаренистами [252, 293, 162], известняки Лоялаха (миссисипий) в Пенсильвании и в западном Мэриленде — калькаренистами со значительной примесью обломочного кварца [2]. Эти и многие другие случаи показывают, что отложения состоят из хорошо отсортированных промытых песков, частицу представленных скелетными обломками, в других случаях химически осажденными (и или оолитами).

Наиболее заметной и отличительной чертой этих фаций является крупная косая слоистость. Мощность косослонистых серий различна — до 2 м в известняках Салем и до почти 5 м в известняках Лоялахави;

Основные особенности известняков, которые, как полагают, являются глубоководными, достаточно детально были описаны Уилсоном [350]. Он считал, что аллодапические, или турбидитные, известняки наиболее часто встречаются в глубоководных зонах, вблизи крутопогружающихся склонов, хотя обычные и неотсортированные нетурбидитные глубоководные известняки. Обычно они темные, представлены тонкозернистыми известковыми илами и алевролитами. Они могут быть частично окремнелыми и переслаиваться с пластами кремней.

### Желваковые известковые фации

Желваковые известняки составляют особую фацию. Но, в отличие от большинства других карбонатных фаций, вопрос происхождения желваков до конца не выяснен. Неизвестно, является ли образование желваков первичным, или они представляют собой частичный или полный продукт диагенеза, а также можно ли приурочить их образование к определенной фациальной обстановке.

В этих фациях преобладают желваковые и неправильно слоистые известняки, переслаивающиеся с более глинистыми (а в некоторых случаях с более доломитистыми) материалами. Известняки образуют тонкие волнисто-слоистые пласты, местами переходящие в тонкие, несвязанные между собой линзы, в других случаях — в неправильные (иногда нечетко выраженные) стяжения, сложенные более чистым известняком, включенным в известковые или доломитовые глинистые сланцы. Желваки не являются, по-видимому, конкреционными; в них отсутствует радиальная или концентрическая структура, свойственная таким телам. Не являются они и гальками, хотя в некоторых случаях имеют внешнее сходство с конгломератом. Они неотсортированы, в них не находят поверхностей, подвергшихся эрозионному действию течений, их также не обнаруживают среди осадков, сортированных течением. В отличие от обычных конгломератов, матрикс является глинистым и вокруг стяжений можно видеть воронкоподобную слоистость.

Вопрос о происхождении этих фаций вызвал много споров. В целом считают, что желваковые известняки имеют вторичное или постседиментационное происхождение. Один исследователь утверждает, что они образовались механическим путем в результате течения полуконсолидированного осадка. Таким образом, они являются следствием специфического будинажа. Мак-Кроссан [217] полагал, что первичные тонкие известковые пласты, заключенные между более глинистыми и, следовательно, более пластичными слоями, при латеральном движении последних, подвергавшихся ненаправленному уплотнению, были разорваны. Похожая точка зрения была высказана в работах Вейта [342]. Уилсон [350] приписывал образование стяжений «дифференциальному уплотнению глины и литифицированных илов», подобное уплотнение контролируется линзами глинистых илов беспорядочно или редко разбросанными и карбонатом иле. Другие исследователи приписывают образование желваковых известняков диагенетическим процессам, полагая, что они образуются из некогда однородной глинисто-известковой смеси [141, 142]. Гаррисон и Фишер [112] отвергают эту точку зрения и полагают, что гипотеза Холмана [157, 158] лучше объясняет особенности желваковых известняков. Согласно этой гипотезе, желваки представляют собой реликты растворяния некогда непрерывных пластов, частично разрушенных на морском дне процессами, называемыми субсолончей. В дальнейшем, после захоронения, желваки под-



### Аллодалическая фация (глубоководная морск

Аллодалическая фация является карбонатным эквивалентом турбидитной фации (см. гл. 15 с. 560). Ей свойственно большое количество известняков и полистовых слоев; пласты известняков проследимы на большие расстояния, не меняясь по мощности, и имеют резко выраженную нижнюю границу; сортированность от крупнозернистой в основании до тонкозернистой в кровле, а также неотчетливую верхнюю границу. Часто в основании пласта видны рифловые отложения и отпечатки раковин. В разрезе известняковых пластов могут наблюдаться частичные или полные циклы Боума (рис. 10-53).

Детрит, слагающий известняки, в большинстве своем представлен скелетными, главным образом мелководными бентосными формами, а обломочный материал полистовых прослоев, переслаивающихся с известняками, имеет пелагический характер. Бентосные окаменелости в известняках никогда не занимают такого положения, как при жизни.

Мейшнер [229] сделал заключение, что известковый детрит образовывался в рифах, откуда он эпизодически выносился в окружающий бассейн турбидитными потоками. Известняки этого типа встречаются в девонских и каменноугольных отложениях Рейнской геосинклинали [82]. Эти известняки слагают подводные конусы выноса, причем направление палеотечения указывает, что они были перенесены на расстояние до 60 км от материнского рифа или платформы. Эти отложения описывались также в малых Шварцских Альпах и в флишевом прогибе на западе Греции. Нижнепенсильванские известняки Димпл-района Марафон штата Техас представлены глубоководными фациями турбидитного происхождения [331]. Эти турбидитные пласты представлены в основном калькаренимом, обычно с градационной слоистостью; их мощность менее 30 см, хотя в единичных случаях достигает 1 м. Переслаивающиеся илы и кремни, сложенные спиклами радиолярий, имеют пелагическое происхождение. Необычно тонкие аллодалические известняки были описаны Шоле [290] во флише Монте-Антала (верхний мел) в северных Апеннинах. Весь разрез, около 5000 м мощностью, сложен карбонатными турбидитами, переслаивающимися с черными глинистыми сланцами. Средняя мощность известняковых турбидитных пластов 85 см, а максимальная — до 30 м. Девонские слои Марбл-Клифф полуострова Корнуэлл, Англия, состоят из турбидитных криноидных известняков мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, переслаивающихся с черными глинистыми сланцами [336]. Калькаренимы эоценового возраста в Тоскане, Италия, отличаются повторяющимися разрезами с градационной слоистостью. Полагают, что это турбидитные осадки, внесенные сюда с неритовой платформы, расположенной южнее [294]. Карбонатные турбидиты юрского возраста, залегающие в западной части области Трентино в Италии, были описаны Босселлини [33]. Мейшнер [229], а также Уилсон [350], Кюнен и Тей-Хаф [187], Маккензи [216] привели другие примеры.

Отметим, что аллодалические известняки представляют собой широко распространенные, большой мощности отложения, в главных своих чертах и по строению напоминающие собой некарбонатный флиш; они образуют турбидитные конусы выноса, расходящиеся от специфических рифовых построек или карбонатных платформ. Они являются исключением из общего правила, согласно которому карбонаты представляют собой продукт мелководного осадочного накопления, хотя материал, слагающий их, накапливался в мелководной обстановке.

## Эвапоритовая карбонатная фация

Несколько известковых фаций, описанных выше, возможно, являются наиболее типичными — по крайней мере, лучшие всего изученными. Каждая из них, однако, представляет собой фациальный комплекс и подразделяется на подфашии. Приливно-отливный комплекс, например, включает обстановки приливо-отливных каналов, намытых валов приливных маршей, приливных дельт и других обстановок, каждой из которых, без сомнения, соответствует своя субфация. К тому же здесь имеются и другие обстановки известкового осадконакопления, возможно менее распространенные, но которые образуют известковые фации, отличающиеся от вышеописанных. К числу таких ограниченных фаций относятся фации известкового туфа и мергеля, а также, возможно, фация каличе. Последняя, по-видимому, является почвенным аналогом доломитовых и гипсосодержащих фаций засоленной приливо-отливной равнины. В обоих случаях происходит подъем по капиллярам и испарение минералсодержащих растворов, ведущее к осаждению в межпоровом пространстве в одном случае в почве, в другом — в поровом пространстве приливо-осадочного осадка.

Кроме этих эвапоритовых карбонатов, существуют и другие, которые формируются в засоленной среде зарифовых лагун. В эту группу входят доломиты, переслаивающиеся с ангидритами. Согласно Слоссу [308], эвапоритовые карбонаты, формирующиеся в такой среде, содержат плотный, тонкосланцеватый доломит с включениями ангидрита, мелкокристаллический карбонатный матрикс с крупными идиоморфными ромбиками доломита, сахаровидные доломиты, состоящие из хорошо отсортированных ромбов, возможно, косослоистые и оолитовые карбонаты. Считают, что сахаровидные доломиты являются продуктом отмычки тонкого карбонатного матрикса с рассеянными ромбами.

Мы уже упоминали о пресноводных мергелях и других пресноводных известняках. Они составляют особую карбонатную фацию, ограниченную как по распространению, так и по ее значению.

## Связи между фациями

Разнообразные фации известняков описаны нами так, как если бы они не были связаны друг с другом. Это, по-видимому, не так. Нами уже было высказано предположение о тесной пространственной и генетической связи между рифовой и аллодапической фациями. Предполагается также связь между рифовой и зарифовой лагуной фациями, когда риф является барьером, отделяющим открытое море от мелководной и часто пересыщенной солью лагуны, и фацией приливо-отливной равнины. В некоторых случаях барьер образуется не рифом, а созданной волнами отмелью, сложенной карбонатными песками («промытые фации края шельфа»). Определенные трудности были в исследовании взаимоотношений между различными обстановками карбонатного осадконакопления и создании соответствующей модели. Основной частью на изучении современных районов осадконакопления, частично — на стратиграфических связях между различными фациями (см. рис. 10-2). Успешный анализ подобного рода был проведен Ирвингом [169, 101, 150]. Интересно, что большинство высокопористых барьерных фаций, рифовых или косослоистых калькаренитовых фаций, представляют собой породы-коллекторы, способные содержать

вергались изменениям в результате растворения; о тех ют многочисленные стилолитовые контакты между ними. У объяснил образование этой фации в кембрийских отло Каньона постседиментационным уплотнением под действием жаских пород, сочетавшимся с внутрипластовым растворением стилолитовых поверхностей и течением массы.

Представляется трудным отнести эти фации к какой-либо ленной обстановке осадконакопления; если они имеют постседационное происхождение, то такие взаимоотношения не могли возникнуть до тех пор, пока первичный осадок не приобрел специфический состав и текстуру, способствующие образованию в дальнейшем желваков. Мак-Даннел [350] предположил, что желваковые глинистые известняки указывают на глубоководную обстановку. Гаррисон и Фишер [112] полагают, что желваковые пласты Аднет (юра) Австрийских Альп образовались на очень глубоководных участках. С другой стороны, Уилсон [350] считал, что эта текстура характеризует мелководную нескитовую обстановку, но отмечал, что он никогда не наблюдал седиментационного будинажа в карбонатах приливно-отливной зоны. Маттер [226] описал подобные текстуры в карбонатах палеозойского возраста. Рут [279] также описал «ленточные породы» разреза кембрийского возраста, сформированные в обстановке приливно-отливной равнины, представляющие собой породы, характеризующиеся наличием лянз и желвакообразных известняков, разделенных местами глинистыми и доломитовыми прослоями. Уиллесс [343] связывал желваковые известняки кембрия Гранд-Каньона с обстановкой карбонатной платформы.

Совершенно очевидно, что фация желваковых известняков не является продуктом какой-либо определенной обстановки; по-видимому, более вероятно, что это диагенетическая фация, а не фация осадконакопления.

### Фация писчего мела (пелагическая)

Как уже отмечалось, писчий мел представляет собой мягкий, рыхлый микритовый осадок, обычно очень чистый, состоящий почти целиком из кальцитовых частиц органического происхождения, главным образом кокколитов, рабдолитов, кальцитизированных остатков планктонных организмов или «наноскопаемых», с преимущественными размерами 5 мкм и меньше. Также могут присутствовать фораминиферы, но их содержание не превышает 10%.

Вопрос об обстановке осадконакопления меловых фаций вызвал много споров. В целом представляется наиболее вероятным, что обстановка была умеренно глубоководной, дно находилось ниже зоны волновой активности, возможно, на глубине 200 м и более. Кокколиты образуются в настоящее время на глубине от 60 до 100 м, так что глубина накопления писчего мела должна быть несколько большей. Некоторые исследователи считают, что мел со составом с современными глобигериневыми пластами, следовательно, полагают, что он является глубоководным осадком. Обнаружение моллюсков в некоторых меловых пластах указывает на обратное. Пелагическое происхождение не вызывает сомнений. Вопрос состоит в том, накапливались ли они в умеренно глубоководной обстановке, будучи удаленными от источников сноса обломочного материала, или в глубоководной обстановке открытого моря. Факты свидетельствуют в пользу первого предположения.

29. *Blatchley, W. S., and Ashley, G. H.*, 1901, The lakes of northern Indiana and their marl deposits: *Ann. Rept. Dept. Geol. and Nat. Res. Indiana*, v. 25, pp. 31-321.
30. *Bonet, F.*, 1952, La facies Urgontana del Cretácico Medio de la region de Tampico: *Bol. Asoc. Mexicana Geol. Petrol.*, v. 4, pp. 153-262.
31. *Bornhold, B. D., and Pilkey, O. H.*, 1971, Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin, Bahamas: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 1341-1354.
32. *Bosellini, A.*, 1964, Sul significato genetico e ambientale di alcuni tipi di rocce calcaree in base alle più recenti classificazioni: *Mem. Mus. Storia Nat. Venezia Tridentina* Ann. 27-28, 1964-1965, v. 15, pp. 5-58.
33. *Bosellini, A.*, 1967, Turbiditi carbonatiche nel Giurassico delle Giudicarie e loro significato geologico: *Ann. Univ. Ferrara*, II. s., sez. 9, *Sci. Geol. Paleont.*, v. 4, pp. 101-115.
34. *Bosellini, A., and Hardie, L. A.*, 1973, Depositional theme of a marginal marine evaporite: *Sedimentology*, v. 20, pp. 5-28.
35. *Bradley, W. H.*, 1929, Algae reefs and oolites of the Green River formation: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 154-G, pp. 203-223.
36. *Braithwaite, C. J. R.*, 1973, Reefs: Just a problem of semantics?: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 57, pp. 1100-1116.
37. *Bromkamp, R. A., and Powers, R. W.*, 1958, Classification of Arabian carbonate rocks: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 69, pp. 1305-1318.
38. *Bretz, J. H., and Horberg, L.*, 1949, Caliche in southeastern New Mexico: *Jour. Geol.*, v. 57, pp. 491-511.
39. *Bricker, O. P.*, ed. 1971, Carbonate cements. *Studies in geology* no. 19, Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, 376 pp.
40. *Brown, W. W. M.*, 1959, The origin of stromatolites in the light of a petrofabric study: *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 254-259.
41. *Bucher, W. H.*, 1917, Large current-ripples as indicators of paleogeography: *Proc. Nat. Acad. Sci.*, v. 3, pp. 285-291.
42. *Canal, P.*, 1947, Observations sur les caracteres pétrographiques de calcaires dolomitique et de dolomites: *Comptes Rendus Soc. Geol. France*, pp. 161-162.
43. *Carozzi, A. V.*, 1960, Microscopic sedimentary petrography: New York, Wiley, 485 pp.
44. *Carozzi, A. V.*, 1970, Carbonate rocks (transl. Cayenx, Les roches sédimentaires): New York, Halper, 506 pp.
45. *Carozzi, A. V., and Soderman, J. G. W.*, 1962, Petrography of Mississippian (Borden) crinoidal limestones at Slobo, Indiana: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 397-414.
46. *Cayenx, L.*, 1935, Les roches sédimentaires de France: roches carbonatées. Paris, Masson, 447 pp.
47. *Chave, K. E.*, 1952, A solid solution between calcite and dolomite: *Jour. Geol.*, v. 60, pp. 190-192.
48. *Chave, K. E.*, 1954a, Aspects of the biogeochemistry of magnesium: 1. Calcareous marine organisms: *Jour. Geol.*, v. 62, pp. 266-283.
49. *Chave, K. E.*, 1954b, Aspects of the biogeochemistry of magnesium: 2. Calcareous sediments and rocks: *Jour. Geol.*, v. 62, pp. 587-599.
50. *Chave, K. E.*, 1960, Carbonate skeletons to limestone: problems: *Trans. New York Acad. Sci.*, v. 23, pp. 14-24.
51. *Chilingar, G. V.*, 1957, Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio: *Jour. Sed. Petrology*, v. 27, pp. 187-189.
52. *Chilingar, G. V., Bissell, H. J., and Fairbridge, R. W.*, 1967, Carbonate rocks. Part A: Origin, occurrence and classification, 471 pp. Part B: Physical and chemical aspects, 413 pp. Amsterdam, Elsevier.
53. *Choquette, P. W., and Pray, L. C.*, 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 54, pp. 207-250.
54. *Clarke, F. W.*, 1924, Data of geochemistry: *Bull. U. S. Geol. Surv.* 770, 841 pp.
55. *Clarke, F. W., and Wheeler, W. C.*, 1922, The inorganic constituents of marine invertebrates: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 124, 62 pp.
56. *Clee, V. E.*, 1950, Bibliography on dolomite: *Supp. Rept. Conjun. Sect.* 1949, *Nat. Res. Coun.*, 91 pp.
57. *Cloos, E., and Pettigrew, F. J.*, 1973, Southern border of Triassic Basin, west of York, Pennsylvania: fault or overlap? *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 84, pp. 523, 536.
58. *Cloud, P. E.*, 1962, Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 350, 138 pp.
59. *Cloud, P. E., and Barnes, V. E.*, 1948, The Ellenburger Group of central Texas: *Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Publ.* 4621, 473 pp.

значительные скопления нефти. Естественно, что известняковых фаций и их площадного распределения и мической задачей большой важности.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams, J. E., and Rhodes, M. L., 1960, Dolomitization by seepage. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 1912-1920.
2. Adams, R. W., 1970, Loyalhanna Limestone - cross-bedding and Studies of Appalachian geology: Central and southern (Fisher, G. W., Petti Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., Eds.): New York Wiley-Interscience, pp. 5.
3. Adey, W. H., and Macintyre, I. G., 1973, Crustose coralline algae: a review in the geological sciences: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 883-904.
4. Alderman, A. R., and Skianer, H. C. W., 1957, Dolomite sedimentation in the southeast of South Australia: Amer. Jour. Sci., v. 255, pp. 561-567.
5. Allen, J. R. L., 1965, The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 35, pp. 140-185.
6. Allen, J. R. L., and Friend, P. F., 1968, Deposition of the Catskill lacies, Appalachian region with notes on some other Old Red Sandstone basins, in Late Paleozoic and Mesozoic continental sedimentation, northeastern North America (Klein, G. deV., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 60, pp. 21-74.
7. Allison, V. C., 1923, The growth of stalagmites and stalactites: Jour. Geol., v. 31, pp. 106-125.
8. Amsteden, T. W., 1955, Lithofacies map of Lower Silurian deposits in central and eastern United States and Canada. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 60-74.
9. Andree, K., 1915, Ursachen und Arten der Schichtung: Geol. Rundschau, v. 8, pp. 351-397.
10. Asquith, G. B., 1967, The marine dolomitization of the Millin member Plattville limestone in southwest Wisconsin: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 311-326.
11. Ball, M. M., 1967, Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 556-591.
12. Barth, T., Correns, C. W., Eskola, P., 1939, Die Entstehung der Gesteine: New York, Springer, 422 pp.
13. Bastin, E. S., 1951, A note on stylolites in oolitic limestone: Jour. Geol., v. 59, pp. 509-510.
14. Bathurst, R. G. C., 1958, Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pp. 11-35.
15. Bathurst, R. G. C., 1959a, Diagenesis in Mississippian calcitules and pseudo-breccias: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 365-376.
16. Bathurst, R. G. C., 1959b, The cavernous structure of some Mississippian Stromatolite reefs in Lancashire, England: Jour. Geol., v. 57, pp. 506-521.
17. Bathurst, R. G. C., 1965, Boring algae micrite envelopes and lithification of molluscan bioparticles: Geol. Jour., v. 5, pp. 15-32.
18. Bathurst, R. G. C., 1971, Carbonate sediments and their diagenesis: Developments in sedimentology no. 12. Amsterdam, Elsevier, 620 pp.
19. Bavendamm, W., 1931, The possible role of micro-organisms in the precipitation of calcium carbonate in tropical seas: Science, v. 73, pp. 597-598.
20. Bavendamm, W., 1932, Die mikrobiologische Kalkfällung in der tropischen See: Arch. Mikrobiol., v. 3, pp. 205-276.
21. Bayley, W. S., 1904, The Menominee iron-bearing district of Michigan: U. S. Geol. Surv. Mono. 46, 513 pp.
22. Beales, F. W., 1953, Dolomitic mottling in Palliser (Devonian) Limestone, Banff and Jasper National Parks, Alberta: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 2281-2293.
23. Beales, F. W., 1958, Ancient sediments of Bahamian type: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 1815-1880.
24. Bergenback, R. E., and Tertiere, R. T., 1953, Petrography of Scurry Reef, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 1014-1029.
25. Berner, R. A., 1963, Dolomitization of the mid-Pacific atolls. Science, v. 147, pp. 1297-1299.
26. Biggs, D. L., 1957, Petrography and origin of Illinois nodular cherts: Illinois Geol. Surv. Circ. 245, 25 pp.
27. Birse, D. I., 1928, Dolomitization processes in the Paleozoic horizons of Manitoba: Roy. Soc. Canada, ser. 3, soc. IV, v. 22, pp. 215-222.
28. Black, R. W., 1952, The origin of the supposed tufa bands in Carboniferous reef limestones: Geol. Mag., v. 89, pp. 195-209.

89. *Evamy, B. D., and Shearman, D. J.*, 1965, The development of overgrowths from echinoderm fragments: *Sedimentology*, v. 6, pp. 211-234.
90. *Fairbridge, R. W.*, 1957, The dolomite question, in *Regional aspects of carbonate deposition* (LeBlanc, R. J., and Breeding, J. G., eds.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 5, pp. 126-178.
91. *Ferry, D. E., Heuer, C., and Hewatt, W. G.*, 1962, Biological, genetic, and ultrahigh aspects of limestone classification, in *Classification of carbonate rocks—a symposium* (Ham, W. E., ed.): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, pp. 20-32.
92. *Finckh, A. E.*, 1904, Biology of reef-forming organisms at Funafuti Atoll, in *The atoll of Funafuti* (Bonney, T. G., ed.): *Royal Society of London*, p. 133.
93. *Fischer, A. G., Honjo, S., and Garrison, R. E.*, 1957, Electron micrographs of limestones and their nanotossils: *Princeton Monogr. Geol. Paleont.* no. 1, 141 pp.
94. *Fisher, D. J.*, 1925, *Geology and mineral resources of the Jolie quadrangle*. Illinois Geol. Surv. Bull. no. 51, 160 pp.
95. *Folk, R. L.*, 1959, Practical petrographic classification of limestones: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 43, pp. 1-38.
96. *Folk, R. L.*, 1962, Spectral subdivision of limestone types, in *Classification of carbonate rocks—a symposium* (Ham, W. E., ed.): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, pp. 62-84.
97. *Folk, R. L.*, 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in *Dolomitization and limestone diagenesis* (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, pp. 14-48.
98. *Folk, R. L.*, 1973, Carbonate petrography in the post-Sorbian age, in *Evolving concepts in sedimentology* (Ginsburg, R. N., ed.): *Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press*, pp. 118-158.
99. *Folk, R. L., and Robles, Rogelio*, 1964, Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef complex, Yucatán: *Jour. Geol.*, v. 72, pp. 255-292.
100. *Franko, W.*, 1971, Structure and development of the Iberg/Winterberg reef (Devonian to Lower Carboniferous), Hatz, West Germany, in *Sedimentology of parts of central Europe* (Müller, G., ed.): *Frankfurt, Waldemar Kramer*, pp. 83-90.
101. *Freeman, T.*, 1973, Temporal dolomite-calcite sequence and its environmental implications (abstr.): *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 57, p. 780.
102. *Friedman, G. M.*, 1964, Early diagenesis and lithification in carbonate sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 777-813.
103. *Friedman, G. M.*, 1965, Terminology of crystallization features and fabrics in sedimentary rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v. 35, pp. 643-655.
104. *Friedman, G. M.*, ed., 1969, *Depositional environments in carbonate rocks*: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 14, 209 pp.
105. *Friedman, G. M.*, 1971, Staining, in *Procedures in sedimentary petrology* (Carver, R. E., ed.): *New York, Wiley*, pp. 511-530.
106. *Friedman, G. M., Amiel, A. J., Braun, M., and Miller, D. S.*, 1973, Generation of carbonate particles and laminites in algal mats—example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 57, pp. 541-557.
107. *Friedman, G. M., Geblein, C. D., and Sanders, J. E.*, 1971, Algal envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin: *Sedimentology*, v. 16, pp. 89-96.
108. *Friedman, G. M., and Sanders, J. E.*, 1957, Origin and occurrence of dolostones, in *Carbonate rocks* (Clüinger, G. Bissell, H., and Fairbridge, R., eds.): *Amsterdam, Elsevier*, pp. 267-348.
109. *Fruh, L. S. Jr., Orme, G. R., and Donath, F. A.*, 1966, Experimental compaction effects in carbonate sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 36, pp. 747-754.
110. *Füchtbauer, H.*, ed., 1969, *Lithification of carbonate sediments: Sedimentology*, spec. issue, v. 12, pp. 117-322.
111. *Garrett, P.*, 1970, Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals: *Science*, v. 169, pp. 171-173.
112. *Garrison, R. E., and Fischer, A. G.*, 1969, Deepwater limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic in Depositional environments in carbonate rocks, *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 14, pp. 20-55.
113. *Gee, B.*, 1965, Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires: *Bur. Rech. Geol. Min.* no. 7, pp. 9-40.
114. *Gilbert, G. K.*, 1890, Lake Bonneville: *U. S. Geol. Surv. Mono.* 1, 438 pp.
115. *Gille, L. H., Peterson, F. F., and Grossman, R. B.*, 1966, Morphological and genetic sequence of carbonate accumulation in desert soils: *Soil Sci.* v. 101, pp. 347-360.
116. *Ginsburg, R. N.*, 1953, Beach rock in south Florida: *Jour. Sed. Petrology*, v. 23, pp. 85-92.

50. Connolly, F. T., 1948, The geology of the Passport oil pool, Clay  
muds. M. S. dissert., Univ. Cincinnati.
51. Conybeare, C. E. B., 1949, Stylolites in pre-Cambrian quartzite: *J.*  
*v.* 57, pp. 83-85.
52. Conybeare, C. E. B., 1950, Microstylolites in pre-Cambrian quartzite: *J.*  
*Jour. Geol.*, v. 58, pp. 652-654.
53. Crowley, D. J., 1942, Middle Silurian patch reefs, etc.: *Bull. Amer. Assoc.*  
*Geol.*, v. 57, pp. 283-300.
54. Cullis, C. G., 1904, The mineralogical changes observed in the cores of  
Funafuti borings, in *The atoll of Funafuti* (Bonney, T. G., ed.): *Proc. Roy. Soc.*  
pp. 392-420.
55. Cummings, E. R., and Shrock, R. R., 1928, Niagaran coral reefs of Indiana and  
adjacent states and their stratigraphic relations: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 39,  
pp. 579-620.
56. Duly, R. A., 1909, First calcareous fossils and the evolution of the limestones:  
*Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 20, pp. 153-170.
57. Dapples, E. C., 1942, The effect of macro-organisms upon near-shore marine se-  
diments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 12, pp. 118-126.
58. Davies, D. K., 1968, Carbonate turbidites, Gulf of Mexico: *Jour. Sed. Petrology*,  
v. 38, pp. 1100-1109.
59. Davis, C. A., 1900, A contribution to the natural history of marl: *Jour. Geol.*  
v. 8, pp. 485-497.
60. Decker, C. E., and Merrill, C. A., 1928, Physical characteristics of the Arbuckle  
Limestone: *Oklahoma Geol. Surv. Circ.* 15, p. 49.
61. Dejeves, K. S., Lucia, F. J., and Weyl, P. K., 1965, Dolomitization of Recent  
and Plio-Pleistocene sediments in marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands  
Antilles, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C.,  
eds.) *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, pp. 71-88.
62. De Groor, K., 1967, Experimental dedolomitization: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37,  
pp. 1216-1220.
63. Delainger, R. W., 1964, Limestone-dolomite transition in the Ordovician Platte-  
ville Formation in Wisconsin: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 281-288.
64. Donaldson, A. C., 1960, Interpretation of depositional environments of Lower  
Ordovician carbonates in central Appalachians: *Proc. West Virginia Acad. Sci.*, v. 31,  
pp. 153-161.
65. Drew, G. H., 1914, On the precipitation of calcium carbonate in the sea by  
marine bacteria, and on the action of denitrifying bacteria in tropical and temperate  
seas: *Carnegie Inst. Washington Publ.* 182, pp. 7-45.
66. Dunbar, C. O., and Rodgers, J., 1957, *Principles of stratigraphy*: New York  
Wiley, 356 pp.
67. Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to deposi-  
tional texture, in *Classification of carbonate rocks* (Mam, W. E., ed.): Tulsa, Okla., Amer.  
Assoc. Petrol. Geol., pp. 108-121.
68. Dunham, R. J., 1969, Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mex-  
ico and Texas, in *Depositional environments in carbonate rocks* (Friedman, G. M., ed.):  
*Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 14, pp. 182-191.
69. Dunnington, H. V., 1954, Stylolite development post dates rock induration: *Jour.*  
*Sed. Petrology*, v. 24, pp. 27-49.
70. Dunnington, H. V., 1967, Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic  
limestone reservoirs: *Proc. 7th World Petrol. Congr., Mexico*, v. 2, pp. 339-352.
71. Eardley, A. J., 1938, Sediments of Great Salt Lake, Utah: *Bull. Amer. Assoc.*  
*Petrol. Geol.*, v. 22, pp. 1305-1411.
72. Eder, F. W., 1970, Genese Riff-naher Detritus-Kalk bei Balve im Rheinischen  
Schiefergebirge (Garbecker Kalk): *Verh. Geol. Bundesanst.*, v. 4, pp. 551-569.
73. Emery, K. O., 1945, Mineralogy of caliche from San Diego County, Calif.: *Bull.*  
*Southern California Acad. Sci.*, v. 44, pp. 130-135.
74. Emery, K. O., and Cox, D. C., 1956, Beachrock in the Hawaiian Islands: *Pacifi-*  
*c Sci.*, v. 10, pp. 382-402.
75. Emery, K. O., Tracey, J. J., and Ladd, H. S., 1954, Geology of Bikini and nearby  
atolls: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 200-A, pp. 1-265.
76. Epstein, S., Buchanan, R., Loweastara, H. A., and Urey, H. C., 1951, Carbona-  
te water isotopic temperature scale: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 62, pp. 417-426.
77. Epstein, S., 1953, Revised carbonate-water isotopic temperature scale: *Bull. Geol.*  
*Soc. Amer.*, v. 64, pp. 1315-1326.
78. Evans, B. D., 1967, Dedolomitization and the development of rhombohedral  
res in limestone: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 1204-1215.

89. *Evamy, B. D., and Shearman, D. J.*, 1965, The development of overgrowths from echinoderm fragments: *Sedimentology*, v. 5, pp. 211—234.
90. *Fairbridge, R. W.*, 1957, The dolomite question, in *Regional aspects of carbonate deposition* (LeBlanc, R. J., and Breeding, J. G., eds.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 5, pp. 125—178.
91. *Feray, D. E., Heuer, E., and Hewitt, W. G.*, 1962, Biological, genetic, and utilitarian aspects of limestone classification, in *Classification of carbonate rocks—a symposium* (Ham, W. E., ed.): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, pp. 20—32.
92. *Fisch, A. E.*, 1904, Biology of reef-forming organisms at Funafuti Atoll, in *The atoll of Funafuti* (Bonney, T. G., ed.): *Royal Society of London*, p. 133.
93. *Fischer, A. G., Honjo, S., and Garrison, R. E.*, 1967, Electron micrographs of limestones and their nanofossils: *Princeton Monogr. Geol. Paleont.*, no. 1, (41 pp).
94. *Fisher, D. J.*, 1925, Geology and mineral resources of the Joliet quadrangle: *Illinois Geol. Surv. Bull.* no. 51, 160 pp.
95. *Folk, R. L.*, 1959, Practical petrographic classification of limestones: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 43, pp. 1—38.
96. *Folk, R. L.*, 1962, Spectral subdivision of limestone types, in *Classification of carbonate rocks—a symposium* (Ham, W. E., ed.): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, pp. 62—84.
97. *Folk, R. L.*, 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in *Dolomitization and limestone diagenesis* (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, pp. 4—48.
98. *Folk, R. L.*, 1973, Carbonate petrography in the post-Sorbian age, in *Evolutionary concepts in sedimentology* (Ginsburg, R. N., ed.): *Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press*, pp. 118—158.
99. *Folk, R. L., and Robles, Rogelio.* 1964, Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef complex, Yucatán: *Jour. Geol.*, v. 72, pp. 255—292.
100. *Franke, W.*, 1971, Structure and development of the Iberg/Winterberg reef (Devonian to Lower Carboniferous), Hain, West Germany, in *Sedimentology of parts of central Europe* (Müller, G., ed.), Frankfurt, Waldemar Kramer, pp. 83—90.
101. *Freeman, T.*, 1973, Temporal dolomite-calcite sequence and its environmental implications (abstr.): *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 57, p. 780.
102. *Friedman, G. M.*, 1964, Early diagenesis and lithification in carbonate sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 777—813.
103. *Friedman, G. M.*, 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v. 35, pp. 643—655.
104. *Friedman, G. M., ed.*, 1969, Depositional environments in carbonate rocks: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 14, 209 pp.
105. *Friedman, G. M.*, 1971, Staining, in *Procedures in sedimentary petrology* (Carver, R. E., ed.): *New York, Wiley*, pp. 511—530.
106. *Friedman, G. M., Amiel, A. I., Braun, M., and Miller, D. S.*, 1973, Generation of carbonate particles and laminities in algal mats—example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 57, pp. 541—557.
107. *Friedman, G. M., Geblein, C. D., and Sanders, I. E.*, 1971, Microtic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin: *Sedimentology*, v. 16, pp. 89—96.
108. *Friedman, G. M., and Sanders, I. E.*, 1967, Origin and occurrence of dolostones, in *Carbonate rocks* (Chilingar, G., Bissell, H., and Fairbridge, R., eds.): *Amsterdam, Elsevier*, pp. 267—348.
109. *Fruth, L. S., Jr., Orme, G. R., and Donath, F. A.*, 1966, Experimental compaction effects in carbonate sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 36, pp. 747—754.
110. *Füchsbauer, H., ed.*, 1969, Lithification of carbonate sediments: *Sedimentology*, spec. issue, v. 12, pp. 117—322.
111. *Garrett, P.*, 1970, Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals: *Science*, v. 169, pp. 171—173.
112. *Garrison, R. E., and Fischer, A. G.*, 1969, Deepwater limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic in Depositional environments in carbonate rocks: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 14, pp. 20—55.
113. *Geze, B.*, 1965, Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires: *Bur. Rech. Geol. Min.*, no. 7, pp. 9—40.
114. *Gilbert, G. K.*, 1890, Lake Bonneville: *U. S. Geol. Surv. Mono.* 1, 438 pp.
115. *Gile, L. H., Peterson, F. F., and Grossman, R. B.*, 1966, Morphological and genetic sequence of carbonate accumulation in desert soils: *Soil Sci.*, v. 101, pp. 347—360.
116. *Ginsburg, R. N.*, 1953, Beach rock in south Florida: *Jour. Sed. Petrology*, v. 23, pp. 85—92.



117. *Ginsburg, R. N.*, 1956, Environmental relationships of grain-sized particles in some south Florida carbonate sediments: *Bull. Geol.*, v. 40, pp. 2384-2427.
118. *Ginsburg, R. N.*, 1964, South Florida carbonate sediments, *Guidebook*, Trip 1, Geol. Soc. America convention, 1964, New York, Geol. Soc. Amer., 72 pp.
119. *Ginsburg, R. N., James, N. P., and Marszalek, D. S.*, 1973, Sediment diagenesis in deep foreereef, British Honduras barrier and atoll reefs (abstr.): *Bull. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 67, p. 781.
120. *Ginsburg, R. N., and Lowenstam, H. A.*, 1958, The influence of marine communities on the depositional environment of sediments: *Jour. Geol.*, v. pp. 310-318.
121. *Ginsburg, R. N., Schroeder, I. H., and Shinn, E. A.*, 1971, Recent syndetritary cementation in subtidal Bermuda reefs in Carbonate cements: *Studies in geol.*, no. 1, (Bricker, O. P., ed.), Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, pp. 54-58.
122. *Goldberg, M.*, 1967, Supratidal dolomitization and dedolomitization in Jurassic rocks of Hamakkesi Hagatan, Israel: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 760-773.
123. *Goldich, S. S., and Parmelee, E. B.*, 1947, Physical and chemical properties of Ellenburger rocks, Llano County, Texas: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 31, pp. 1982-2020.
124. *Goudie, A.*, 1972, The chemistry of world calcrete deposits: *Jour. Geol.*, v. 89, pp. 449-463.
125. *Grabau, A. W.*, 1904, On the classification of sedimentary rocks: *Amer. Geol.*, v. 33, pp. 228-247.
126. *Graf, D. L.*, 1960a, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part I. Carbonate mineralogy, carbonate sediments: *Illinois Geol. Surv. Circ.* 297, 39 pp.
127. *Graf, D. L.*, 1960b, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary rocks. Part II. Sedimentary carbonate rocks. *Illinois Geol. Surv. Circ.* 298, 43 pp.
128. *Graf, D. L.*, 1960c, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part III. Minor element distribution: *Illinois Geol. Surv. Circ.* 301, 71 pp.
129. *Graf, D. L.*, 1960d, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part IV—A. Isotopic composition, chemical analyses: *Illinois Geol. Surv. Circ.* 308, 42 pp.
130. *Graf, D. L.*, 1960e, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part IV—B. Bibliography: *Illinois Geol. Surv. Circ.* 309, 55 pp.
131. *Graf, D. L., and Lamar, I. E.*, 1950, Petrology of the Fredonia oolite in southern Illinois: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 34, pp. 2316-2336.
132. *Greenman, N.*, 1951, Origin of Randville dolomite: Ph. D. Thesis, Univ. of Chicago.
133. *Griffin, R. H.*, 1942, Dolomitic mottling in the Plattville limestone: *Jour. Sed. Petrology*, v. 12, pp. 67-76.
134. *Griffith, L. S., Pitcher, M. G., and Rice, G. W.*, 1969, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, in Depositional environments in carbonate rocks (Friedman, G. M., ed.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 14, pp. 120-138.
135. *Grim, R. E., Lamar, I. E., and Bradley, W. F.*, 1937, The clay minerals in Illinois limestones: *Jour. Geol.*, v. 45, pp. 829-843.
136. *Hadding, A.*, 1933, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. V. On the organic remains of the limestones: *Lunds Univ. Arsskr. N. F., Afd. 2*, v. 29, no. 4, 93 pp.
137. *Hadding, A.*, 1941, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. VI. Reef limestones: *Medd. Lunds Geol. Min. Inst., Lunds Univ. Arsskr. N. F. Afd. 2*, v. 37, no. 10, 137 pp.
138. *Hadding, A.*, 1957, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. VII. Cambrian and Ordovician limestones: *Lunds Univ. Arsskr. N. F. Afd. 2*, v. 54, no. 5, 262 pp.
139. *Hadding, A.*, 1958, Origin of the lithographic limestones: *Kungl. Fysiogr. Sällsk. Lund Förh.*, v. 28, no. 4, pp. 21-32.
140. *Hall, C. W., and Sargeson, F. W.*, 1895, The Magnesian series of the northwestern states: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 6, pp. 167-198.
141. *Hallam, A.*, 1964, Origin of the limestone-shale rhythm in the Blue Lias of England: a composite theory: *Jour. Geol.*, v. 72, pp. 157-189.
142. *Hallam, A.*, 1967, Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region: *Scottish Jour. Geol.*, v. 3 (2), pp. 196-220.
143. *Ham, W. E.*, 1951, Dolomite in the Arbuckle Limestone, Arbuckle Mountains, Oklahoma (abstr.): *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 62, pp. 1446-1447.
144. *Ham, W. E.*, 1954, Algal origin of the "birdseye" limestone in the McElish Formation: *Proc. Oklahoma Acad. Sci.*, v. 33, pp. 200-203.

145. Ham, W. E., ed., 1962, Classification of carbonate rocks: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, 279 pp.
146. Ham, W. E., and Pray, L. C., 1962, Modern concepts and classification of carbonate rocks, in Classification of carbonate rocks—a symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 2—19.
147. Hamblin, W. K., 1969, Marine paleocurrent directions in limestones of the Kansas City Group (Upper Pennsylvanian) in eastern Kansas: Bull. Geol. Surv. Kansas 194, pt. 2, pp. 1—25.
148. Harbaugh, J. W., 1959, Small scale cross-lamination in limestones: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 30—37.
149. Harding, J. L., 1964, Petrology and petrography of the Campeche lithic suite, Yucatán shelf, Mexico: Texas A & M Univ., Dept. Ocean. Meteorol. Tech. Rept. 64—117, 139 pp.
150. Harris, L. D., 1973, Dolomitization model for Upper Cambrian and Lower Ordovician carbonate rocks in the eastern United States: Jour. Res., v. 1, pp. 63—78.
151. Hatch, F. H., Rastall, R. H., and Clark, M., 1938, The petrology of the sodicimentary rocks, 3rd ed.: London, Murby, 383 pp.
152. Heald, M. T., 1955, Stylolites in sandstones: Jour. Geol., v. 63, pp. 101—114.
153. Heckel, P. H., 1972, Possible inorganic origin for Stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York: Jour. Sed. Petrology, v. 42, pp. 7—18.
154. Heinrich, E. W., 1967, Carbonatites nonficulate igneous rocks: Earth Sci. Rev., v. 3, pp. 203—210.
155. Henbest, L. G., 1945, Unusual nuclei in oolites from the Morrow Group near Fayetteville, Arkansas: Jour. Sed. Petrology, v. 15, pp. 20—24.
156. Henbest, L. G., 1968, Diagenesis in oolitic limestones of Morrow (early Pennsylvanian) age in northwestern Arkansas and adjacent Oklahoma. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 594—11, 22 pp.
157. Holtmann, R., 1962, Ueber subsohlution und die «Knollenkalke» des ealcare Ammonitico Russo Superiore im Monte Baldo: Neues Jahrb. Geol. Paleont. Mh., v. 4, pp. 163—179.
158. Holtmann, R., 1964, Subsohlutions—Fragmente (zur Biostratonomie der Ammonitoiden im Malm des Monte Baldo/Norditalien): Neues Jahrb. Geol. Paleont. Abh., v. 119, pp. 22—82.
159. Horowitz, A. S., and Potter, P. E., 1971, Introductory petrography of fossils: New York, Springer, 302 pp.
160. Hoskins, C. M., 1963, Recent carbonate sedimentation on Alacran Reef, Yucatán, Mexico: Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Coun. Publ. 1089, pp. 1—160.
161. Houbolt, J. J. H. C., 1957, Surface sediments of the Persian Gulf near the Qatar Peninsula Thesis, Univ. Utrecht, 113 pp.
162. Hrabar, S. V., Cressman, E. R., and Potter, P. E., 1971, Cross-bedding of the Tanglewood Limestone Member of the Lexington Limestone (Ordovician) of the Blue Grass Region of Kentucky: Brigham Young Univ. Geol. Stud., v. 18, no. 1, pp. 99—114.
163. Illing, L. V., 1954, Bahaman calcareous sands: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, pp. 1—95.
164. Illing, L. V., Wetts, A. J., and Taylor, J. C. M., 1965, Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.) Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 89—111.
165. Imbrie, J., and Buchanan, H., 1965, Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas, in Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Middleton, G. V., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12, pp. 149—172.
166. Imbrie, J., and Purdy, E. G., 1962, Classification of modern Bahaman carbonate sediments, in Classification of carbonate rocks—a Symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 253—272.
167. Ingels, J. J. C., 1963, Geometry paleontology, and petrography of Thornton Reef complex, Silurian of northeastern Illinois: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, pp. 405—440.
168. Ireland, H. A., 1936, Use of insoluble residues for correlation in Oklahoma: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 20, pp. 1089—1121.
169. Irwin, M. L., 1965, General theory of epeiric clear water sedimentation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, pp. 445—459.
170. James, H. L., 1951, Iron formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 251—266.
171. Johnson, J. H., 1951, An introduction to the study of organic limestones: Colorado Sch. Mines Quart., v. 46, 185 pp.

172. Johnson, J. H., 1961, Limestone-building algae and algal <sup>1</sup> Colo., Colorado Sch. Mines, 297 pp.
173. Joffe, A. W., 1955, Geology and iron ores of Sleep Rock Lake. Econ. v. 50, pp. 373-398.
174. Judd, J. W., 1904, The atoll of Funafuti; Repl. Coral Reef Comm., Roy. London, pp. 364-365.
175. Kay, M., 1951, North American geosynclines: Geol. Soc. Amer. Mem. 48, 143 pp.
176. Kerner, K. B., 1970, Limestone turbidite of Kinderhook age and its tectonic significance, Elko County Nevada: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 700-D, pp. D18-D22.
177. King, P. B., 1942, Permian of west Texas and southeast New Mexico: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 26, pp. 535-763.
178. King, R. H., 1947, Sedimentation in Permian Caspian Sea: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 31, pp. 470-477.
179. Kinsman, D. J. J., 1964, The Recent carbonate sediments near Halat el Bahrain, Trucial Coast, Persian Gulf, in Deltic and shallow marine deposits (Van Straaten, L. M. J. U., ed.): Amsterdam, Elsevier, pp. 185-192.
180. Kivan, J. E., 1964, Facies analysis of the Redwater Reef complex, Alberta, Canada: Bull. Canad. Petrol. Geol., v. 12, pp. 1-100.
181. Kneutson, S. L., and Hubert, J. F., 1969, Dispersal patterns and diagenesis of oolitic calcarenites in the Ste. Genevieve Limestone (Mississippian), Missouri: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 954-68.
182. Krebs, W., 1969, Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany): Sedimentology, v. 12, pp. 279-299.
183. Krebs, W., 1971, Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge, in Sedimentology of parts of central Europe (Müller, G. ed.): Frankfurt, Verlag Waldemar Kramer, pp. 45-82.
184. Krey, F., and Lauer, J. E., 1925, Limestone resources of Illinois: Bull. Illinois Geol. Surv. 46, 392 pp.
185. Kuenen, Ph. H., 1933, The Snellius expedition, 5. Geological results 2. Geology of coral reefs. Utrecht, Kemink, 125 pp.
186. Kuenen, Ph. H., 1950, Marine geology, New York, Wiley, 568 pp.
187. Kuenen, Ph. H., and ten Haaf, E., 1956, Graded bedding in limestone: Proc. Konink. Nederl. Akad. van Wetensch., ser. B., v. 59, no. 4, pp. 314-317.
188. Lauer, J. E., 1961, Uses of limestone and dolomite: Illinois Geol. Surv. Circ. 321, 41 pp.
189. Land, Lynlon S., 1967, Diagenesis of skeletal carbonate: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 914-930.
190. Land, Lynlon S., 1971, Submarine lithification of Jamaican reefs, in Carbonate cements: Stud. in geol. No. 16, (Bricker, O. P., ed.): Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, pp. 59-62.
191. Landes, K. K., 1946, Porosity through dolomitization: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 305-318.
192. Loughlin, G. F., 1929, Indiana oolitic limestone: Bull. U. S. Geol. Surv. 811, pp. 113-202.
193. LeBlanc, R. J., and Breeding, J. G., eds., 1957, Regional aspects of carbonate deposition: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 5, 178 pp.
194. Lecompte, M., 1937, Contribution à la connaissance des récifs du Devonien de l'Ardennne Sur la presence de structures conservées dans des efflorescences cristallines du type «stromatolites»: Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, v. 13, pp. 1-14.
195. Lecompte, M., 1938, Quelques types de récifs Siluriens et Devonien de l'Amerique du Nord. Essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels: Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, 14, 51, pp.
196. Lecompte, M., 1958, Les récifs Paleozoïques en Belgique: Geol. Rundschau, v. 47, pp. 384-401.
197. Lees, A., 1964, The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) «reefs» of west-central Eire: Trans. Roy. Phil. Soc. London, ser. B, v. 247, pp. 483-531.
198. Leighon, M. W., and Pendexter, C., 1962, Carbonate rock types, in Classification of carbonate rocks—a symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 33-61.
199. Link, G., 1937, Bildung des Dolomits und Dolomitierung: Chemie der Erde, v. 11, pp. 278-386.
200. Lindholm, R. C., and Finkelman, R. B., 1972, Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron: Jour. Sed. Petrology, v. 42, pp. 239-242.
201. Link, T. A., 1960, Theory of transgressive and regressive reef (bioherm) development and origin of oil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 263-294.

202. Lobo, C. F., and Osborne, R. H., 1973, The American Upper Ordovician standard. — XVIII: Investigation of micrite in typical Cincinnati limestones by means of scanning electron microscopy: *Jour. Sed. Petrology*, v. 43, pp. 478—483.
203. Logan, B. W., 1961, Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia: *Jour. Geol.*, v. 69, pp. 517—533.
204. Logan, B. W., Davies, G. R., Read, J. F., and Czebalski, D. E., 1970, Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia: *Amer. Assoc. Petro. Geol. Mem.* 13, 223 pp.
205. Logan, B. W., Harding, J. L., Ahr, W. M., Williams, J. D., and Sneed, R. G., 1960, Carbonate sediments and reefs, Yucatán shelf, Mexico: *Amer. Assoc. Petro. Geol. Mem.* 11, 198 pp.
206. Long, M. B., 1953, Origin of the Conococheague Limestone. Ph D thesis, Johns Hopkins Univ.
207. Loreau, J.-P., 1972, Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique: introduction à une classification des micrites: *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris*, v. 274, pp. 810—813.
208. Lowenstam, H. A., 1950, Niagara reefs of the Great Lakes area: *Jour. Geol.*, v. 58, pp. 430—487.
209. Lowenstam, H. A., 1954, Factors affecting the aragonite/calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms: *Jour. Geol.*, v. 62, pp. 284—322.
210. Lowenstam, H. A., 1955, Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications: *Jour. Sed. Petrology*, v. 25, pp. 270—272.
211. Lowenstam, H. A., 1963, Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments: *The Earth Sciences, Problems in Current Research*, Rice Univ. Semicentennial Publ., pp. 137—195.
212. Lowenstam, H. A., and DuBois, E. P., 1946, Marine pool, Madison County: *Illinois Geol. Surv. Rept. Inv.* 114, 30 pp.
213. Lowenstam, H. A., and Epstein, S., 1957, On the origin of the sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank: *Jour. Geol.*, v. 65, pp. 364—375.
214. Lucia, F. J., 1972, Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation, in *Recognition of ancient sedimentary environments* (Rigby, J. K., and Hamblin, M. K., eds.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 16, pp. 160—191.
215. Mackenzie, F. T., 1964, Bermuda Pleistocene eolinites and paleowinds: *Sedimentology*, v. 3, pp. 52—64.
216. Mackenzie, F. T., 1970, Allochthonous reeidebris limestone turbidites Powell Creek, Northwest Territories: *Bull. Canad. Petro. Geol.*, v. 18, pp. 474—492.
217. McCrossan, G. R., 1958, Sedimentary "cloudinages" structures in the Upper Devonian Kelson Formation of Alberta: *Jour. Sed. Petrology*, v. 28, pp. 316—320.
218. McKee, E. D., and Gutschick, R. C., 1969, History of Redwall Limestone of northern Arizona: *Geol. Soc. Amer. Mem.* 114, 726 pp.
219. McQueen, H. S., 1931, Insoluble residues as a guide to stratigraphic study: *Missouri Bur. Geol.*, 56th Bien. Rept. App.
220. Majewske, O. P., 1969, Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections: *Leiden, Brill*, 101 pp.
221. Mamer, B., 1961, Reflexions sur la classification des calcaires: *Bull. Soc. Geol. Belge*, v. 70, pp. 48—64.
222. Mantén, A. A., 1962, Some Middle Silurian reefs of Gotland: *Sedimentology*, v. 1, pp. 211—234.
223. Mantén, A. A., 1966, Note on formation of stylonites: *Geol. en Mijnb.*, v. 45, pp. 269—274.
224. Mantén, A. A., 1971, Silurian reefs of Gotland: *Developments in sedimentology* 13, Amsterdam, Elsevier, 539 pp.
225. Marfisi, B., and Sougy, J., 1961, Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées: *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, Ann., 1961, v. 5, pp. 81—92.
226. Matter, A., 1967, Tidal flat deposits in the Ordovician of western Maryland: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 601—609.
227. Matthews, R. K., 1966, Genesis of Recent lime mud in southern British Honduras: *Jour. Sed. Petrology*, v. 36, pp. 428—454.
228. Maxwell, W. G. H., and Swinshall, J. P., 1970, Great Barrier Reef: Regional variation in a terrigenous-carbonate province: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 81, pp. 691—724.
229. Meischner, K.-D., 1964, Allogapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken, in *Turbidites* (Bouma, A. H., and Brouwer, A. eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 150—191.
230. Meischer, K.-D., 1971, Classic sedimentation in the Variscan Geocyncline east of the Rhine, in *Sedimentology of parts of central Europe* (Müller, G., ed.), Heidelberg: VIII Int. Sediment. Congr. 1971, Frankfurt, Verlag Waldemar Kramer, pp. 9—43.

- 231 Michard, A., 1969, Les dolomies, une revue: *Bull. Serv. Lorraine* 22, pp. 1-92.
- 232 Miffman, I. D., 1965, An annotated bibliography on recent papers and coral reefs. *Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Coun., Pacific Sci. Board, Atoll Res.* 58 pp.
- 233 Moore, H. B., 1939, Faecal pellets in relation to marine deposits, in *marine sediments*: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 516-524.
- 234 Müller, G., and Friedman, G. M., eds., 1968, Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe: New York, Springer, 265 pp.
- 235 Müller-Jungbluth, W. U., and Toschek, P. H., 1969, Karbonat sedimentologische Arbeitsgrundlagen: *Alpenkundliche Studien* no. 4, 32 pp.
- 236 Murray, R. C., 1960, Origin of porosity in carbonate rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v. 30, pp. 59-84.
- 237 Murray, R. C., and Pray, L. C., 1965, Dolomitization and limestone diagenesis: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, 180 pp.
- 238 Nelson, H. F., Brown, C. W., and Brineman, I. H., 1962, Skeletal limestone classification, in *Classification of carbonate rocks—a symposium* (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 224-252.
- 239 Newell, N. D., Purdy, E. G., and Imbrie, J., 1960, Bahamian oolitic sand: *Jour. Geol.*, v. 68, pp. 481-497.
- 240 Newell, N. D., and Rigby, J. K., 1957, Geological studies on the Great Bahama Bank, in *Regional aspects of carbonate deposition* (LeBlanc, R. J., and Breeding, J. A., eds.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 5, pp. 15-72.
- 241 Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whitman, A. I., Hickox, I. E., and Bradley, I. S., 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains, Texas and New Mexico: San Francisco, Freeman, 236 pp.
- 242 Orme, G. R., and Brown, W. W., 1963, Diagenetic fabrics in the Avonian limestone of Derbyshire and North Wales: *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, v. 34, pp. 51-66.
- 243 Osmond, I. C., 1966, Mottled carbonate rocks in the Middle Devonian of eastern Nevada: *Jour. Sed. Petrology*, v. 26, pp. 32-41.
- 244 Park, W. C., and Schol, E. H., 1968, Stylolitization in carbonate rocks, in *Carbonate sedimentology in central Europe* (Müller, G., and Friedman, G. M., eds.), pp. 66-74.
- 245 Parkinson, D., 1957, Lower Carboniferous reefs of northern England: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 41, pp. 511-537.
- 246 Peto, C. R., 1942, Petrology of the Galesburg Formation of central Pennsylvania: U.S. thesis, Pennsylvania State Univ., 60 pp.
- 247 Peterson, M. V. A., 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: *Jour. Geol.*, v. 70, pp. 1-31.
- 248 Pettijohn, F. J., and Potter, P. E., 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures: New York, Springer, 370 pp.
- 249 Philcox, M. E., 1965, Sedimentation of Upper Devonian Stromatolite bioherm, Algeria, Canada (abstr.): *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 82, p. 150.
- 250 Pja, I., 1933, Die rezenten Kalksteine: *Zeitschr. Krist. Min. Petrol., Ergänzungsband*, Abt. B pp. 1-420.
- 251 Picard, M. D., 1953, Marstonite—a misnomer as used in the Uinta Basin: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 37, pp. 1075-1077.
- 252 Pinsak, A. P., 1957, Subsurface stratigraphy of the Salem limestone and associated formations in Indiana: *Indiana Geol. Surv. Bull.* 11, 62 pp.
- 253 Plumley, W. I., and Graves, R. W., Jr., 1953, Virgilian reefs of the Sacramento Mountains, New Mexico: *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 1-16.
- 254 Plumley, W. I., Risley, G. A., Graves, R. W., Jr., and Kaley, M. E., 1962, Energy index for limestone interpretation and classification, in *Classification of carbonate rocks—a symposium* (Ham, W. E., ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 85-107.
- 255 Potter, P. E., 1968, A selective, annotated bibliography on carbonate rocks: *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, v. 16, pp. 87-103.
- 256 Potter, P. E., and Pettijohn, F. J., 1963, Paleocurrents and basin analysis. New York, Springer, 296 pp.
- 257 Potter, P. E., and Schindler, A. E., 1966, Bed thickness and grain size: graded beds. *Sedimentology*, v. 7, pp. 233-240.
- 258 Powers, R. W., 1962, Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks, in *Classification of carbonate rocks—a symposium* (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 122-192.
- 259 Pray, L. C., 1958, Ferrestrate-bryozoan core facies, Mississippian bioherms, southwestern United States: *Jour. Sed. Petrology*, v. 28, pp. 261-273.
- 260 Pray, L. C., 1960, Compaction in calcilutites (abstr.): *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, p. 1946.

261. Pray, L. C., and Murray, R. C., eds., 1965, Dolomitization and limestone diagenesis — a symposium: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, 180 pp.
262. Price, W. A., 1933, Reynosa problem of south Texas and origin of caliche: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 17, pp. 488—522.
263. Prokopowich, N., 1952, The origin of stylolites: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 212—220.
264. Pugh, W. E., 1950, Bibliography of organic reefs, bioherms, and biostromes: Tulsa, Okla., Seismograph Service Corp., 139 pp.
265. Purdy, E. G., 1963a, Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups: Jour. Geol., v. 71, pp. 334—355.
266. Purdy, E. G., 1963b, Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies: Jour. Geol., v. 71, pp. 472—497.
267. Purdy, E. G., 1966, Carbonate diagenesis: an environmental survey: Geological Romana, v. 7, pp. 183—228.
268. Purser, B. H., 1969, Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin: Sedimentology, v. 12, pp. 205—230.
269. Ramsden, R. M., 1962, Stylolites and oil migration: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, pp. 2185—2186.
270. Rich, M., 1964, Petrographic classification and method of description of carbonate rocks of the Bird Spring Group in southern Nevada: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 365—378.
271. Richardson, W. A., 1919, The origin of Cretaceous flint: Geol. Mag., v. 58, pp. 535—547.
272. Rigby, J. K., 1953, Some transverse stylolites: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 265—271.
273. Rittenhouse, G., 1949, Petrology and paleogeography of Greenbrier Formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1704—1730.
274. Robbins, C., and Keller, W. D., 1952, Clay and other non carbonate minerals in some limestones: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 146—152.
275. Robertson, E. C., 1965, Experimental consolidation of carbonate mud (abstr.), in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, p. 170.
276. Rodgers, J., 1964, Terminology of limestones and related rocks: an interim report: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 225—234.
277. Rodgers, J., 1967, The distribution of marine carbonate sediments, in Regional aspects of carbonate deposition (LeBlanc, R. J., and Breeding, J. G., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 5, pp. 2—14.
278. Ronov, A. B., Migdisov, A. A., and Barskaya, N. V., 1969, Tectonic cycles and regularities in the development of sedimentary rocks and paleogeographic environments of sedimentation of the Russian Platform (an approach to a quantitative study): Sedimentology, v. 13, pp. 179—212.
279. Root, S. I., 1965, Cyclicity of the Conococheague Formation: Proc. Pennsylvania Acad. Sci., v. 38, pp. 157—160.
280. Runnels, R. T., and Dubins, I. M., 1949, Chemical and petrographic studies of the Fort Hays Chalk in Kansas: Bull. Geol. Surv. Kansas 82, pl. 1, pp. 1—36.
281. Russell, J. C., 1885, Geological history of Lake Lahontan, a Quaternary lake of northwestern Nevada: U. S. Geol. Surv. Monogr. 11, 288 pp.
282. Russell, J. C., 1889, Subaerial decay of rocks and origin of the red color of certain formations: U. S. Geol. Surv. Bull. 52, 63 pp.
283. Sander, B., 1951, Contributions to the study of depositional fabrics (Knopi, E. B., trans.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 207 pp.
284. Sander, M. J., 1967, Classification of carbonate rocks of marine origin: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 51, pp. 325—336.
285. Sando, W. J., 1953, Beekmantown group (Lower Ordovician) of Maryland: Geol. Soc. Amer. Mem. 66, 161 pp.
286. Sarin, D. D., 1962, Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 451—471.
287. Sayles, R. W., 1931, Bermuda during the ice Age: Proc. Amer. Acad. Arts Sci., v. 56, pp. 382—467.
288. Schlanger, S. O., 1964, Petrology of the limestones of Guam: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 403-D, 52 pp.
289. Schmidt, V., 1965, Facies. Diagenesis and related reservoir properties in the Gargas Beds (Upper Jurassic), northwestern Germany, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 124—168.

296. Scholte, P. A., 1971, Sedimentology of finegrained *see* diles Monie Autola ilysci (Upper Cretaceous), northern Apennines, Italy; Amer., v. 82, pp. 629-658
291. Schopf, I. W., Othier, D. Z., Horodyski, R. J., and Kuensolden, K. A., Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites: Jour. Paleont., v. pp. 477-485
292. Scooley, E. H., 1940, Sedimentary studies of the Wapsipinkon Formation in Iowa: Jour. Sed. Petrology, v. 10, pp. 33-44.
293. Sedimentation Seminar, 1966, Cross-bedding in the Salem limestone of central Indiana: Sedimentology, v. 6, pp. 95-114.
294. Sestini, G., 1984, Paleocorrenti eoceniche nell' area Iosco-umbrina: Boll. Soc. Geol. Italiana, v. 83, pp. 1-54.
295. Sharp, R. P., 1942, Stratigraphy and structure of the southern Ruby Mountains, Nevada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 647-690.
296. Shaul, B., 1939, The origin of stylolites: Jour. Sed. Petrology, v. 9, pp. 47-61.
297. Shearman, D. J., 1963, Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf: Proc. Geol. Soc. London, no. 1607, pp. 63-65
298. Shearman, D. J., Khouri, I., and Taha, S., 1961, On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura: Proc. Geol. Assoc., v. 72, pp. 1-12
299. Shinn, E. A., 1964, Recent dolomite, Sugarloaf Key, Florida, in South Florida sediments (Ginsburg, R. N., ed.): Geol. Soc. Amer. Guidebook, Field Trip 1, Ann. Mtg., Florida, pp. 26-33
300. Shinn, E. A., 1968, Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 215-223.
301. Shinn, E. A., Ginsburg, R. V., and Lloyd, R. M., 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 112-123.
302. Shrock, R. R., 1939, Wisconsin Silurian bioherms (organic reefs): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 50, pp. 529-562
303. Shrock, R. R., 1948, Classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 118-129.
304. Shrock, R. R., 1949, Sequences in layered rocks. New York, McGraw-Hill, 507 pp.
305. Siever, R., and Glass, H. D., 1957, Mineralogy of some Pennsylvanian carbonate rocks of Illinois: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 56-63.
306. Skeats, E. W., 1905, The chemical and mineralogical evidences as to the origin of the dolomites of southern Texas: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 61, pp. 97-114.
307. Skeats, E. W., 1918, The formation of dolomite and its bearing on the coral reef problem: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 45, pp. 185-200.
308. Stoss, L. L., 1953, The significance of evaporites: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 143-161
309. Spry, A., 1969, Metamorphic textures: New York, Pergamon, 350 pp.
310. Stauffer, K. W., 1962, Quantitative petrographic study of Paleozoic carbonate rocks, Caballo Mountains, New Mexico: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 357-396.
311. Steidtmann, E., 1911, The evolution of limestone and dolomite: Jour. Geol., v. 19, pp. 323-345, 393-428
312. Steidtmann, E., 1917, Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 28, pp. 431-450.
313. Stockdale, P. B., 1922, Stylolites: their nature and origin: Indiana Univ. Stud., v. 11, pp. 1-97
314. Stockdale, P. B., 1926, Stratigraphic significance of solution in rocks: Jour. Geol., v. 34, pp. 399-414
315. Stockdale, P. B., 1931, Bioherms in the Borden Group of Indiana: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 42, pp. 707-718.
316. Stockdale, P. B., 1943, Stylolites: primary or secondary?: Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 3-12
317. Stockman, K. W., Ginsburg, R. N., and Shinn, E. A., 1967, The production of lime mud by algae in shallow Florida: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 633-648.
318. Stoddart, D. R., and Capin, J. R., 1965, Nature and origin of beach rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 213-247
319. Stout, W. E., 1941, Dolomites and limestones of western Ohio: Ohio Surv. 14th ser., Bull. 12, 468 pp
320. Stout, W. E., and Lumborn, R. E., 1924, Geology of Columbiana County: Geol. Surv., 4th ser., Bull. 28, 408 pp

321. *Strakhov, N. M.*, 1958, Facts and hypotheses concerning the genesis of dolomite rocks: *zv. Akad. Nauk. SSSR, ser. geol.*, no. 8, pp. 1-18 (AGI trans. 1960).
322. *Strakhov, N. M.*, 1970, Principles of lithogenesis (trans.): New York, Plenum, v. 3, 577 pp.
323. *Swineford, A., Leonard, A. B., and Frye, J. C.*, 1958, Petrology of the Pliocene pisolitic limestone of the Great Plains: *Bull. Geol. Surv. Kansas* 130, pt. 2, pp. 98-116.
324. *Tanner, W. F.*, 1959, The importance of modes in cross-bedding data: *Jour. Sed. Petrology*, v. 29, pp. 221-226.
325. *Taylor, J. C. M., and Illing, L. V.*, 1969, Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf: *Sedimentology*, v. 12, pp. 69-107.
326. *Tebbull, G. E., Conley, C. D., and Boyd, D. W.*, 1965, Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric, in *Contributions to geology* (Parker, R. B., ed.): Laramie, Wyoming, Univ. Wyoming, pp. 1-13.
327. *Teodorovich, G. I.*, 1961, On the origin of sedimentary dolomite: *Int. Geol. Rev.*, v. 3, no. 5, pp. 373-384.
328. *Terzaghi, R. D.*, 1940, Compaction of fine mud as a cause of secondary structure: *Jour. Sed. Petrology*, v. 10, p. 78-80.
329. *Textoris, D. A., and Carozzi, A. V.*, 1964, Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) reefs, Indiana: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 48, pp. 397-426.
330. *Thiel, G. A.*, 1933, A correlation of marl beds with types of glacial deposits: *Jour. Geol.*, v. 38, pp. 717-728.
331. *Thomson, A., and Thomasson, M. R.*, 1969, Shallow to deep water facies development in the Dimple Limestone (Lower Pennsylvanian), 332. Marathon Region, Texas, in *Depositional environments in carbonate rocks* (Friedman, G. M., ed.), Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, pp. 57-77.
332. *Thorpe, E. M.*, 1936, The sediments of the Pearl and Hermes reefs: *Jour. Sed. Petrology*, v. 6, pp. 109-118.
333. *Todd, T. W.*, 1966, Petrogenetic classification of carbonate rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v. 36, pp. 317-340.
334. *Trask, P. D.*, 1937, Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 186-N, pp. 273-299.
335. *Turnst, P.*, 1968, Analysis of pressure-solution contacts and classification of pressure-solution phenomena, in *Carbonate sedimentology in central Europe* (Müller, G., and Friedman, G. M., eds): New York, Springer, pp. 74-84.
336. *Tucker, M. E.*, 1969, Crinoidal turbidites from the Devonian of Cornwall and their paleogeographic significance: *Sedimentology*, v. 13, pp. 281-290.
337. *Twenhofel, W. H.*, 1950, Coral and other organic reefs in geologic column: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 34, pp. 182-202.
338. *Van Tuyl, F. M.*, 1916a, The origin of dolomite. *Ann. Rept., Iowa Geol. Surv.*, v. 25, pp. 251-422.
339. *Van Tuyl, F. M.*, 1916b, New points on the origin of dolomite. *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 42, pp. 249-260.
340. *Vaughn, T. W.*, 1917, Chemical and organic deposits of the sea: *Bull. Geol. Soc. America*, v. 28, pp. 933-944.
341. *Voigt, E.*, 1959, Die ökologische Bedeutung der Hartgründe (hardgrounds) in der oberen Kreide. *Palaeont. Zeitsch.*, v. 33, pp. 129-147.
342. *Voigt, E.*, 1959, Früh diagenetische Deformation der turonien Plänerkalke bei Halle/Wesl. als Folge einer Groggsteilung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems: *Hamburg. Geol. Staatsinst. Mitt.*, v. 31, pp. 146-275.
343. *Wanless, H. R.*, 1973, Microstylolites, bedding, and dolomitization (abstr.): Abstracts of Papers, Ann. Meeting Soc. Econ. Paleont. Min., Anaheim, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 57, p. 811.
344. *Wardlaw, V. C.*, 1962, Aspects of diagenesis in some Irish Carboniferousimestones. *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 776-780.
345. *Weaver, C. E.*, 1958, Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 42, pp. 254-271.
346. *Weaver, C. E.*, 1959, The clay petrology of sediments: *Proc. 6th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals*, New York, Pergamon, pp. 154-187.
347. *Weyl, P. K.*, 1959, Pressure solution and the force of crystallization - a phenomenological theory. *Jour. Geophys. Res.*, v. 64, pp. 2001-2025.
348. *Weynschenk, R.*, 1961, The problem of dolomite formation considered in the light of research on dolomites in the Sonnmendmounlains (Tirol). *Jour. Sed. Petrology*, v. 21, pp. 28-31.
349. *Williams, F. T., and McCoy, E.*, 1934, On the role of microorganisms in the precipitation of calcium carbonate in the deposits of fresh water lakes: *Jour. Sed. Petrology*, v. 4, pp. 113-126.



350. Wilson, J. L., 1969, Microfacies and sedimentary structures in «deeper» lime limestones. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, pp. 4—16.
351. Wilson, R. C. L., 1966, Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones of southern England. Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 1036—1049.
352. Worsfold, A. N., 1924, Petrographic studies of limestone alterations at Bingham. Trans. Amer. Inst. Min. Metall. Eng., v. 70, pp. 684—902.
353. Zenger, H., 1962, Simplified limestone classification: Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol., v. 46, pp. 1411—1419.
354. Zenger, H. G., 1961, An introduction to the classification of limestones. Neues Jahrb. Geol., v. 246, pp. 246—270.
355. Zenger, H. G., 1962, The importance of calcareous algae in limestone genesis and sedimentation. Sed. Geol., v. 2, no. 4, pp. 245—261.
356. Zenger, H. G., 1968, Lithification of a carbonate mud. Devonian chalk in northwestern Germany. Sed. Geol., v. 2, no. 4, pp. 263—290.
357. Zenger, H. G., 1961, Algal dust and the finer-grained varieties of Carboniferous limestone. Geol. Mag., v. 78, pp. 192—200.
358. Zenger, H. G., 1969, Structural and textural evidence of early lithification in limestone. Sed. Geol., v. 3, no. 4, pp. 241—256.
359. Zenger, H. G., 1959, Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks. Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 211—213.

## ГЛАВА 11. НЕКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (БЕЗ ИЗВЕСТНЯКОВ)

### Введение

Описываемые здесь некластические отложения подразделяются на три основные категории: первично осажженные осадки, вторичные, или диагенетические, сегрегации, или метасоматиты, и некоторые органические скопления (биолиты, по Грабау) [17].

Первично осажженные осадки включают эвапориты, которые формировались при испарении соляных растворов, главным образом рассолов, образовавшихся из морской воды. К эвапоритам относятся сульфаты (в основном ангидриты), хлориды (преимущественно каменная соль), некоторые карбонаты (преимущественно доломиты) и различные редкие нитраты.

Во вторую группу некластических осадков входят кремни, железо-содержащие отложения и фосфаты. Они встречаются в основном в двух формах — в виде желваков или в форме пластовых скоплений. Происхождение этих отложений полностью не выяснено. Считается, что пластовые отложения осадились в результате реакции между растворенным материалом и мельчайшими взвешенными частицами глины или в результате изменения кислотности или окислительно-восстановительного потенциала. Некоторые из них могут быть продуктом диагенетического преобразования биохимически отложившихся скелетных обломков. Желваковые (конкреционные) осадки частично являются результатом преобразований внутри самого осадка, которые ведут к формированию сегрегаций второстепенных компонентов осадка (данный тип диагенетических сегрегаций рассматривается в гл. 12). Здесь мы также должны рассмотреть метасоматиты [19], которые являются группой пород, образовавшихся в результате химических изменений существовавших пород. В большинстве случаев они представлены известняками, которые подверглись доломитизации, окремнению, фосфатизации и т. д. В этих породах изменения происходят в таком большом масштабе, что, должно иметь место внедрение материала извне. Источником внедренного материала может быть морская вода (что справедливо для многих доломитов) или циркулирующие воды как метеорные, так и магматические. Метасоматоз — это процесс образования новых пород, химически отличных от исходных пород, но сохраняющих до некоторой степени структурные и текстурные особенности исходных. Эти изменения, следовательно, являются разновидностью метаморфизма, происходящего при относительно низких температурах и давлении.

Термически различия между метасоматитами, диагенетическими сегрегациями и первичными осадками определены и бесспорны. Однако фактическое отнесение конкретных отложений к той или иной группе часто представляет собой трудную задачу. Более того, многие из этих некластических отложений являются полигенными и могут образовываться в результате нескольких процессов. Кремни, например, могут образовываться как сегрегации (кремневые желваки) путем заме-

шения (окремненный известняк), путем изменения бидио-  
диатомит или, возможно, в результате осаждения дибо-  
дибо силиката натрия, которые впоследствии превращаются в ж  
Из-за сложности образования некластических отложений этой  
и в целях краткости некластические осадки этих групп рассмат-  
риваются в соответствии с их химическим составом. Кроме того, отложе-  
ния кремнезема, железа и фосфора имеют определенные общие свой-  
ства, и их геологическое распространение и формирование опре-  
деляются некоторыми общими факторами.

Биолиты, или органические скопления, не представляют собой  
однородной группы, а образуют две характерные подгруппы (рис. 11-1):



Рис. 11-1. Классификация и номенклатура биолитов и биопелитов

окаустобиолиты и каусто-  
биолиты, соответственно негорю-  
чие и горючие породы [117]. Отно-  
сящиеся к первой подгруппе кальца-  
ты, составляют важную часть груп-  
пы известняков, и поэтому они рас-  
сматриваются вместе с этими поро-  
дами в другом месте. Силициты  
(главным образом диатомит и ра-  
диолярит) помещены в одну группу  
с кремнями, с которыми они тесно  
связаны. Слой, сложенные фосфат-  
ными скелетами, объединены с фос-  
форитами. Горючие биолиты, в том  
числе уголь и битумы, хотя и яв-  
ляются сравнительно редкими поро-  
дами, представляют большой про-  
мышленный и научный интерес. По-  
этому они рассматриваются от-  
дельно.

Здесь следует отметить, что многие некластические отложения, опи-  
санные в этой главе, являются конечным продуктом природного про-  
цесса геохимического фракционирования, который в некоторых случаях  
ведет к образованию отложений высокой чистоты. Поэтому они основ-  
ной источник получения многих материалов, полезных для человека.  
Например, из эвапоритов мы извлекаем соли различных элементов: Na,  
Cl, Br, V, B, N и S. Крупнейшие скопления Si, P, Fe находятся во вто-  
рой группе некластических отложений, в которых присутствуют неко-  
торые редкие элементы, такие как V и U. Каустобиолиты — это самые  
крупные скопления углерода (без учета карбонатов) и являются основ-  
ным источником энергии («ископаемое» топливо).

## Кремни и другие кремнистые осадки

### Определения и классификация

Тарр [292] представил обширную сводку, посвященную номенкла-  
туре некластических кремнистых осадков; в большинстве случаев упо-  
требляемые в данной работе термины соответствуют терминам предло-  
женным Тарром.

Кремни и флинт — это наиболее распространенные химические  
кремнистые отложения. В настоящее время существуют разногласия по  
вопросу о происхождении этих терминов, их точном значении и разли-  
чиях (если таковые есть) между ними. Кремнь представляет собой  
плотную породу, состоящую из одного или нескольких видов кремнезе-

ма — опала, халцедона (микрокристаллического волокнистого кварца) или микрокристаллического кварца. Он плотный, имеет заполненный или раковистый излом. Кремьень может быть белым или окрашенным в различные оттенки серого, зеленого, голубого, розового, красного, желтого, коричневого и черного цветов. Термин «флинт» широко применяется и как синоним «кремня», так и для обозначения его разновидности. Тарр подчеркнул его идентичность кремню и предложил, чтобы термин «флинт» был изъят из обращения или сохранен для наименования поделок, для изготовления которых широко применяется. Хотя термин «флинт» появлялся раньше термина «кремьень», используется преимущественно последний, как более точно характеризующий материал, для обозначения которого оба термина применяются.

Сплексит — это французское название кремня, оно относится в основном к черной углстой его разновидности [48]. Используются также термины роговик, лидит и фтанит частично как синонимы «кремня», а также для обозначения особых его разновидностей. В настоящее время они малоупотребительны в Соединенных Штатах Америки.

Несколько специальных терминов применяются к слоистым кремням. Они имеют главным образом региональное значение и применяются не универсально.

Новакулит — это очень плотная, однородного строения, светлая окрашенная криптокристаллическая кремнистая порода. По существу, это пластовый кремьень, характеризующийся преобладанием микросталлического кварца над халцедоном — свойством, которым обладают также докембрийские кремневые породы. Термин «новакулит» редко используется за пределами штатов Арканзас, Оклахома и Техас, где он применяется для обозначения некоторых среднепалеозойских пластовых кремней. Яшма представляет собой железистую кремнистую породу обычно красного цвета, хотя желтые, коричневые и черные кремни также называются яшмой. Термин джеспилит применяется к переслаиванию яшмы и гематита в докембрийских железосодержащих формациях, особенно в регионе озера Верхнего. Термин яшмонд употребляется для обозначения некоторых кремневых пластов в районах горных разработок Оклахомы, Миссури и Канзаса [261, 191].

Термин порцелланит применяется к плотным твердым породам, имеющим структуру и излом неглазурованного фарфора. Очень часто, но не всегда такие породы являются кремнями с многочисленными включениями. Эти нечистые кремни бывают глинистыми или известковыми, или более редко сидеритовыми. Глинистые порцелланиты постепенно переходят в кремнистые сланцы; а известковые порцелланиты — в кремнистые известняки. Некоторые порцелланиты, однако являются окремислыми туфами.

Не все кремнистые осадки представлены плотными, крепкими породами. Некоторые из них рыхлые и пористые — это кремнистые земли, включающие диатомовые и радиоляриевые земли. Они состоят соответственно из опаловых панцирей диатомей и решетчатых скелетных структур радиолярий. Они обычно белого или кремового цвета; более редко они имеют темно-желтый, красный или коричневый цвет. Эти однородные, пористые и рыхлые породы сухие и землистые на ощупь и по внешнему виду. К этим осадкам применяют также термин диатомит и радиолярит, хотя они используются и для обозначения материала, который становится плотным и похожим на кремьень в результате заполнения пор. Термины диатомовый кре-

мень и радиоляриевый кремнь больше. вентю для литифицированных диатомовых я радиоляр логичным образом могут скапливаться спиккулы кремневых разовываться спиккулиты или в случае литификации спиккул кремни.

Кремнистый туф — это также пористый материал, белый светлоокрашенный и легкий, он отлагается водами горячих источников. Гейзерит — это просто разновидность кремнистого туфа, образованного гейзерами.

Трепел — это еще одна очень пористая, легкая, кремнистая порода (сложена главным образом халцедоном). Она имеет белый цвет или окрашена в серый, розовый, темно-желтый, красный или желтый цвет. На ощупь она шероховатая и грубая. Трепел образует довольно крупные скопления; поскольку он ограничен земной поверхностью, Тарр считает его продуктом выветривания (выщелачивания и гидратации) кремней и кремнистых известняков, из которых выщелочены карбонаты. Трепелы включают «гнилой камень» (rottenstone). Первоначально и в некоторой степени в настоящее время термин применяется к диатомовым и другим кремнистым осадкам, которые очень сходны с трепелом.

Еще одним продуктом выветривания являются силъкреты; этот термин применяется для описания кремнистой отвердевшей корки или почвенного образования; считается, что они образуются при осаждении кремнезема из поднимающихся по капиллярной системе вод в засушливых и ползасушливых районах. Эта порода аналогична каличе (называемого также калькретом). Термин широко используется южноафриканскими геологами [61].

### Состав кремней

Минеральный состав. Основными компонентами необломочных кремнистых осадков являются опал, халцедон и кварц. Остальные присутствующие здесь минералы, обычно развитые в смежных осадочных породах, следует считать примесями.

Кристаллохимия кремнистых минералов более сложная, чем принято считать. Изученные по этому вопросу материалы были обобщены в работах Крессмана [61], Дира, Хауи и Зуссмана [65]. Опал  $\text{SiO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ , представляет собой преимущественно аморфный кремнезем с некоторым количеством воды. Он отличается низкой плотностью, около 2,1, и растворим в КОН. Он имеет низкий коэффициент преломления, изменяющийся от 1,38 до 1,46 в зависимости от содержания воды [287]. Измерения Брамлетта [28] дали для опала кремнистых организмов значение показателя преломления  $1,440 \pm 0,002$ , что соответствует содержанию воды около 9%. Опал встречается во многих кремнях и в некоторых из них является основным компонентом. Однако он обнаружен только в мезозойских и кайнозойских кремнях и предполагается, что в более древних породах он превращен в халцедон и кварц. В результате превращения — химической дегидратации — возникают определенные явления усыхания, особенно сфериды с концентрической слоистостью [286]. Признаки усыхания у других кремней могут быть результатом превращения магадинита — предшественника кремня — в кремнь [283].

Халцедон — доминирующая составная часть большинства кремней — является природным микроволокнистым кремнеземом с кристал-

литической решеткой кварца. Сосман [268] не считал халцедон разновидностью кварца, поскольку он имеет свои отличительные свойства. Он преимущественно волокнистый, обычно проявляет отрицательное удлинение от 0,009 до 0,011, плотность от 2,55 до 2,63, отсутствует инверсия при 573°C, и теплоемкость отлична от теплоемкости кварца. Хотя халцедон состоит преимущественно из микроволокнистого кремнезема, некоторые исследователи объясняют его аномальные свойства, предполагая, что в нем присутствует и различное количество субмикроскопического аморфного кремнезема или опала. Уошберн и Навз [317] сделали вывод, что «флинты и халцедоны состоят из коллоидного кварца. В

Таблица II-1

Химические анализы кремней и других, необломочных кремнистых осадков

Компоненты	А	В	В	Г	Д	Е	Ж	З
SiO <sub>2</sub>	93,54	98,93	99,47	82,69	70,78	43,43	73,71	82,94
TiO <sub>2</sub>	—	0,005	—	—	0,03	—	0,50	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	0,14	0,17	1,76	0,45	11,25*	7,25	0,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,05	0,12	1,00	0,02	0,18	2,63	3,4
FeO	—	0,08	—	0,31	0,30	21,00	0,44	—
MnO	0,79	0,01	—	0,01	0,02	—	—	—
MgO	0,23	0,02	0,03	1,08	1,88	1,39	1,47	0,19
CaO	0,16	0,04	0,09	2,93	12,90	0,70	1,72	1,60
Na <sub>2</sub> O	0,37	Сл.	0,15	0,50	0,05	1,21	1,19	0,65
K <sub>2</sub> O	0,51	Сл.	0,07	2,61	0,06	3,99	1,60	1,40
H <sub>2</sub> O+	0,72	0,17	1,12**	4,75**	0,32	0,50 {	6,94	0,33
H <sub>2</sub> O-	0,21	0,27	—	—	0,48		2,88	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	Сл.	—	0,21	0,16	—	0,24	0,8
CO <sub>2</sub>	—	0,02	—	2,28	12,04	15,76	Сл.?	0,40
SO <sub>2</sub>	—	Нет	—	—	Сл.	—	0,16	—
Cl	—	—	—	0,15	—	—	—	—
C	—	0,18	—	—	0,33	0,08	0,60	—
Сумма	99,86	99,92	100,24	100,28	100,14	99,45	100,13	92,38***

\* Включает P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

\*\* Потери при прокаливании.

\*\*\* Включает F—0,10; S—0,14; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,06.

А. Франксканские кремни (юр?)]. Бегли-Каньон, гора Дьябло, Калифорния, США [64].

Б. «Флинты» Ванпорт (карбон), Флинт-Ридж, Огайо, США. Аналитик Д. Шафф [54].

В. Новокулиты (девон), Рокпорт, Арканзас, США. Аналитик Р. Брэгг [54].

Г. Среднее из 10 кремнистых пород, формация Монтерей (миоцен), Калифорния [26].

Д. Известковый желваковый кремнь, известняки Далавар (девон) Огайо, США. Аналитик Д. Шафф [28].

Е. Сидеритовый порцеланит (докембрий), округ Айрон, Мичиган, США. Аналитик Б. Брунн.

Ж. Двухтомный «сладец», формация Монтерей (миоцен), Голландия, Калифорния, США. Ана-

литик Фэрчайлд [148].

З. Кремнь, формация Фосфорин (пермь), Бразер-Каньон, Юта, США [266].

более чистых формах халцедона коллоид имеет гелеобразный характер, и отдельные частицы его являются микроскопическими и субмикроскопическими по размеру». Однако Сосман подчеркивает форму, а не размер частиц и отмечает, что частицы являются нитевидными или волокнистыми. Если они короткие и беспорядочно ориентированы, то искомый раковистый, как и у флинтов и кремней. Электронные микроснимки халцедонового или волокнистого кремнезема показывают, что материал имеет губчатую структуру, которая предположительно обусловлена наличием мелких сферических пустот, заполненных водой. Признаки волокнистой структуры и присутствия опала не обнаружены [95].

Как было отмечено, халцедоновые волокна имеют удлинение, следовательно ось «с» перпендикулярна к волютам. Некоторые виды халцедона имеют положительное удлинение. Фолк и Питман [94] обратили внимание на этот факт и недавно отметили, что редкие типы халцедона с положительным удлинением всегда связаны с эвапоритовыми отложениями, где кремнезем замещает эвапоритовые минералы.

Тарр [291, 292], исследуя шлифы, убедился, что, хотя в кремнях преобладает халцедон, в них присутствует и кварц, а в некоторых отложениях он является доминирующим. Он считал, что микроволокнистый халцедон со временем превращается в кварц. Последовательный ряд таков: первичный гидрогель (опал) — халцедон — кварц. Джеймс [160] показал, что размер зерна кварца в некоторых докембрийских кремнях тесно связан со степенью метаморфизма: чем выше степень метаморфизма, тем кремнезем более грубозернистый.

Компоненты, отличающиеся от перечисленных выше форм кремнезема, встречаются в кремнях редко. Некоторые менее распространенные «чистые» кремни содержат кальцит, доломит и сидерит. Даже некоторые распространенные кремни содержат отдельные ромбы доломита. Некоторые кремни содержат крупные зерна обломочного кварца. По высокому содержанию окиси алюминия в данных химических анализах предполагается наличие примесей глинистых минералов, хотя некоторое количество алюминия может замещать кремний.

Химический состав. Как и следовало ожидать, кремни имеют высокое содержание кремнезема (табл. II-1). В некоторых случаях содержание кремнезема превышает 99%. Изменения состава тесно связаны с различиями в литологии ассоциирующих осадков [61]. Радиоляриевые кремни обычно встречаются вместе с глинистыми сланцами; как радиоляриевым, так и диатомовым осадкам сопутствуют пирокластические породы. Поэтому как те, так и другие содержат больше глинезема, чем синкуловые кремни, для которых более характерна ассоциация с песчаниками или карбонатными породами. В некоторых черных кремнях присутствует железо в виде пирита или магнетита; в красной яшме — в виде гематита. Титан является второстепенным компонентом в большинстве кремней и только в некоторых спилкматах его доля значительна. Содержание щелочных металлов незначительно, за исключением кремней, тесно связанных с вулканическими процессами.

### Петрография кремней

Типичный кремнезем, как желваковый, так и пластовый, представляет собой твердую плотную породу с ровным раковистым изломом. Цвет в зависимости от примеси изменяется от белого до серого и черного, в других случаях порода имеет серо-зеленый, желтый, коричневый или красный цвет.

Под микроскопом кремнезем бесцветный, имеет тонкозернистую микрокристаллическую структуру (рис. II-2). В некоторых кремнях круглые или эллиптические прозрачные ядра представляют собой остатки радиолярий, а если последние не очень затронуты процессом перекристаллизации матрикса, то в них заметны явные или, реже, решетчатое внутреннее строение этих организмов. В кремнесинкуловых осадках содержатся многочисленные синкулы губок. Отдельные зерна кварца при сильном увеличении обычно имеют волокнисто-волнистое погасание, которое отличает их от осевых зерен. Некоторые, более

молодые кремни содержат изотропный материал, в котором можно видеть несколько или много поляризующих частиц. Весьма вероятно, что эти частицы являются кристалликами кварца — первая ступень в процессе девитрификации первичного аморфного геля кремнезема. Со временем опаловый кремнезем, подобно вулканическому стеклу, становится полностью кристаллическим. Древние кремни (все докембрийские кремни) в настоящее время состоят полностью из мелкозернистого мозаичного кварца. Под электронным микроскопом и де-

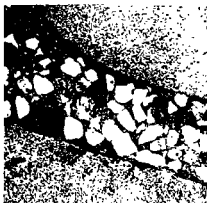


Рис 11-2. Гертфордширский «флюидный» конгломерат (эоцен), Англия (Скревчелл) — ленточный. X28

Обломки двух флюидных галек и заполняющий матрикс. Флюид представляет чрезвычайно глянцевитую мозаичку микрокристаллического кремнезема

Рис 11-3. Снимок под электронным микроскопом кремнистого поплавуита Кабалло (депон), бассейн Мараффи, Техас. Длина поля 8 мкм — (фотографии любезно предоставлены Э. Ф. Мак-Брандом).

Обратите внимание на блоховые, субгексагональные зерна размером от 3 до 5 мкм

которых кремнях проявляются четко очерченные микрографические обломки кварца; другие менее явны и содержат многочисленные извилистые углубления, иногда их бывает достаточно для того, чтобы кремни имел вид шлака [95] (рис 11-3). Считается, что углубления являются порами.

Некоторые кремни не совсем чистые, и под микроскопом виден карбонат, рассеянный по всему кремню. Порцелланит содержит особенно большое количество такого карбоната. Породы, имеющие карбонатные включения, характеризуются наличием всех переходных форм от кремня, который содержит несколько рассеянных ромбов кальцита или доломита (рис 11-4), до пород, в которых ромбы карбоната становятся настолько многочисленными, что они соприкасаются друг с другом и образуют глубоководные ячейки, промежуточные между



между которыми заполнены опалом или опалом и халцедоном, бонаты могут равномерно распределяться по всему кремнию; в случаях они могут концентрироваться в отдельных прослоях, про- ляющихся при выветривании. Сидерит в большей степени, чем кальцит или доломит, может содержаться в порцелланитах, приуроченных к железосодержащим формациям (см. табл. II-1). Выветривание такого материала сопровождается окислением и превращением карбоната в лимонит, который образует черную корку на поверхности породы и скрывает ее истинную природу.



Рис. II-4. Кремнь Хаттерсвилль (девон), округ Вуд, Западная Виргиния. Без анализатора. X80

Помимо кремня, состоящий из халцедона с рассеянными ромбами доломита. Пятна кремня предполагают структуру окремнелого калькаренита с ископаемыми остатками

Рис. II-5. Кремнистый оолит, формация Майнз (кембрий), Стейт Колледж, Пенсильвания. Сидеритные шпалы, X30

Халцедон, как правило, издается детритовые кварцевые ядра, обычно со вторичным обрастанием (см. рис. II-7). Окремнелые известковые оолиты вварушко значительную часть концентрической структуры и внедритию карбоната в микрокристаллическую мозаику кварца. Кварцевая микро-мозаика окружает и связывает оолиты вместе

Поролы, состоящие из смеси глины или алевроитовой глины и болотной, на нерасчленимой доли опалового кремнезема, являются также флориферными и называются порцелланитами [28]. Они постепенно переходят в кремнистые сланцы, которые состоят из смеси обычных компонентов глинистого сланца со значительным количеством осажженного кремнезема (см. с. 359). Кремнистые сланцы по степени твердости сходны с флинтами, образуют плитчатые отдельности и ломаются по раковистому излому. Считают, что кремнезем сланцев Массачусеттс образовался из тонкозернистого вулканического пепла. Полагали, что эта порода образовалась при разрушении вулканического стекла в морской воде и одновременного осадчения кремнезема диатомовыми водорослями и другими агентами [246]. Аналогичное объяснение происхождения предложено для кремнистых сланцев в пластах Стэнли (карбон) в Оклахоме [112].

Песчаные кремни распространены нешироко, хотя известны все переходы между кремнями, песчанистыми кремнями и песчаниками с кремневым цементом [48, 154, 252]. В некоторых кремнях по всей мас-

се породы редко разбросаны крупные окатанные песчаные зерна (см., например, слой Суннингс докембрийской формации Айронвуд [2]).

Окремневшие туфы близки к кремням и во многом похожи на них по внешнему виду (см. гл. 9). Эти породы отличаются от истинных кремней включениями стеклообразного материала, с трудом отличающегося от изотропных опаловых синкит и других, изогнутых форм. Девитрификация вулканического стекла может усложнить это распознавание.

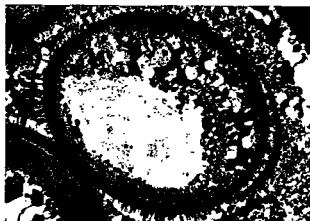


Рис 11-6 Геопетальный кремнистый оолит, оолиты Штейт Колледж, Штейт Колледж, Пенсильвания. Срезанные диски.  $\times 58$ . Деталь рис 11-5  
Обратите внимание на радиальное разрастание зерна кварца смещенного в нижнюю половину оолита

Оолитовые кремни образуют специальный класс. Хотя кремнистые оолиты и являются немногочисленной разновидностью кремня, они наиболее ясно проявляют признаки происхождения в результате замещения, поэтому оолиты и вызывают к себе наибольший интерес в связи с проблемой кремня. Наиболее известны кремнистые оолиты из Штейт Колледжа, штат Пенсильвания [71, 178, 52]. Под микроскопом (рис 11-5) в этих кремнях видны многочисленные оолитовые тела, около 1 мм в диаметре, состоящие из микрокристаллического кварца и чалцедона, имеющего концентрическое строение. Большинство из них содержат хорошо окатанное обломочное кварцевое ядро, которое заключено в оболочке вторичного кварца, нарастающего в оптическом продолжении из обломочное зерно. Граница между первоначальным песчаным зерном и каемкой обрастания отмечена карбонатными включениями. Пустоты между оолитами заполнены мозаикой тонкозернистого кристаллического кварца. В некоторых оолитах кварцевые ядра смещены в одну сторону; другие, лишённые кварцевых ядер, проявляют геопетальную структуру, возникающую в результате растворения центрального ядра оолита, при этом нерастворенный остаток сместился вниз, затем последовало заполнение осажденным крупнокристаллическим кварцем [52] (рис. 11-6).

Другие кремнистые оолиты имеют подобные характеристики. Оолитовые кремни из доломитов Шакопи (ордовик) в Утике, Илли-

нойс, примечательны наличием фестончатых отложений на внутренней части оолита и кремнистых псевдоморфоз по доломиту, появляющихся как в оолитах, так и в их матрице (рис. 11-7). Эти оолиты явно замещают известковые оолиты, и все стадии трансформации можно видеть в соответствующем наборе образцов. Им подобны кремни, возникшие в результате окремнения бнокалькаренинов, например кремни из известняков Осейдж (миссисипи) в Индиане, где отчетливо видны бногенные обломки, из которых они образовались (рис. 11-8).

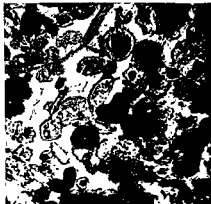


Рис. 11-7. Оолитовый кремнь Шакопи (ордовик). Утиха, Паллинос. Без анализатора,  $\times 90$  (фотография Честера Джонсона).

Первоначальные известковые оолиты не проливают признаков концентрического или радиального строения. Эти крошечные пиколиты они образуют микрокристаллического кремнезема. Обратите внимание на ромбовидные псевдоморфозы кремнезема по доломиту, которые располагаются внутри в виде оолитов. Более поздняя генерация кальцита отложилась между оолитами. Кальцит имеет тенденцию к радиальному и концентрическому расположению и частично отлагается в виде конформной оболочки вокруг окремневших оолитов.

Рис. 11-8. Оолитовый кремнь, формация Осейдж (?) (миссисипи), Индиана. Без анализатора,  $\times 35$ .

Полностью состоит из кремнезема, но сохранились многие элементы текстуры первичного известняка, из которого он образовался в результате окремнения. Первичная порода содержала летучий карбонат, ископаемые остатки и известковые оолиты.

Хотя, как правило, желваки бесструктурны, у некоторых из них есть плотное черное внутреннее ядро, окруженное более светлой и в некоторых случаях белой внешней оболочкой («cotton rock»). В некоторых из них видны следы слоистости, которая продолжается во вмещающих породах; другие характеризуются концентрическим строением, сфероидами контракционного сжатия [286] или трещинами усыхания и скатчатым рисунком [283]. В некоторых из них включены фрагменты пород. Достаточно часто встречаются кремни, содержащие окислы железа, которые либо окремневые, либо известковые. В последний карбонат может быть выщелочен, останется только полости или опечатки.

#### Геологические условия залегания кремней и связанных с ними пород

Кремни, наиболее широко распространенные кремнистые породы химического происхождения, залегают как и в виде желваковых сегре-

гаций, главным образом в карбонатных вмещающих породах, так и в виде обширных по площади пластовых отложений.

Кремневые (флинтные) желваки — очень неправильные по форме, обычно бесструктурные, плотные сгустки микрокристаллического кремнезема. Эти желваковые стяжения варьируют от более или менее правильных дисков (2—5 см в диаметре) до крупных весьма неправильных и цилиндрических тел, достигающих 20—30 см в длину. Они имеют самую разнообразную форму, но наиболее крупные, несмотря на округлые контуры, характеризуются бородавчатой или бугристой поверхностью (см. рис. 12-10). В большинстве случаев желваки вытянуты параллельно плоскости напластования и обычно скапливаются по определенным плоскостям напластования. В некоторых известняках они достаточно многочисленны и группируются, образуя более или менее непрерывные, хотя и неправильные, или «волнистые», слои. Кремнесодержащие слои могут в той или иной степени характеризоваться ритмическим распределением в разрезе [241]. В отдельном слое кремни образуют неправильную двухмерную сетку; если слои располагаются с небольшими промежутками, то между ними могут возникать некоторые связи или «мосты» и сетка кремней становится трехмерной. Некоторые известняки также кремневые, но в большинстве из них встречаются лишь рассеянные дискретные желваки.

Кремневые желваки широко распространены и встречаются в карбонатных породах всех возрастов. Хорошо известны кремни палеозойских известняков в долине верхнего течения р. Миссисипи [314, 290, 21], а также флинтные желваки в верхнемеловом писчем меле Англии и Франции [241]. Хотя желваковые кремни неизвестны в современных осадках, они обнаружены в плейстоценовых отложениях Восточной Африки. Эти желваки — неправильной формы, уплощенно-вытянутые и закрученные тела с сетчатым узором на поверхности, длиной от 5 до 10 см; они залегают в окремнелых аргиллитах и доломитизированных туфах [85, 138]. Подобные кремни известны в других местах, особенно в отложениях р. Грин-Ривер (эоцен), штат Вайоминг [283].

Пластовые кремни образуют наиболее выразительные скопления химически осажденного кремнезема. Они не только слагают целые формации, но и имеют большую мощность и протяженность. Их обычная мощность — несколько метров, но известны также толщи мощностью 100 м и более.

Пластовые кремни можно сгруппировать в три класса. К первому относятся платформенные кремни, т. е. те, которые ассоциируют с мелковогнутыми известняками и кварцевыми аргиллитами и образуют с ними «ассоциацию» стабильного шельфа. Второй класс составляют геосинклинальные кремни или те, которые ассоциируют с предпологаемыми глубоководными образованиями — кремнистыми черными сланцами. Считают, что они являются аналогами глубоководных радиоляриевых и диатомовых илов. Третий класс кремней связан с эвапоритовыми отложениями или по крайней мере с отложениями пересыхающих соляных бассейнов (предположительно с целочными отложениями пересыхающих озер).

Платформенные кремни ассоциируют с известняками, содержащими многочисленные кремневые желваки, которые в некоторых случаях образуют неплотную сетчатую трехмерную сетку. С увеличением доли кремня эти породы переходят в толщу кремня с отдельными прослоями известняка. Пласты кремня обычно бывают искривленными и волнистыми. В них часто содержатся многочисленные окремнелые из-

вестковые окаменелости, характерные для нормальной мелководной морской обстановки, — брахиоподы, мшайки и им подобные. Кр этого типа слагают такие формации, как Шривер-Черт (девон) Мэриленде, Бун-Черт (миссисиппий) в Миссури [91], возможно, также

Бигфорк-Черт (ордовик) в Оклахоме [147] и кремни Форт-Пейн-Черт (миссисиппий) в Джорджии [156].

Герцинские кремни представлены ритмически переслаивающимися породами. Слои, мощностью несколько сантиметров, разделены менее мощными пропластками кремнистых или темных сланцев, или, как в докембрийских железосодержащих формациях, прослоями сидерита (см. «кремневый железистый карбонат», с. 514). Несмотря на обычную ровностолость (рис. 11-9 и 11-10), слои кремня без видимой закономерности могут искривляться и раздвигаться, разрываться или даже раздвигаться. В большинстве случаев слои кремня слагают большую часть формации: разделяющие их пропластки занимают подчиненное положение. Как и в желваках, кремни имеют кринокристаллический, плотный и полустекловатый характер. Пластовые кремни — это хрупкие компактные породы. Многие из них залегают вместе с кремнистыми сланцами, известняками, турбидитами и офиолитами [123].

Рис. 11-9. Известковая конкреция в кремнистом сланце округ Слай-Пул, Обиско Калифорния [28]

Наиболее известные примеры пластовых кремней такого типа дают миоценовые кремни Монтерей в Калифорнии [28], франкские (юра?) кремни этого же района [64], пермские кремни Реке в Айдахо [166, 62], новаклиты Кабралос в Техасе [195] и знаменитые новаклиты Арканзаса [147, 112, 228]. Подобные пластовые кремни развиты также в ордовикском свите Нормансклы в штате Нью-Йорк [249] и в ордовикских отложениях эвгениклинит Кордильер в штатах Невада и Айдахо [168]. Джеопилиты и кремневые железистые карбонаты — это докембрийские пластовые кремни с аномально высоким содержанием железа. Они рассматриваются в следующей части данной главы. Известные отложения



Рис. 11-10. Латеральная однородность слоев в ритмически повторяющихся пластах кремня, формация Монтерей (миоцен) Калифорния [28]

Кремни в Европе расположены в разрезе кульма в Северном Девоншире [236] и в породах того же возраста в ГДР и ФРГ [149], они включают мезозойские радиоляриевые кремни в Альпах и Апеннинских [326]. Грюнау [123] обобщил материал, касающийся распределения радиоляриевых кремней в пространстве и во времени.

Кремни, связанные происхождением с пересыхающими щелочными озерами, были выделены только недавно; их природа и распределение в геологических разрезах менее известны. Они бывают желваковыми и пластовыми; кремневые желваки имеют сетчатый узор. Кремни переслаиваются с кремнистыми аргиллитами, цеолитизированными туфами [138], а также в некоторых случаях сопровождаются нефтяными сланцами и переотложенными доломитами [89]. Кремни такого типа встречаются в плейстоценовых озерных отложениях Восточной Африки [86, 86], в отложениях Грин-Ривер (эоцен) в штате Вайоминг и, вероятно, в других местах. К этой группе могут относиться также некоторые докембрийские кремни [87].

### Происхождение кремней

Существует обширная литература о кремнях. Предложены различные теории для объяснения происхождения этих отложений. Согласно первой концепции, кремнезем образовался в процессе осадконакопления; другая точка зрения объясняет появление кремнезема в результате постседиментационного замещения вмещающей породы, как правило известняка. Существуют различные модификации каждой из этих теорий (рис. 11-11).



Рис. 11-11. Происхождение кремня и других кремнистых осадков.

1 — кремнезем, образовавшийся при выветривании; 2 — вулканический кремнезем; 3 — кремни замещения (метасоматиты); 4 — кремнистый известняк; 5 — кремнистые губки; 6 — кремнистые илы.

Хотя единого мнения по вопросу о кремнях не существует, мнение большинства склоняется к происхождению желваковых кремней и флинтов, присутствующих в известняках и других карбонатных породах, путем замещения. Несколько авторов, особенно Тарр [290, 291] и некоторые другие [304, 301, 91, 136], решительно отстаивают точку зрения, согласно которой желваковые кремни образованы в результате прямого осаждения массы силикагеля на морское дно. Доказа-

тельств замещения (и, следовательно, постседимент хождения) желвакового кремня много, и они очевидны. [315] и Биггс [2] обобщили доказательства по этому вопросу. хождение путем замещения подтверждают следующие факты: 1 - легание кремня вдоль трещин в известняке; 2) весьма негладкая ма некоторых кремневых желваков; 3) присутствие извилистых пятен известняка внутри некоторых желваков; 4) ассоциация окремнелых окаменелостей и кремней в некоторых известняках; 6) присутствие замещенных окаменелостей (см. рис. 11-8); 6) сохранность структур и текстур (особенно напластования) в некоторых кремнях [16, 22]; 7) отсутствие связи распределения некоторых кремней с зональностью известняков в карбонатных формациях и 8) наличие окремнелых оолитов, образованных замещением известковых оолитов.

Более важным, вероятно, является не критерий замещения, а время образования. Прожилки кремня позволяют отнести его образование к периоду после консолидации вмещающей породы. Прожилки кремня встречаются довольно редко, и Твенхофел [304] совершенно прав, ссылаясь на этот факт как на доказательство, что кремень не всегда отлагается из циркуляционных вод. Факт, что некоторые кремневые желваки имеют стилолитовый контакт с соседним известняком, принимается за доказательство эпигенетического происхождения путем замещения [16], хотя такие же контакты между пропластками кремня в сидеритом не интерпретировались подобным образом [162].

Различные геохимические соображения делают маловероятным осаждение силикагеля из обычных морских вод. При 25°C аморфный кремнезем растворим до концентрации 100—140 мг/л, а поскольку чистая вода содержит только около 4 мг/л кремнезема, то маловероятно, что силикагель осаждался из нее [173, 262]. По-видимому, невысокая концентрация кремнезема в морской воде поддерживается извлечением его организмами — радиоляриями, диатомеями и кремневыми губками, так что более высокая концентрация, необходимая для осаждения, никогда не достигается. Можно предположить, что до появления этих осаждающих кремнезем организмов концентрация кремнезема в морской воде могла подниматься до уровня, при котором происходит осаждение. Но, как показали результаты экспериментов, проведенных Гаррелеом и Маккези [105], поступление глинистых минералов в морскую воду удаляет избыток кремнезема и, таким образом, его концентрация остается ниже уровня насыщения. С другой стороны, недавние исследования Югстера, Хей и др. [86, 138] показали, что желваковые (а также пластовые) кремни могут образоваться при выщелачивании натриевых силикатных гелей, осажденных в богатых кремнеземом щелочных озерах. Однако в целом происхождение кремневых желваков в результате замещения карбонатных вмещающих пород подтверждается многочисленными наблюдениями как полевыми, так и под микроскопом. Определенно решетчатые двух- и трехмерные сетки, образуемые некоторыми кремнями в известняках, трудно объяснить чем-нибудь другим, кроме замещения.

Источники кремнезема и механизм образования желваков менее ясны. Основная проблема заключается в том, чтобы установить, был ли замещающий кремнезем привнесен извне или заимствован из вмещающего пласта? Предполагается, что кремнезем осаждался одновременно с отложением известняка, предположительно за счет радиолярий, диатомей и губок, а затем через некоторое время растворялся и пересаждался в виде желваковых стяжений, замещающих матрицу.

в котором они заключены [144, 241, 21]. Следовательно, кремнезем, необходимый для образования желваков, выделяется из морской воды в результате обычных широко распространенных биохимических процессов. Нет необходимости в привлечении каких-то особых источников кремнезема, аномальных концентраций или особых условий осаждения. С учетом теоретического обоснования, данного Рамбергом [239], по поводу того, почему должно происходить растворение и переосаждение рассеянного кремнезема, идея о диагенетической дифференциации является наиболее правдоподобным объяснением появления желваковых кремней в известняках. Большая подверженность замещению некоторых пластов может объяснить концентрацию желваков в определенных слоях; более легкое замещение, в направлении параллельном напластованию, объяснит удлинение желваков по этим плоскостям. Полевые данные также поддерживают эту концепцию. Льюэнстем [193] отмечал определенную связь между типом кремня и сохранностью и распределением кремнистых губок в инагарских (силур) доломитах в Иллинойсе. Он пришел к выводу, что кремнезем кремней образовался из губок; это заключение ранее было сделано относительно некоторых палеотинских кремней [192] и поддержано исследованиями Миддлтона [212].

Если эти идеи верны, то возникает вопрос: в какое время образовались кремни, в процессе раннего диагенеза, или позже, после отвердения и воздымания? Петрографические данные свидетельствуют о том, что образование кремней происходило вслед за доломитизацией [21]. Выказано предположение, что желваковые кремни являются продуктом окремнения, сопровождавшего процесс выветривания. Но стратиграфическая непрерывность большинства кремневых зон и специфический характер кремней различных пластов указывают на отсутствие связи кремней с современной дневной поверхностью (в большинстве случаев нет связи и с древней поверхностью, фиксируемой по несогласиям) и, наоборот, свидетельствуют о связи с седиментацией вмещающей породы. На основании лучшей сохранности окаменелостей внутри кремней предполагается, что стяжения сформировались достаточно рано, до того как окаменелости могли быть раздавлены под воздействием геостатического давления [21].

Происхождение горизонтально-слоистых кремней в темных кремнистых сланцах, является спорным вопросом; было выдвинуто много теорий для объяснения этих отложений. Некоторые исследователи, отмечая, что кремневые желваки замещают вмещающие известняки, считают, что пластовые кремни образуются, в результате распространения процесса замещения на всю породу. Например, Логан и Чейз [188] полагают, что кремни Кумбердал в Западной Австралии мощностью свыше 1000 м образовались в результате окремнения известняка. Для процесса окремнения такого крупного масштаба необходимо поступление кремнезема извне; ясно, что перераспределение кремнезема, первоначально присутствовавшего в известняках, не может служить удовлетворительным объяснением.

Другие исследователи рассматривают пластовые кремни как уплотненные и затвердевшие кремнистые биолиты, т. е. литифицированные радиоляриевые илы, подобные тем, которые обнаруживаются в настоящее время на глубоководном морском дне. Поскольку организмы в настоящее время образуют чистые кремнистые отложения, то логика единства процессов требует присутствия таких отложений или их литифицированных эквивалентов в древних геологических разрезах.



Так объяснялось происхождение, например, юрских о. Калимантан, которые имеют мощность 152 м и занимают более 40 000 км<sup>2</sup> [214], каменноугольных кремней хребта Инд Неваде [90] и почти всех радиоляриевых кремней [129].

Многие исследователи, изучающие пластовые кремни, особенно докембрийского возраста, отвергают как идею о крупномасштабном окремнении известняков, так и теорию биохимического происхождения этих отложений; они связывают пластовые кремни с прямым осаждением кремнезема [64, 231, 253, 2, 159]. Отсутствие современных отложений, имеющих такую природу, и геохимические соображения делают маловероятным осаждение кремнезема в открытых морских водах; некоторые исследователи пытаются найти другие решения проблемы кремней. Частичным ответом, по-видимому, является та идея, что, хотя сами кремни не являются первично осажденными, они образуются путем выщелачивания натриевых силикатных гелей, выпавших в осадок в некоторых пересыхающих щелочных озерах. Такое объяснение происхождения кремней было предложено для кремневых эоценовых отложений Грин-Ривер [89] и для кремней докембрийских железосодержащих формаций [87].

Очень убедительные доказательства окремнения известняка, Логан и Чейз [188] наблюдали переход доломитовых известняков в кремни; присутствии окремненных окаменелостей и оолитов, которые, по всей вероятности, первоначально были известковыми, реликтовых включений карбонатов в кремнях; псевдоморфное замещение кремнем доломита и обрастание некоторых обломочных зерен кварца. Постепенное окремнение известняка хорошо показано в работе Макки [198], изучившего известняк Редуолл мощностью 21—37 м в штате Аризона. Процесс окремнения можно проследить, начиная от известняка с редкими неправильными линзами и желваками кремня, через кремни с трехмерной решеткой и до кремней с реликтовыми включениями или линзами известняка. Кремни содержат окаменелости в изобилии. В известняках их нет. Предполагается, что замещение кремнем происходило на ранних этапах диagenеза, перед доломитизацией. Вполне возможно, что платформенные кремни, т. е. тесно связанные с мелководными известняками и чистыми кварцевыми песками, являются конечным продуктом процесса окремнения. Равномерное напластование, ритмичное строение и отсутствие признаков замещения в геосинклинальных кремнях делают гипотезу метасоматического происхождения этих отложений несостоятельной.

Поскольку во многих кремнях обнаружены остатки радиолярий, диатомей и силикул кремневых губок, а в некоторых кремнях эти окаменелости представлены в большом количестве, не является неожиданным вывод, что эти организмы ответственны за образование кремня. Хотя морская вода содержит только 4 мг/л кремнезема, организмы способны извлекать этот материал и во многих местах образовывать обширные отложения почти чистого кремнезема. В современных условиях эти отложения ограничены участками, куда практически не поступает материал, сносимый с суши, и которые имеют слишком большую глубину для отложения известковых осадков, т. е. глубже уровня компенсации карбоната кальция. Многие исследователи пластовых кремней считают их литифицированными окремненными биолитами. Некоторые кремни формации Фосфория (пермь) в штате Монтана объясняются «скондлением и диагенетическим преобразованием силикул губок и других кремнистых остатков...» [80]. Брамлетт [26] считал,

что пластовые кремни Монтерей (миоцен) в Калифорнии (см. рис. 11-10) были образованы путем добавления кремнезема к диатомовому илу. В большинстве случаев этот добавлявшийся кремнезем образовывался из того же диатомового материала на ранней стадии образования породы. Поэтому кремни Монтерей являются продуктом диатогенетического преобразования кремнезема в диатомовом иле. Ритмическое переслаивание — особенность, унаследованная от неизмененного диатомиа и диатомовых сланцев. Если взять в равных пропорциях чистый кремнезем и средний диатомовый сланец, то образующаяся порода будет иметь состав, очень близкий к составу ассоциирующих иластовых кремней. Идея о том, что пластовые кремни являются эквивалентом радиоляриевых илов, была привлечена для объяснения происхождения юрских радиоляриевых кремней на о. Калимантан [214] в Альпах [271] и в других местах [90, 123, 296]. Однако многие авторы рассматривают радиолярии в этих кремнях как случайные включения, особенно в тех кремнях, где их остатки встречаются редко, и считают их второстепенными компонентами, не связанными с происхождением кремней. Следовательно, многие авторы связывают пластовые кремни с прямым химическим осаждением кремнезема. Как отмечал Джеймс [159], в некоторых местах кремневые слои включены в структуры обрушения и во внутриформационные брекчии; в этом случае кремни должны иметь преимущественно консолидационное происхождение, т. е. возникнуть до литификации.

Если пластовые кремни сложены первично осажденным кремнеземом, то уместно выяснить условия, допускающие их формирование. Кремнезем выносится в моря водами рек, и, хотя они содержат больше кремнезема, чем морская вода, концентрация кремнезема не очень высока. Корренс [58] констатировал, что концентрация кремнезема, существенно больше, чем в современных породах, не может обеспечиваться никаким из известных агентов и поэтому кремнезем кремней должен осаждаться биохимическим путем. Чтобы избежать этой трудности. Другие авторы прибегают к вулканизму как источнику поступления кремнезема и доведения концентрации этого материала до уровня, при котором возможно неорганическое осаждение [84, 285, 313]. Несмотря на то что некоторым кремням сопутствуют продукты подводных излияний (зеленокаменные породы и туфы), многие не образуют ассоциации ни с вулканическими потоками, ни с отложениями пеплопадов. При отсутствии такой ассоциации вулканизм нельзя рассматривать как источник кремнезема.

Если воды океана значительно недонасыщены аморфным кремнеземом, то, по-видимому, этот материал не может осаждаться в обычных морских условиях. И, действительно, в настоящее время такое осаждение не наблюдается нигде. Следовательно, необходимо предполагать, что в прошлом моря имели другой состав или что обстановка осаждения не была обстановкой открытого моря и что бассейны накопления были ограничены и имели резко различающийся химический состав вод. Сивер [282] предположил, что биохимическое осаждение удерживало содержание кремнезема в открытых океанах на его современном низком уровне по меньшей мере с кембрийского периода. Поэтому мы должны допускать аномальные притоки кремнезема или особые условия для осаждения кремнезема. Необходимые условия ускользали от внимания седиментологов вплоть до Югстера [85], заметившего, что кремнь образуется при выщелачивании предшественника натриевого силиката, например магадинита —  $\text{NaSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  — который был

осажден из щелочных вод оз. Магади, пересыхающего озё  
ной Африке. Превращение магадинита в кремень происходит  
быстро, так что раннеплейстоценовые отложения оз. Магади со  
большое количество жёлваковых и пластовых кремней. Наблю  
Югстера были подтверждены работами Хей [138] и др. Насколько  
щим является этот механизм образования кремней и как широко его  
можно применять к пластовым кремням древних геологических разре  
зов? Кремни типа Магади были обнаружены в породах юрского возра  
ста [283]. Они в изобилии встречаются в формации Грин-Ривер (эоцен)  
в Вайоминге [89]; Югстер и Чау [87] предположили, что кремни до  
кембрийских железорудных формаций могли образовываться этим же  
способом.

Мало вероятно, что данный механизм образования кремней мож  
но приписать ко всем пластовым кремням. Глубина воды при отложе  
нии кремней типа Магади очень незначительна. Некоторые, сопутст  
вующие кремням горизонты представлены растрескавшимся илом, что  
свидетельствует о выходе на поверхность. С другой стороны, «геосинк  
линальные» кремни считаются предположительно абиссальными. На  
основе палеонтологических данных предполагается, что радиоляриевые  
породы Норманскит и Дипкиал (ордовик) в штате Нью-Йорк отложи  
лись на глубине 3660 м [249]. Подобная точка зрения была высказана по  
поводу альпийских кремней [13]. С другой стороны, Дэвис [64] и Талль  
ферро [288] предположили, что францисканские (юрские?) кремни в  
Калифорнии накапливались в мелководье; это предположение основа  
но главным образом на их тесной связи с грубозернистыми песчанка  
ми, которые, однако, в настоящее время интерпретируются как турби  
диты. Отложение таких грубообломочных осадков даже на абиссаль  
ных глубинах уже было установлено, поэтому излишне привлекать ги  
потезу мелководного происхождения или предлагать частые и радикаль  
ные изменения глубины моря для разрезов, содержащих как пластовые  
кремни, так и песчанки. Часто встречающаяся ассоциация пиритовых  
чёрных глинистых сланцев с геосинклинальными пластовыми кремнями  
даёт основание предполагать, что они образовались в ограниченном  
бассейне. Этот бассейн имеет все свойства «угнетённого» бассейна, т. е.  
такого бассейна, в который практически не поступал кластический ма  
териал и который был слишком глубоким или имел какие-либо другие  
неблагоприятные условия для развития нормальных бентосных орга  
низмов и такой низкий pH, что планктонные известковые остатки рас  
творились. Это объяснение подтверждается современными исследования  
ми океанов, благодаря которым обнаружены кремни в глубоковод  
ных отложениях [23]. В таких условиях осадконакопление происходит  
превычайной медленю и сводится к накоплению тонколистоватых чёр  
ных сланцев и соединений железа, фосфора и кремния.

После отложения кремнезем (опаловые обломки организмов) пре  
терпедают диагенетические изменения. Опал превращается в халцедон  
и микрокристаллический кварц. Рассеянный в известняках кремнезем  
сегрегируется в обычные кремневые желваки. Отложившийся таким  
образом и иле материал может образовывать слои. Такая предполагае  
мая диагенетическая дифференциация заложена в интерпретации ритми  
ческого напластования калифорнийских кремней, данной Дэвисом [64].  
Другие объясняют ритмическое напластование в результате сезонного  
отложения осадков [250, 150]. В условиях щелочных озёр диагенети  
ческие изменения приводят к образованию кремней путем выщелачива  
ния первично осажденного магадинита.

В заключение можно сказать, что кремни, как желваковые, так и пластовые, являются полигенной породой и что нет единого способа происхождения кремней. В свете геологических данных и с учетом того, что известно о современных скоплениях кремнезема, становится ясно, что в одних случаях кремни являются продуктом замещения (окремненные известняки), в других — биохимическими скоплениями (в угнетенных бассейнах на глубине ниже уровня карбонатной компенсации), а иногда — продуктом пересыхания щелочных озер, богатых кремнеземом. Нет сомнения в том, что пластовые кремни в геологическом прошлом отлагались одним из перечисленных или весьма похожим способом. Платформенные кремни, по-видимому, являются продуктом окремнения; геосинклинальные кремни — это абиссальные биохимические скопления. Кремни щелочных озер, вероятно, распространены более широко, чем считалось до сих пор. Не всегда ясно, с какими условиями связано образование кремней в каждом отдельном случае, поскольку еще не до конца изучены критерии, позволяющие их различать. Например, новаккулиты Арканзаса обнаруживают некоторые особенности обстановки щелочных озер; то же можно сказать и о докембрийских кремнях железистых формаций [93, 87].

### Силькреты

Силькреты являются поверхностными кремнеподобными отложениями ограниченной мощности, предполагается, что это — продукт химического выветривания в относительно засушливых областях с низким рельефом. Это — кремнистый аналог каличе. Они обычно массивны или в лучшем случае слабослоисты. Характерной чертой является брекчиевидное строение; оно обусловлено повторным окремнением ранее образованных силькретов, которые были брекчированы в процессе денудации. Кремнезем представлен частично халцедоном, а частично кристаллическим кварцем. Силькреты, очевидно, могут образовываться по породам различных типов. Содержание акцессорных минералов в силькретах находится в тесной связи с их содержанием в материнских породах. Во многих образцах, образовавшихся по изверженным породам, отмечается относительно высокое содержание  $TiO_2$  [61].

Наиболее известны силькреты Австралии и Южной Африки [218, 324]. Древние силькреты, относимые к реликтам твердых корок, образовавшихся в позднекембрийском цикле, отличавшемся засушливым климатом и интенсивным выветриванием, описаны Джеймсом и др. [162].

### Железистые осадки

#### Определения

Железо является одним из наиболее распространенных химических элементов земной коры; в сущности, немногие породы не содержат железа. Средний глинистый сланец, например, содержит 6,47%  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  [64]. Следовательно, в широком смысле все осадки, вероятно, являются железосодержащими. Однако, как правило, термин железистый сохраняется за теми породами, которые содержат намного больше железа, чем обычно. Термин ожелезненный, возможно, был бы более подходящим, если бы он не применялся к песчанникам и сланцам, окрашенным в красный цвет окисью железа. Такие породы, хотя они и

называются ожелезненными, могут содержать железа не такие же, но неокрашенные отложения (с. 347). Часто к латеритам железом, применяют термины железистый кварцит, железняк; реже употребляется термин железосодержащий. Джеймс [161] установил различие между железистыми кварцитами, но слюистыми, кремнесодержащими отложениями (главным образом докембрийского возраста) и железняками, не содержащими кремния (и в основном постдокембрийского возраста). Железистому кварциту давались местные названия, такие как итабирит (в Бразилии), полосчатый гематитовый кварцит (в Индии), кварцитовая полосчатая руда (в Скандинавии) [29]. Термин таконит используется в районе оз. Верхнего для обозначения железистых кварцитов, не окисленных в процессе выветривания. К этим породам часто применяется термин железная руда. В прямом смысле руда — это то, что можно рентабельно разрабатывать; следовательно, определение включает в себе как содержание металла, так и учет экономических факторов. В районе оз. Верхнего железная руда должна содержать по меньшей мере 50% железа. Большинство таких отложений являются вторичными и образовались при изменении и обогащении железистого кварцита.

Точное определение железистого кварцита или железняка трудно выработать, поскольку это понятие охватывает минералогически и структурно неоднородную группу пород. Единственным обязательным свойством должно быть значительно более высокое, чем в обычных осадках, общее содержание железа. Для железистых кварцитов и железняков района оз. Верхнего содержание железа должно быть не менее 15% [159]. Это должно соответствовать 21,3%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  или 19,4%  $\text{FeO}$ .

К другим осадкам, богатым железом, относятся болотная железная руда, глинистый железняк и латерит. Глинистый железняк представляет собой сидеритовые желваки диагенетического происхождения; болотные железные руды представлены незначительными скоплениями в небольших пресноводных озерах в высоких широтах; латериты — это богатые железом элювиальные отложения, родственные силекретам и бокситам, — все они являются продуктами выветривания.

Систематизация железосодержащих осадков сопряжена с отходом от основного принципа обычной классификации химических осадков — классификации, основанной главным образом на анионах и примененной для сульфатов, фосфатов и карбонатов. Однако железосодержащие осадки тесно связаны друг с другом и более удобно рассматривать их как целую группу.

### Минералогия и классификация

Железосодержащие осадки богаты железом вследствие присутствия или преобладания одного или более железосодержащих минералов в аномальных количествах (табл. 11-2). Центральная задача петрографии является расщифровка сложного минерального состава железосодержащих осадков и выяснение, какие минералы образованы первичными седиментационными процессами, какие являются продуктами диагенеза, какие обусловлены метаморфизмом и какие являются результатом выветривания как в современном цикле, так и в более ранние геологические эпохи. Взгляды петрографов существенно расходятся, и эти

расхождению приводит к большим противоречиям и разногласиям. В этой работе мы рассматриваем минералы, являющиеся первичными или диагенетическими, хотя многие из них образуются также в процессе метаморфизма и выветривания. Эти минералы распадаются на четыре группы: окислы, карбонаты, силикаты и сульфиды. Многие железосодержащие осадки являются сложными; в них представлен не один тип железосодержащих минералов, а присутствуют и другие минералы (рис. 11-12).

Таблица 11-2

Железосодержащие минералы осадков

Группа	Минерал	Состав
Сульфиды	Пирит Марказит Гидротроилит	$\text{FeS}_2$ $\text{FeS}_2$ $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Окислы	Лимонит Гётит Гематит Магнетит	$\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ $\text{HFeO}_2$ $\text{Fe}_2\text{O}_3$ $\text{Fe}_3\text{O}_4$
Силикаты	Глаукоцит Шамозит Стильпномелан Мунсцит Грицалит	$\text{KMg}(\text{Fe}, \text{Al})(\text{SiO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ $3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ $2(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot (\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ $(\text{OH})_2(\text{FeMg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}$ $\text{FeSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Карбонаты	Сидерит Анкерит	$\text{FeCO}_3$ $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$
Фосфаты	Виверит	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Железосодержащие осадки являются сложными; в них представлен не один тип железосодержащих минералов, а присутствуют и другие минералы (рис. 11-12).

Карбонаты железа. Единственно важный железосодержащий карбонат — это сидерит,  $\text{FeCO}_3$ , который обнаружен в изобилии в железосодержащих осадках всех возрастов; он также является второстепенным компонентом многих обычных осадков. В молодых железяках он образует тесные ассоциации с шамозитом, реже с лимонитом. Многие докембрийские железистые кварциты представлены преимущественно переслаиванием сидерита и кремня. Железные руды являются продуктом изменения этих отложений; изменение заключается в окислении сидерита до гематита и в выщелачивании кремней. Сидерит в осадочных породах в большинстве своем очень тонкозернистый и образует однородную смесь с другими материалами. Однако в некоторых случаях сидерит образует более крупные кристаллические сферолиты (см. рис. 11-21); во многих

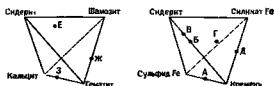


Рис. 11-12. Приблизительный минеральный состав железосодержащих пород; их названия представлены в табл. 11-3. Компоненты, содержащиеся в незначительном количестве, не учтены

других случаях он образует крупные ромбы, замещающие тонкие оолиты. Химический анализ показывает, что сидерит жиг в твердом растворе небольшие и нестойкие примеси  $MgCO_3$  и  $CaCO_3$ . Сидериту свойственны обычные характеры класса карбонатов, к которому он принадлежит; ромбические формы кристаллов, ромбическая спайность, очень высокое двойное лучепреломление (0,242), показатели преломления 1,603 и 1,876. В шлифах он почти бесцветный, но по контуру и по плоскостям спайности он обильно окислен до появления пятен окислов, окрашивающих его в желтый или бурый цвет.

Сидерит известен также в глинистых железняках, которые представляют собой конкреционные тела, обнаруживаемые в некоторых глинистых сланцах, особенно в сланцах палеозойских угленосных толщ, где он залегает также в виде тонких прослоев так называемых блэкбендов [306].

Поскольку сидерит легко окисляется, то он почти во всех обнажениях изменен до лимонита.

Силикаты железа. К железистым силикатам явно первичного происхождения и первостепенной важности относятся только шамозит, глаукозит и гриналит. Достаточно распространены тюрингит, миннесотант и стильпомелан и поэтому они включены в эту группу, несмотря на диагнетическое или даже раннеметаморфическое происхождение. Рибекит также является компонентом некоторых древних железистых кварцитов, особенно в Австралии.

Шамозит,  $3(Fe, Mg)O \cdot (Al, Fe)_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ , является наиболее распространенным первичным железистым силикатом в железняках последокембрийского возраста (рис. 11-13). Он слагает оолиты зеленого материала в сидеритовом или кальцитовом матриксе и обычно ассоциируется с оолитами гетита; в некоторых случаях, как, например, в железняках Нортгемптон [293], оолиты состоят из переслаивающихся оолитов шамозита и гетита.

Уточнение природы минерала шамозита было объектом обширных исследований. Все известные материалы по этому вопросу обобщены Диром, Хаун и Зуссманом [65] и Джеймсом [161]. Шамозит по структуре и составу очень близок к хлоритам. Собственно шамозит характеризуется межплоскостным расстоянием  $7 \text{ \AA}$ , но он легко переходит в хлорит (тюрингит) с межплоскостным расстоянием  $14 \text{ \AA}$ . Шамозитовые оолиты мезозойских железняков Англии [130, 293] состоят из очень тонких пластинок бледно- и темно-зеленых, расположенных по касательной таким образом, что в скрещенных николях фигура погасания в оолитах образует крест. Пластины имеют положительное удлинение,



Рис. 11-13. Оолитный шамозит, железняк Вестморленд (силур), близ Ларда, штат Нью-Йорк. Бет анализатора,  $\times 22$ .

Шамозитовые (септхлоритовые) оолиты, которые с адрия, представляющим песчаным зернами кварца, в карбонатном матриксе.

Уточнение природы минерала шамозита было объектом обширных исследований. Все известные материалы по этому вопросу обобщены Диром, Хаун и Зуссманом [65] и Джеймсом [161]. Шамозит по структуре и составу очень близок к хлоритам. Собственно шамозит характеризуется межплоскостным расстоянием  $7 \text{ \AA}$ , но он легко переходит в хлорит (тюрингит) с межплоскостным расстоянием  $14 \text{ \AA}$ . Шамозитовые оолиты мезозойских железняков Англии [130, 293] состоят из очень тонких пластинок бледно- и темно-зеленых, расположенных по касательной таким образом, что в скрещенных николях фигура погасания в оолитах образует крест. Пластины имеют положительное удлинение,

коэффициент преломления, изменяющийся от 1,62 до 1,66, и низкое двупреломление — от 0 до 0,003. Изменение показателя преломления связано с соотношением закисного и окисного железа. Согласно Холимонду [180], шамозит является первично осажденным минералом, возможно, в виде аморфного геля, из которого впоследствии образовалась современная его форма. Он может также образовываться вследствие прогрессивного замещения глины, в результате чего иногда могли формироваться оолиты того же состава. По Деверину [69], шамозит в железняках доггера в Швейцарских Альпах не является первичным химическим осадком, а образовался в результате замещения карбонатных обломков, главным образом обломков иглокожих.

Гриналит — кристаллический гидратированный железистый силикат, широко распространенный; первичным был железистый силикат в районах Мезаби и Ганфлинт региона оз. Верхнего, где он был впервые обнаружен и получил название [184]. Дир, Хаун и Зуссман (66) определили его как септехлорит.

В отличие от шамозита и глауконита гриналит распространен только в докембрийских породах, хотя его присутствие отмечено и в более молодых отложениях. Он, как и глауконит, представлен округлыми или обломочными, изотропными, светло- и темно-зелеными пеллетами и обычно не обладает концентрическим строением, характерным для шамозита. Он обычно ассоциирует с магнетитом.

Глауконит,  $\text{KMg}(\text{Fe}, \text{Al})(\text{SiO}_3)_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , обнаружен в некоторых железняках более молодого, чем докембрий, возраста. Хотя глауконит представляет собой самостоятельную минеральную разновидность, он очень изменчив. Он встречается в виде ярко-зеленых гранул, но также заполняет межгранулярное пространство, встречается в рассеянном виде, замещает фекальные пеллеты, заполняет пустоты в окаменелостях [284] и даже образует пленку на зернах тяжелых минералов [121]. Диаметр гранул колеблется от 0,01 до 0,50 мм. Гранулярный глауконит тесно ассоциирует с обломочным кварцевым песком (см. рис. 7-25).

Берст (36, 37) подразделяет глауконит на четыре класса: упорядоченный, неразбухающий, с высоким содержанием калия, с решеткой по типу слюды; неупорядоченный, неразбухающий, с решеткой по типу слюды, с низким содержанием калия; весьма неупорядоченный, разбухающий, с низким содержанием калия, решеткой по типу монтмориллонита; смесь двух или более глинистых минералов, например каолинита и иллита. Корреляция между составом глауконита и геологическим возрастом, по-видимому, отсутствует [96].

Глауконит — компонент современных осадков во многих частях мира [67]. Он залегает как в прибрежных песчаных отложениях [103, 104], так и в глубоководноморских; более часто он встречается в интервале глубин от 18 до 730 м. В некоторых древних осадках («зеленых песках») он накапливается в виде пластов мощностью несколько десятков футов, содержащих 75% или более глауконита [204]. По содержанию железа глауконитовые пласты относятся к промышленным железнякам, хотя их редко разрабатывают с целью извлечения из них железа.

Тюрингит (базалит),  $(\text{Si}_{1,5}\text{Al}_{3,2})(\text{Mg}_{1,4}\text{Fe}_{7,4}\text{Fe}_{1,6}\text{Al}_{1,7})(\text{OH})_{16}\text{O}_{20}$ , широко распространенный минерал нижнесилурийских железняков в Тюрингии, ФРГ, где он образует оолиты в матриксе, представленном кварцем и магнетитом [84]. Тюрингит по составу очень близок шамозиту, из которого, как считают, он образовался в результате слабого метаморфизма.



Миннесотант,  $(\text{FeMg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  — это железистый обнаруженный в некоторых докембрийских железистых кварцах. Из-за исключительно малых размеров зерен его очень трудно выявить и, по-видимому, его иногда не замечают. Хотя Грюнер [126] считал этот минерал первичного осаждения, другие исследователи рассматривают его как продукт метаморфизма низкой степени.

Стильпномелан,  $2(\text{Fe, Mg})\text{O} \cdot (\text{Fe, Al})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , представляет собой слюдоподобный минерал, внешне очень похожий на биотит. Он является обычным компонентом многих железистых кварцитов региона оз. Верхнего [159]. В других местах он известен как вторичный минерал. Как породообразующий минерал он сложен макроскопическими игольчатыми и пластинчатыми кристаллами, характеризующимися интенсивным плеохроизмом и абсорбцией. Он окрашен в оливково-зеленый или темно-коричневый цвет в зависимости от соотношения закисного и окисного железа. Показатель преломления также изменяется в широком диапазоне в зависимости от этого соотношения. Стильпномелан может залегать в виде жил, но чаще он рассеян в сидерите или образует тонкие прослои.

Рибекит представляет собой натровый амфибол,  $\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Fe}_2(\text{Si}_6\text{O}_{22})(\text{OH, Fe})_2$ , волокнистая разновидность которого известна как крокидолит. Хотя обычно рибекит является компонентом изверженных пород, однако он присутствует в массивной или волокнистой форме в слоистых железистых кварцитах Южной Африки и Австралии. В этих формациях рибекит является диагнетическим, а в южноафриканских разрезах, вероятно, — продуктом метаморфизма низких ступеней; в них рибекит представлен агрегатами и радиальными группами мелких волокон.

Сульфиды железа. Из сульфидов только пирит и марказит — играют сколько-нибудь важную роль в осадочных породах, обогащенных железом. Эти сульфиды железа могут образоваться из менее стабильных аморфных черных сульфидов железа, встречающихся в современных неслипифицированных осадках. Пирит,  $\text{FeS}_2$ , наиболее распространенный сульфид, встречается в виде рассеянных изолированных кристаллов диагнетического происхождения. Иногда он образует слои, состоящие из pellets, округлых тел и замещенных обломков раковин. В одних случаях пирит — исключительно тонкозернистый (0,003 мм) и рассеянный; в других — он накапливается в виде тонких слоев мощностью несколько миллиметров.

Марказит,  $\text{FeS}_2$ , редкий компонент железняков, он может полностью отсутствовать в них. Обычно он встречается в виде желваков в угловатых разрезах.

Обогащенные железом осадки могут содержать также другие минералы. Одни железняки — высококонцентрированные и содержат большое количество кальцита; другие — глинистые и содержат широкий набор глинистых минералов. Некоторые из них, особенно образовавшиеся в окислительной обстановке, представлены песчаными разновидностями и содержат большое количество обломочных зерен кварца.

### Фаши железосодержащих осадков

Наиболее важное звено в проблеме генезиса и распределения представляет задача определения первичных осадочных фашиальных обстановок, устанавливаемых по преобразованию того или иного железистого минерала: сульфида, карбоната, оксида или силиката.

**Пластовые сульфиды железа.** Породы, в которых сульфиды железа (главным образом пирит) составляют основную или даже доминирующую часть, встречаются редко. Пласты пирита мощностью 16 см или немногим более 30 см, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами, обнаружены в ордовикских породах района Уобана на о. Ньюфаундленд [135]. Пиритовые пласты состоят из мелких пиритовых сферолитов, смешанных с пиритизованными и непиритизованными обломками окаменелостей; все это сцементировано очень тонкозернистой кремнистой основной массой. Пирит составляет около 65% этих отложений.

В некоторых докембрийских черных аспидных сланцах, ассоциирующихся со слонистыми кремневыми железистыми карбонатами в районах Айрон-Ривер, Кристалл-Фолз, в штате Мичиган, также выявлено переслаивание пластов пирита, мощность которых изменяется от толщины пленки до 2,5—5 см [162]. Однако самым крупным скоплением осадочного пирита в данном районе является пиритовая пачка Уосека, так называемый «графитовый сланец» лежащего бока формации; мощность пачки составляет 1,5—6,1 м. Определенное по нескольким образцам среднее содержание пирита составляет около 38%. В этой породе пирит очень тонкозернистый, а отдельные кристаллы (0,003 мм) почти невидимы невооруженным глазом. Пирит имеет тенденцию скапливаться в определенных слоях и часто равномерно переслаивается с темными углистыми сланцами (рис. 11-14). Содержание сульфида железа в этих обогащенных слоях достигает 75%. Валовой химический состав этой породы представлен в табл. 11-3, А.

Пирит встречается также и в некоторых известняках. Представителем таких известняков является пласт мощностью 1,2 м в основании формации Гринхорн (верхний мел), штат Вайоминг [247]. Он состоит из кальцита 45,4%; пирита 25,2%; гипса (частично вторичного происхождения) 17,6%; окислов железа 6,1%; органического вещества 2,6%, и костного фосфата 2%. Известняк тюли (девон), штат Нью-Йорк, является исключительно пиритовым и местами переходит в тонкий, но выдержанный по площади пиритовый пласт [189]. Тюли тесно ассоциирует с известковыми черными глинистыми сланцами. Довольно распространенной является ассоциация пирита с карбонатами и органическим веществом (а следовательно, и с углистыми остатками). Наибольшим содержанием пирита характеризуются черные глинистые и аспидные сланцы. На основе этого предполагается, что источником серы является азотный компонент органического вещества; возможно также, что эта ассоциация обусловлена главным образом восстановительной средой, необходимой для сохранения органического материала и бактериального восстановления сульфатов морской воды. Руби [247]



Рис. 11-14 Фация сернистого железа (докембрий) Айрон-Ривер Мичиган. Сдвигок лентного увеличения

Пиритовые пласты калужатся сланцами, деформированные образцы тусклые и почти черные [189]

# Химический состав железосодержащих осадков

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
SiO <sub>2</sub>	36,67	28,86	24,25	31,84	61,90	8,51	12,59	8,74
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,20	—	0,12	Нет	0,36	0,27	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,90	1,29	1,71	2,09	0,37	6,12	5,71	3,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,01	0,71	13,83	15,60	1,77	75,12	30,24
FeO	2,35	37,37	35,22	20,59	10,28	36,91	—	—
FeS	38,70	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	0,90	2,11	2,35	—	0,42	0,06	—
MgO	0,65	3,64	3,16	3,80	2,33	3,75	0,42	7,84
CaO	0,13	0,74	1,78	1,49	0,28	5,54	1,49	20,64
Na <sub>2</sub> O	0,26	—	0,04	Н.о	Нет	0,05	—	—
K <sub>2</sub> O	1,81	—	0,20	Н.о	Нет	0,03	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,25	0,68*	0,21	1,80	4,17	4,05	2,17*	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,53		—	—	2,50	10,00	0,52	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	—	0,91	0,83	Нет	1,30	1,63	0,75
CO <sub>2</sub>	—	25,21	27,60	19,40	2,04	20,70	—	24,78
SO <sub>2</sub>	2,60	—	—	Нет	—	—	—	0,15
S	—	—	11,0	0,33	—	0,05	Нет	—
C	7,60	—	1,96	—	—	1,27	—	—
Сумма:	100,21**	99,90	99,86	99,47	99,53***	99,86	99,98	98,7

\* Проклевывание

\*\* Включает 0,15% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>

\*\*\* Включает 0,64% оксидов железа и алюминия в растворимой части.

А Сульфидный железистый кварцит (докембрий). 10-й горизонт, рудник Бая, Айрон-Ривер, Миннесота, США. Аналитик К. Уоршо [159]

Б Кремниевый железистый карбонат, железистые кварциты. Айронвуд (докембрий), Мичиган, США. Аналитик У. Хиллсбейла [157]. Приблизительно 29% кремния и 62% сидерита.

В Кремниевый железистый карбонат (докембрий), район Айрон-Ривер Миннесота, США. Аналитик Л. Шапиро [158]. Около 24% кремния и 70% сидерита.

Г Кремниевый железистый карбонат (докембрий), Кристалл-Фолл, Мичиган, США. Аналитик Дж. Фарчелд [130]. Около 23% кремния, 48% сидерита и 23% стипидомедана.

Д Глинистый железистый кварцит, формация Бивабик (докембрий), Миннесота, США. Аналитик Дж. Стайгер [184]. Приблизительно 50,4% глиниста и 50% кремня.

Е Сидерит-паламозитовый аргиллит, железник Криленд (юра), Великобритания. Аналитик Дж. Седж [130]. Около 34,2% паламозита, 34,7% сидерита.

Ж Шамозитовый гематит, пласт Доминион, зона 2 (юрский), Уобала, Ньюфаундленд, Канада [139]. Около 65% гематита и 24% шамозита.

З Гематитовый «океанский» руды, формация Клинтон (силур), Алабама. Аналитик Ю. Сюллербаер [135]. Около 30% гематита, 17% кальцита и 36% доломита.

Таблица 11-4

Содержание карбонатов, органического вещества и пиритов в меловых породах Блэк-Хилс. По [247]

	Карбонаты плюс органическое вещество	Пирит
Группа Колорадо (ср. из 5 обр.)	2,3	0,4
Глинистые сланцы Пьер (ср. из 3 обр.)	8,7	0,8
Известковые составляющие формаций Гринхори и Ниобрава	12,7	9,1

отмечал связь пирита, органического вещества и карбонатов в некоторых меловых формациях (табл. 11-4).

Возрастает количество опубликованных материалов по вопросу «экстракционирования» известковых сульфидов, таких как меденосные сланцы в ГЛР и ФРГ (Kupferschiefer). Возможно, что к этому относится также докембрийская железистых кварцитов района Шиникотин в Онтарио [115].



шамозитовых и каолиновых железняках. Только мелкозернистые деритовые литифицированные илы являются первичным осадком; другие считаются диagenетическими.

Термин глинистый железняк применяется к глинистым сидеритовым конкрециям и пластам, встречающимся в угленосных разрезах как в Великобритании, так и в США. [280]. Глинистый железняк залегает либо в виде прослоев желваков, многие из которых обнаруживают септариевое строение, либо образует более или менее выдержанные маломощные пласты. Они имеют темно-серый или бурый, реже



Рис. 11-16. Обширный гематит Клинтон или «руда колесного сея» (спилы). Без аналитатора,  $\times 40$ .

На рисунке 11-16 видны крупные, округлые, концентрические структуры. В центре видны ядра, окруженные более темными зонами. В некоторых местах видны более мелкие, более темные структуры.

Рис. 11-17. Руда с окаменелостями формации Клинтон (спилы). Без аналитатора,  $\times 40$ .

На рисунке 11-17 видны более мелкие, более темные структуры, которые являются окаменелостями. Они имеют более сложную форму, чем структуры на рисунке 11-16.

черный (углистый железняк) цвет. Глинистые железняки тонкозернистые, содержание глины варьирует от 1 до 30%. Чаще всего желваки или пласти железняка перекрывают угольные пласты; в них часто встречаются окаменелости.

**Пластовые окислы железа** (включая болотный железняк). Некоторые железистые кварциты состоят в основном из окиси железа. Среди них наиболее распространенным является, вероятно, гематит. Лучшим примером ископаемого гематита являются железосодержащие силурийские породы Клинтон [267, 6, 258, 155]. Эти несколько пластов прослеживаются по всему Аппалачскому региону и образуют крупные залежи железной руды в районе Бирмингема, в штате Алабама [36]. Большинство железосодержащих пород представлено оолитовым гематитом и рудой с окаменелостями» (рис. 11-16 и 11-17). Местами тонкие пласты оолитового шамозита залегают вместе с глинистыми сланцами. Оолиты гематита имеют ядра, сложенные обломочным кварцем и зернами окаменелостей. Зерна окаменелостей обычно частично замещены гематитом, и их внутренние пустоты заполнены железистыми

минералами. Все оолитовые гематиты сцементированы кальцитом и доломитом.

То, что гематиты либо являются первично осаждаемыми, либо продуктом раннего, возможно, почти одновременного с осадкообразованием замещения, доказывается непрерывностью их разреза: их распределением (не связанным ни с обнажениями, ни с несогласиями); наличием обломков руды в вышележащих пластах известняка той же формации; присутствием гематитовых оолитов в известковых пластах, в которых матрице состоит из доломита и кальцита, а также известковых окаменелостей, оболочку которых составляют концентрические слои гематита.

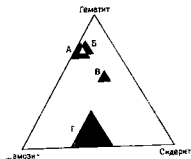
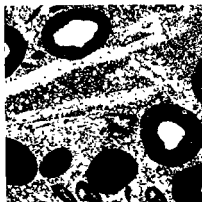


Рис. 11-18 Гематитовые оолиты, Уобана (ордовик) о Ньюфаундленд. Канада Бел аналитика,  $\times 20$ .

Шифр гематитовых оолитов (сверлен), некоторые с разрыв деструктивного кристаллического и доломитом матрицы В доломитовых оолитах окисленности.

Рис. 11-19. Минеральный состав железосодержащих осадков, Уобана, о Ньюфаундленд, Канада По [139]

А, В, В — железосодержащие пласты Г — железистый песчаник.

Руды Уобана (ордовик) на о. Ньюфаундленд имеют сложный состав и содержат гематит, шамозит и реже сидерит [139]. Гематит имеет оолитовое строение (рис. 11-18); некоторые оолиты сами являются составными и сложены чередующимися слоями гематита и шамозита. Шамозит залегает в виде чистых оолитов и присутствует также в матрице оолитовых пород. Средний железняк содержит от 50 до 70% гематита, 15—25% шамозита; 0—50% сидерита; 4—5% фосфата кальция; 0—1% кальцита и 0—10% обломочного кварца. Состав трех типичных железосодержащих пластов (А, В, В.) и железистого песчаника (Г) отражен на рис. 11-19. Хейс приводит ряд признаков, указывающих на первичное морское происхождение гематитовых оолитов. О таком происхождении свидетельствуют сортированность; следы ряби и косая слоистость оолитовых слоев; тесная связь с морскими окаменелостями; следы сверлений морских организмов в оолитовых слоях, которые заполнены ломом и содержат редкие оолиты; наличие внутриформационных конгломератов, содержащих гальку гематит-шамозитовых пластов.

Пластовые оолитовые гематиты встречаются также и в до-  
ских железистых кварцитах в районе оз. Верхнего и в Лабр  
впадине. Оолитовая структура легко прослеживается в некоторых  
мах, в которых оолиты состоят главным образом из кремнезема  
[11-20]. Присутствуют также оолиты, содержащие большое количество  
гематита; несомненно то, что многие гематитовые слои были когда-то  
оолитовыми. Однако чаще гематитовые слои не являются оолитовыми.  
Ритмически переслаивающиеся яшма и стально-серый гематит обра-  
зуют одну из самых эффектных разновидностей пород в районе оз.  
Верхнего. Джеспилит, как его называют, встречается в районах Мар-  
кетт, Мсиомини и Годжебик в шта-  
те Минчиган и в районе Вермилльон  
в штате Миннесота. Когда-то он  
считался продуктом дометаморфи-  
ческого выветривания кремниевого  
сидерита. Однако Джеймс [159]  
считал его первично-осадочным.  
Сохранность очень тонкой слоистости  
и резкие контакты между гема-  
титом и яшмой нехарактерны для  
выветрелых пород. Кроме того, при-  
сутствие выдержанных, хотя и ма-  
ломошных прослоев гематита в не-  
окисленной карбонатной формации  
является еще одним свидетельством  
нервничной природы гематита. Тес-  
ная связь оолитовой текстуры боль-  
шинства гематитов с зернами квар-  
цевого песка и отсутствие таких  
особенностей в других фациях же-  
лезистых кварцитов также являют-  
ся доказательствами первичного  
происхождения гематита в турбу-  
лентной среде.



Рис. 11-20 Оолитовый железняк (до-  
кембрий) Хребт Месаби, Миннесота  
Без увеличения, X22

Оолиты состоят главным образом из кремне-  
зема, но с текстурой, определяемой гема-  
титом.

Магнетит, присутствующий во  
многих железистых кварцитах, мо-  
жет быть продуктом метаморфизма. Он известен так же, как и основ-  
ной компонент черных песков — концентрации магнетита типа россы-  
ши Магнетит, содержащийся во многих железистых кварцитах, имеет  
тоже происхождение. Обилие магнетита в породах, по существу немета-  
морфизованных, о чем свидетельствуют тонкозернистость кремней и  
присутствие низкотемпературных железистых силикатов, должно слу-  
жить критерием отличия консидеритационного магнетита от магнети-  
та, образовавшегося в результате более позднего метаморфизма высо-  
кой степени. Магнетит неомолочного происхождения обнаружен в  
современных осадках [20, 100]. Он содержится даже в зубах моллюс-  
ков полиплакофор [194]. Магнетит многих докембрийских железистых  
кварцитов встречается в виде загрязненных примесей слоев, череду-  
ющихся с кремнем Джеймс [161], как и Дилрот [72], считает магне-  
тит диagenетическим. Магнетитсодержащие низкотемпературные породы часто  
и точнее, почти всегда ассоциируют с фациями железистых силикатов;  
можно предположить, все переходы между этими двумя фациями.

«Лимонит» (гётит) встречается в форме оолитов в некоторых же-  
лезняках, главным образом мезозойского и кайнозойского возраста;

исключение составляют ордовикские отложения Мейвилл в Висконсине [137]. Эта фация представлена оолитовыми или пеллетовыми зернами лимонита, ядром для которых служит обломочный материал, в шамозитовом или кальцитовом матриксе. Некоторые породы содержат смесь шамозитовых и лимонитовых ооидов, при этом шамозит может или частично превратиться в лимонит или содержать лимонит в измененных слоях шамозита. Сидерит, присутствующий в количестве 10% или более, по-видимому, имеет диагенетическое происхождение.

Болотная руда является в основном земистый смеси желтых и темно-коричневых гидроокислов железа [131, 161]. Такие руды отлага-

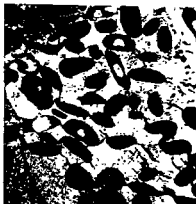
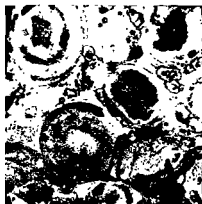


Рис 1-2) Оолитовый шамозит, руды Лоррен (юра), Франция. Без анализатора, X55. Главным образом шамозит (ооиды) с несколькими маленькими сферолитами сидерита (светлые гранулы с высоким рельефом)

Рис 11-22. Шамозитовые ооиды, деформированные и окисленные формы Манта (девон), Харрисберг, Пенсильвания. Без анализатора X 22

ются вдоль берегов некоторых озер и в болотах. Озерные руды состоят главным образом из утолщенных, дисковидных или неправильной формы конкреционных стяжений гидроокиси железа мощностью 0,3—0,6 м или из слоев разной твердости пористого, желтого, слоистого лимонита или представлены лимонитовым цементом в песке. Соответствующие руды встречаются в болотах или маршах в виде губчатой массы, перемешанной с торфом. Одни имеют трубчатую форму, другие — индолитовые, а третьи образуют желваковые или конкреционные тела. Некоторые из них образуют твердые тела, обычно имеющие небольшие размеры и содержащие песчаные и глинистые примеси. Болотная руда встречается в изобилии в ледниковых районах Северной Америки и Европы. Железо, растворенное при таянии ледников, оседает либо химическим, либо биологическим путем. Хотя это достаточно малое по размеру скопления, но они представляют интерес, так как их относят к железосодержащим осадкам, образующимся в настоящее время.

Пластовые железистые силикаты (без глауконита). К фации силикатов относятся те породы, в которых преобладают первичные силикаты — шамозит, гриналит и глауконит, а также породы, в которых при-



сутствуют миннесотант, стильномелац и рибекит (вероятно, петлического или метаморфического происхождения).

Фашиа шамозитового железяка является наиболее харак силикатной фашией после докембрийских железяков. В некото районах железяки тесно ассоциируют с лимонитовыми известняками; в других — они ассоциируют с сидеритовыми породами или постепенно переходят в них.

Шамозитовые железяки обычно оолитовые. Шамозитовые оолиты обнаружены, например, в железяках Клинтон (силур) в регионе Аппалачей. Шамозитовые оолиты представлены преимущественно богаты-



Рис. 11-23 Гринеллитовая (равноцветная) формация Гавфрант (докембрий), Онтарио. (прикрепленные никели,  $\times 30$ . По [160]) Гринеллитовая формация и кремнеземный материал Гринеллит проявляет своеобразную пятнистость, вызванную перекристаллизацией кремне-

Рис. 11-24 Сидерит-стильномелановый железяк, железястые кварциты Ривертон (докембрий), Кристалл Фолз, Монтана. Близок к натуральной величине. Тонкозернистый сидерит (белый), перекристаллизовавшийся с пластами стильномелана (темный)

ми железом сентехлоритами с межплоскостным расстоянием  $7 \text{ \AA}$  [258]. Оолиты шамозита, как и оолиты гематита, в качестве ядра содержат обломки раковин; они имеют концентрическое строение и характеризуются крестом изгасания. Они ассоциируют с обломками оолитов и сменитированы кальцитом. Кроме железяков Клинтон в Северной Америке известны такие отложения, как железяки Уобана (ордовик) на о. Ньюфаундленд [139] и маломощные железосодержащие пласты формации Уинтсбелло (девон) в штате Пенсильвания [260] (рис. 11-21 и 11-22). Шамозитовые железяки часто встречаются в юрских известняках Великобритании, Франции и Швейцарии.

В докембрийских железястых кварцитах силикаты представлены шамозитом и гриналитом или каким-либо диагенетическим силикатом миннесотантом, стильномеланом или рибекитом. Джеймс [159] выделил два главных типа силикатных железястых кварцитов. В одних из них силикатный минерал присутствует в виде гранул или оолитов; в других — силикат — зернистый, а обычно тонкослойчатый или листоватый. Особенностью гриналита, как и глауконита, является зернистость. Хотя внутренняя часть некоторых гранул имеет микрокристал-

лический и бесструктурный характер, в других проявляется неясная пятнистость в шлифах (рис. 11-23). Типичные гранулы силикатов имеют диаметр около 0,5 мм и в шлифе имеют форму, приближенную к эллипсу. Они могут быть заключены в матрикс, состоящем из кремния или других силикатных материалов. Ко второму типу силикатных железистых кварцитов — негранулярному — относятся тонкослоистые или листоватые породы. Характерно то, что мощность этих пропластков может составлять лишь миллиметр или доли миллиметра (рис. 11-24). Величина соотношения  $FeO/Fe_2O_3$  в породах, состоящих из стильпномелана, судя по показателю преломления, указывает на то, что слои, по существу, представлены первичным минералом.

Состав железисто-силикатной фашии изменяется в широких пределах главным образом из-за того, что наряду с силикатами, имеющими изменчивый состав, в этих породах присутствуют в различном количестве примеси карбонатов и окислов железа (см. табл. 11-3). Негранулярные железисто-силикатные породы, по-видимому, содержат значительную долю обломочного материала. В молодых отложениях они соответственно описываются как долоритовые аргиллиты, шамозитовые аргиллиты и т. п.

Силикатные железистые кварциты очень широко распространены тип железосодержащих осадков. Глауколитовые песчаники и известняки характерны для кембрийских и более молодых отложений. Некоторые из них, такие как зеленые пески Нью-Джерси (мел.), на 50% или более состоят из глауколита и содержат 20% или более  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  (см. табл. 7-11, А, Б и В) и, следовательно, являются в какой-то степени железняками. Содержащие шамозит пласты встречаются в юрских железняках в Великобритании, Франции и Нидерландах. Шамозит — второстепенный компонент силурийских отложений свиты Клинтон и ордовикских (Уобана). Они, по-видимому, не представлены в разрезах района оз. Верхнего, где из железистых силикатов распространены гризалит, стильпномелан и минцесит. Гризалит считается первичным; остальные могут иметь диагенетическое или метаморфическое происхождение. Сильпномелан железистых кварцитов (Брокман) в Австралии, по-видимому, образовался из вулканического пепла.

### Распространение и распределение железосодержащих осадков

Железосодержащие осадки широко распространены в пространстве и во времени. Наиболее мощные и интересные отложения относятся к докембрию. Многие локальные железистые кварциты архейского возраста (2500 млн. лет или древнее) переслаиваются с зеленокаменными породами и ассоциируют также с мощными разрезами граувакк и шиферных сланцев. Это так называемые железистые формации типа Киватин [78, 115].

Наиболее эффективные отложения имеют протерозойский возраст, сформировавшиеся преимущественно от 1700 до 2500 млн. лет назад. К наиболее известным отложениям этого возраста относятся толщи на островах Белчер, в заливе Ричмонд, у мыса Смит в Лабрадорской впадине в Канаде [74, 73] и в районе оз. Верхнего [313, 158, 162], главным образом на территории США. Они формировались в серии бассейнов в течение одного крупного цикла накопления железистых осадков; это происходило, например, в пределах провинции оз. Верхнего на Канадском щите. Также хорошо известны два других протерозойских бассей-

на накопления железистых осадков. Это бассейны Хамп-  
ной Австралии и бассейны Трансваальской системы в Южной.  
(303). Первый бассейн длиной более 480 км содержит  
кварциты (Брокман) мощностью свыше 915 м. Второй бассейн,  
более крупный, содержит одну, а возможно, две железистые фор-  
мации большой мощности. Трендаллом была опубликована работа [303],  
которой приводится сравнение этих двух бассейнов и бассейна Аним-  
ки (район оз. Верхнего). Хорошо известны также докембрийские же-  
лезистые кварциты Кривого Рога, отложения на Индостанском полу-  
острове и в Бразилии.

Весьма возможно, что периоды железистой седиментации представ-  
лены в каждом геологическом периоде фанерозойской эры. Например,  
в Северной Америке железняки известны в кембрийских песчанниках  
Блэсс в Нью-Мексико [167], в ордовикской формации Мейвилл в Вис-  
консине [137], в свите Уобаца на Ньюфаундленде [139, 140], в силурий-  
ских отложениях Клиггон в Аппалачах [6, 258, 155], в девонских извест-  
няках Бойл в округе Бат, штат Кентукки [34], в каменноугольных  
глинистых железняках и углистых железняках Аппалачского угольного  
бассейна [280], меловых оолитовых железняках провинции Альберта  
[211] и в меловых глауконитовых песках, особенно в Нью-Джерси  
[211] и в Техасе [80].

Очень хорошо известны оолитовые железные руды Миннетт (юга)  
во Франции [45, 47], пласты доггера в Швейцарии [69], железняки  
Нортгемптон в Великобритании [130, 293]. Этот перечень как докем-  
брийских, так и фанерозойских железосодержащих отложений может  
быть продолжен. Джеймс [161] опубликовал очень полный и анноти-  
рованный табличный материал по этим отложениям.

К каким геологическим структурам приурочиваются железосодер-  
жащие осадки и какова связь геологической среды и проблемы sedi-  
ментации железа? По самым общим соображениям железосодержащие  
осадки могут быть сгруппированы в два класса: кремневые железосо-  
держащие осадки — железистые кварциты; главным образом докемб-  
рийские, и некремневые отложения — железняки, относящиеся по воз-  
расту в основном к фанерозою. Эти отложения можно рассматривать и  
под другим углом зрения. В одной группе, которую можно назвать  
оолитовой фацией, железистые минералы встречаются в форме  
оолитов и гранул и первичные компоненты здесь представлены большей  
частью окислами железа или закисно-окисными силикатами. Этот ма-  
териал переслаивается или перемешивается со зрелыми кварцевыми  
песками, строматолитовыми кремнями, доломитами и в фанерозое обы-  
чно ассоциирует с морскими известняками. Нередко встречаются косая  
слоистость и знаки ряби. Сидерит, если он присутствует, чаще всего  
имеет диатемитическое происхождение и замещает силикаты или другие  
карбонаты. Многие железистые кварциты района оз. Верхнего относятся  
именно к этому типу. Железистая формация Галфлинт и районе Аним-  
ки, и Оггарто, подстилается маломощными конгломератами, залега-  
ющими на архейском фундаменте; железосодержащая толща Бивабик в  
Миннесоте залегает на маломощных кварцитах (Покетата), которые, в  
свою очередь, лежат на архейском фундаменте. Железистые кварциты  
Акривуд в районе Пиноки, в Висконсине, залегают на сверхзрелых  
кварцитах Памма, а самый нижний горизонт кремней содержит кр-  
еколитовые зерна кварцевосого песка и оолиты. Как отмечалось ранее,  
поскольку структура многих таких железистых формаций сс-  
со структурами залегающими с оолитами, железняками и цитрактитом

Запад-  
Африке  
зистые  
ин, еще  
рмашии  
303]. в  
Анниме  
же  
позу-

состав-  
трампер,  
аинках  
в Вис-  
луррий-  
х изве-  
ольных  
лького  
льберга  
жесри

(юра)  
зняки  
докем-  
может  
виоти-

содер-  
седи-  
жашие  
тезосо-  
окемб-  
ю воз-  
нать и  
назвать  
форме  
удшей  
от мп-  
свыми  
обыч-  
хосая  
всего  
другие  
сются  
линии  
леи ал-  
абик в  
рыке, в  
риши  
зрых  
удные  
рядом  
хода  
стами,

при это тексты указывают на турбулентную мелководную обстановку [72, 76, 122]. Палеозойские и более молодые железяки также преимущественно оолитовые, при этом оолиты имеют обломочные кварцевые ядра; для отложений характерны косая слоистость и ассоциации с калькаринитами. Зеленые пески представляют собой смесь кварцевых и глауконитовых песков. Наличие окаменелостей в фанерозойских пластах указывает на мелководноморскую обстановку. Нет оснований считать, что докембрийские оолитовые фаши были иными.

Вторую группу железосодержащих осадков образует полосчатая фашия, в которой железистые минералы представлены чередованием тонких пропластков преимущественно магнетита и железистых си-



Рис. 11-25. Обожженные железистых кварцитов алгоманского типа (arhef), оз. Минни-так, Онтарио, Канада.

Кремень перерождается со слоями магнетитсодержащего железистого силиката

ликатов с сидеритом, а в некоторых случаях с пиритом, пересланяющимися с темными аспидными сланцами и пиритовыми глинистыми сланцами. К ним относятся «сланцеватые» железистые кварциты, описываемые в ряде работ (преимущественно силикат-магнетитовые породы), и кремневые сидериты. Породами такого типа являются железистые кварциты Гайаны и района Айрон-Ривер—Кристалл-Фолз и большая часть архейских железяков Алгома [78] (рис. 11-25). Железистые кварциты бассейнов Трансвааль и Хаммерсли [303], по-видимому, также относятся к этому типу. Оолитовые и гранулярные текстуры, как и в окисно-железистой фашии, как правило, отсутствуют. Минеральный состав, характер ассоциирующих осадков и седиментационные текстуры свидетельствуют о резко восстановительной обстановке накопления. Обширном бассейне, в котором, по существу, отсутствовали следы течений, за исключением брекчий и граувакк, привнесенных оползнями или турбидитными потоками, таких, как, например, «сланцеватая брекчия» или другие распространенные на большой площади или локальные мощные брекчий (олистостромы) в районе Айрон-Ривер [162]; присутствуют в этих отложениях и другие признаки тектонической нестабильности, например, граувакковые дайки.

Это деление на оолитовую, или мелководную (картовную), фашию и на полосчатую фашию, или глубоководную (открытого моря), не исключает присутствия обеих фаший в одном районе, обусловленного су-

щественными изменениями глубины воды. Это вестияками, когда мы имеем карбонаты как мелководной фации, так и глубоководной фации открытого моря.

### Происхождение железосодержащих осадков

Происхождение железосодержащих осадков является одним из наиболее спорных вопросов петрологии осадочных пород (рис. 11-26). До сих пор не существует приемлемой модели отложения железняков и железистых кварцитов, хотя все основные классы железосодержащих минералов отлагаются и в настоящее время, и изучение процессов, ведущих к их формированию, может дать ключ к разгадке происхождения крупных скоплений в древности. Сернистое железо в современных условиях обнаружено в некоторых черных илах, отложившихся в сильно восстановительной среде. Силерит является компонентом некоторых болотных железных руд в озерах и болотах. Гидроксид, оксидно, образуется в настоящее время в Монтерей-Бей, Калифорния [103, 104]. Окислы железа накапливаются в современных озерах и болотах, в латеритовых почвах тропиков (честами пизолитовые) и в виде оолитов на дне Северного моря [235]. Ни одно из этих скоплений по масштабу не сопоставимо с отложениями древних геологических разрезов, как несопоставимо по объему современные отложения кремня или эвапоритов со скоплениями этих же материалов в геологическом прошлом. Однако современные отложения свидетельствуют о том, что возможны перенос железа и отложение его в виде сульфидов, силикатов или оксидов, как это происходило в прошлом.

Хотя можно считать общепринятым мнение о том, что обогащенные железом осадки являются химически осажденными породами (если не учитывать влияния биологического фактора, вероятно, в случае с сульфидами и оксидами), существуют большие разногласия относительно химической обстановки их осаждения, их палеогеографического значения и источника поступления железа. Две господствующие точки зрения по вопросу об источнике железа можно кратко выразить так: снизу и сверху [226]. Согласно первой концепции, железо (и кремнезем кремневых отложений) образовалось из вулканического источника либо в результате эвстазий — пара и вулканических вод, либо при выпадении вулканического материала при подводных извержениях. Эта точка зрения, ранее сформулированная Ван-Хайзом и Лейтом [313] и поддержанная Олдричем [2] и другими [64], получила новое подтверждение в работах Тантаона [289], Гилда [127, 128], Гудвина [113, 114, 115], Офтеледа [226], Хардера [132], Трендалла [302] и Ла Бержа [180, 181]. Другая концепция, вероятно более актуальная, допускает, что извлечение, перенос и концентрация железа из смежных материковых областей могли обеспечить поверхностные процессы. Эту точку зрения, ранее высказанную Рюпертом [124], Муром и Мейнардом [216], в последние годы защищают Сакамото [250], Джеймс [158, 159, 161], Уайт [321], Александров [3], Хаф [150], Хьюбер [153], Лепи и Голдман [186] и Говест [116]. Недавно Борхерт [24] предложил теорию «изнутри», предусматривающую интробассейновое перераспределение железа в результате диагенетического процесса сегрегации — точка зрения, близкая к высказанной Кабе [45, 46], считавшим железняки продуктом диагенетических изменений первичных известковых отложений.

Обращение к вулканическому как к источнику железа (и кремнезема), диктуется предполагаемым несоответствием масштабов обычных про-

сов объемам поставляемого и переносимого железа. Свидетельством в пользу вулканических источников служит предполагаемая тесная связь во времени и в пространстве осаждения железа и вулканизма. Существуют неоспоримые примеры переслаивания железистых кварцитов и вулканических пород и даже в отдельных случаях реликтовой осколчатой структуры в некоторых стилиномелановых пластах, что дает основание предполагать образование этого минерала в результате выпадения богатого железом вулканического пепла [180]. Большая часть более поздних железистых кварцитов и многие (если не большинство)

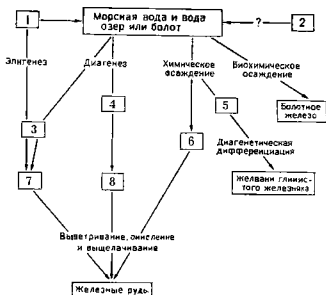


Рис 11-26. Происхождение железосодержащих осадков.

1 — надольное железо, 2 — вулканическое железо 3 — замещение известняков, 4 — реакция с глинистыми илами, 5 — железистые илы, 6 — пластовые железистые сульфиды, карбонаты, окислы, силикаты; 7 — железнники замещения; 8 — железнники силикаты, включая глаукофант

докембрийские осадки не встречаются вместе с вулканическими породами того же возраста. Если можно доказать, что поверхностные процессы в состоянии обеспечить поступление железа (и кремнезема), тогда не будет необходимости связывать его с вулканизмом.

Как отмечали Грюнер [124], Джилл [108] и Джеймс [159], содержание железа в кремнеземе в водных потоках в тропических и субтропических регионах достаточно высокое, чтобы обеспечить отложение железистых кварцитов. Как отмечал Грюнер [124], Амазонка при содержании железа в воде 3 мг/л способна перенести 1 940 000 млн. т железа за 176 000 лет, количество, примерно равное содержанию в формации Бивабик в Миннесоте.

Перенос железа также представляет собой проблему. Необходимы какие-то способы выделения железа из почвы, переноса его на место отложения и отделения его от других материалов, которыми оно было соединено, — кластических обломков и известковых отложений. Соединения окисного железа обычно нерастворимы; окислы и гидроксиды же-

леза имеют тенденцию накапливаться в почве и при их образуют латеритовые отложения, — нерастворимый осадок ветривания. Несмотря на легкую растворимость солей закисного таких как  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ , они неустойчивы в присутствии кислорода, склонны к гидролизу и осадению. Учитывая эти соображения, некоторые авторы для объяснения широкого переноса и осаджения сидеритового железа в докембрии предполагают существование восстановительной атмосферы (например, [308]). Такая крайняя точка зрения представляется ненужной, так как железо переносилось и отлагалось с образованием железняков в морских водах и в последующие геологические эпохи, когда, как показывает изучение окаменелостей, существовала богатая фауна и флора, для которой требовалась аэробная среда.

Мур и Мейнард (216) показали, что железо переносится не в виде бикарбоната двухвалентного железа поверхностными водами, а преимущественно в виде гидрозоля трехвалентного (окисного) железа, стабилизированного органическими коллоидами, а также в меньшей степени в форме солей органических кислот или в адсорбированном органическими коллоидами виде. Почти 36 мг/л окисного железа может удерживаться в коллоидном растворе при наличии 16 мг/л органического вещества. Весьма вероятно, что основная масса железа в настоящее время переносится в форме коллоидной окиси железа и большая часть ее неразрывно связана с фракцией глинистых минералов. Железо, перенесенное таким образом, может быть высвобождено в восстановительных условиях и может участвовать в образовании таких минералов, как глауконит и шамозит [42]. Такая концепция переноса и высвобождения является, следовательно, аспектом процесса диагенетического перераспределения (изнутри) [24, 282] — процесса, который Джеймс [161] считал количественно недостаточным для образования железистых кварцитов.

Джеймс [161] отмечает, что в современных условиях железо, выщелачиваемое из пород смежной суши, переносится бикарбонатными грунтовыми водами с низкими Eh и pH в озера или болота, где оно осаждается с образованием сидеритовых или окисных отложений. Он считает, что с помощью этого механизма, действующего в более крупном масштабе, железо переносилось в до какой-то степени ограниченные бассейны прошлого и осаждалось в соответствии с преобладавшими условиями Eh и pH. Предполагается, что грунтовыми водами переносился кремнезем, за счет которого образовалась кремневая формация в бассейне оз. Магади в Центральной Африке [86]; этот механизм предполагается даже для бассейнов накопления железосодержащих осадков докембрия [87]. Этот механизм мог действовать во время осаджений фанерозойских железняков, но Джеймс считал, что для процессов таких масштабов и огромного объема кремня в докембрийских отложениях требуется другой способ образования.

Неясно, существует ли вообще проблема переноса железа, поскольку, как отмечал Джеймс [159], для скопления железистых кварцитов необходима только выдержанность химических условий, регулирующих их осаждение; ни повышенная концентрация, ни избыточное количество железа в водах в данное время не нужны. Аномальное скопление известкового карбоната на Багамских банках является продуктом локализованного химического (и биохимического) осаждения из морской воды, в которой содержание кальция очень мало отличается от содержания его на участках, где не происходило отложения этого элемента. Для широко распространенных отложений кремнистого плава

условия при вы-  
железа.  
орода и  
некто-  
сидери-  
станови-  
зрения  
тагалось  
геологи-  
шества  
среда  
в виде  
а пред-  
железа  
еньшей  
ном ор-  
может  
аничес-  
настоя-  
ольшая  
Желе-  
восста-  
миве-  
носа и  
генети-  
оторый  
ования  
о, вы-  
твыми  
де оно  
и. Он  
круп-  
ничен-  
ровав-  
одами  
фор-  
мела-  
ержа-  
время  
о для  
збрив

двие моря не требуется ни необычный источник, ни аномальная концен-  
трация кремнезема. Железо присутствует в океанических водах и мо-  
жет вступать в реакции с образованием глаукогита. Так происходило  
в меловое время, когда образовались пласты зеленого песка мощнос-  
тью 12 м в Нью-Джерси. Нет оснований считать, что силикаты железа  
(гриянит или шамозит) не накапливались в прошлом, поскольку гла-

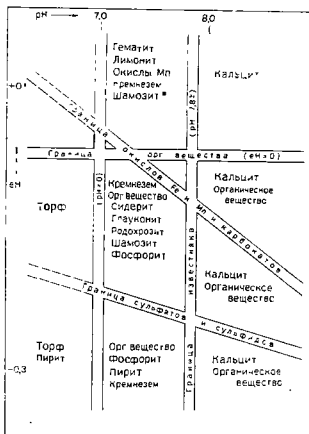


Рис. 11-27. Химическая классификация некластических осадков (эвапориты не вклю-  
чены), основанная на Eh и pH. По [176].

\* Шамозит здесь представляет осадочные железистые силикаты

уконит накапливается в настоящее время в пласты мощностью от 12  
до 120 м, если геологически стабильная обстановка сохранялась доста-  
точно долго.

Форма, в которой осаждается железо, даже в виде карбоната  
закисного железа, является функцией местных условий аккумуляции,  
а не способа переноса железа. Местные восстановительные условия,  
несмотря на кислородную атмосферу, в настоящее время широко рас-  
пространены и даже известно образование сульфида закисного железа



в этих условиях. Состав осаждаемого восстановительного потенциала (Еh). Экспер-  
тень и Гаррелсом [43, 162, 176], и геологические  
зывают, что стабильность некоторых железосодержа-  
больше зависит от окислительно-восстановительного и  
от водородного показателя (рН) среды, с которой они ко  
(рис. 11-27). При наиболее низком потенциале образуется только  
фил железа, при несколько более высоком потенциале стабильным  
ляется закисный карбонат. В условиях полного окисления обра-  
гидроокисды окисного железа. Для образования магнетита тр

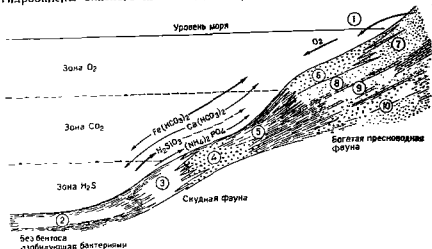


Рис. 11-28. Схематический разрез, показывающий соотношение между фациями дельты и флюидо-химическими условиями.

Зона  $O_2$  — рН 7,2–8,3; Eh от +0,05 до +0,4, наиболее важные агенты:  $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $NO_3^-$ .  
Зона  $CO_2$  — рН 6–7,5, Eh от +0,05 до +0,2; наиболее важные агенты:  $HCO_3^-$ ,  $CH_4$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $PO_4^{3-}$ ,  $NO_3^-$ .  
Зона  $H_2S$  — рН 7,4–9, Eh от –0,1 до –0,5, наиболее важные агенты:  $H_2S$ ,  $C_2H_4O_2$ ,  $C_2H_6$ ,  $N_2$ .  
1 — обломки с континента; 2 — лавитовый сапропелевый жергель; 3 — крекель; 4 — таномит; 5 — глинистый железняк; 6 — алувиальный оолит; 7 — известковый крупнозернистый песок; 8 — глинный докембрический песок; 9 — алувиальный крупнозернистый песок; 10 — лавитовый и круглые обломки.

по-видимому, более низкий потенциал, чем для других окислов. С-  
бильность различных железистых силикатов менее ясна. По-видим  
они образуются в широком интервале значений Eh, поскольку в них  
мечается различное соотношение  $FeO/Fe_2O_3$ . Согласно Теодорову  
[50], хлориты железа образуются в нейтральной зоне, тогда как  
образование глауконита требуется слабоокислительная обстановка.

Встречающиеся в природе ассоциации (минеральные фации)  
тверждают экспериментальные данные и теоретические пост  
Сульфиды встречаются в чистом виде или в ассоциации с сидер-  
ликаты ассоциируют с сидеритом и магнетитом; окислы встречаются  
сами по себе, или с силикатами (как в случае магнетита). Они  
некоторым силикатам, таким как глауконит) присущи такие осб-  
сти, как оолиты и гранулы и ассоциация с зернами кварцевого  
которые указывают на турбулентность — условие, более ве  
аэробной, чем в анаэробной среде. Отсутствие этих признаков

ов. Ста-  
тимому.  
них от-  
зоровичу  
как для  
овка  
ни) под-  
тросня  
том; св-  
ется вли-  
слам (я  
общено-  
песка,  
ятное в  
для вс-

социаций в сульфидных либо карбонатных фациях явно указывает на то, что фации окислов и силикатов не являются простыми диагенетическими модификациями сульфидов и карбонатов; это также свидетельствует о том, что сульфиды и карбонаты были образованы в совершенно разных фациальных условиях. Ряд исследователей показали связь между несколькими фациями железняков и физико-химическими условиями [23, 282, 161]. Пока не создано полной схемы основных фаций, латерально переходящих одна в другую. Как показано на рис. 11-28, однако для многих площадей выявлены частные схемы, заключающиеся в изохронном переходе одной фации в другую: окисла в шамот в Клинтоне [155], гематита в магнетит, силикат и карбонат на участке Уобаш-Лейк [106].

Трудно оценить роль организмов в формировании железняков и кремней. Хотя известно, что бактерии участвуют в осаждении железа нет точных доказательств того, что они играли определяющую роль в формировании железосодержащих формаций. Хардер [131] связывал многие отложения гидроокислов железа с деятельностью бактерий. Хотя некоторые бодотные руды могут быть бактериальными по происхождению и некоторые сульфиды железа являются продуктом деятельности сульфатовосстанавливающих бактерий [10, 102], однако бактерии не осаждают железистые карбонаты или железистые силикаты. А, поскольку главными компонентами наиболее крупных железосодержащих отложений являются карбонаты и силикаты, роль бактерий в формировании богатых железом осадков может быть довольно незначительной.

Как отмечено в предыдущем разделе, радиолярии и другие организмы осаждают кремнезем. Неясно, какую роль они играют (если играют) в осадчении кремня, ассоциирующего с железистыми кварцитами. В этих породах не было обнаружено ископаемых радиоляриевых остатков, хотя они содержат предполагаемые примитивные водорослевые формы. По-видимому, кремневые строматолиты имеют органическое происхождение, но, какую роль играют водоросли в осадчении кремнезема, неясно.

Главной проблемой в осажении железа, по-видимому, является определение условий, которые позволяют осажаться соединениям железа, но препятствуют осажению известных и замедляют привнос кластических осадков в бассейн осадкоаккумуляции. Отсутствие или малый объем кластического материала объясняется, если рельеф местности очень сглаженный или если материал отложился где-либо еще, т. е. если бассейн был «угнетенным». Отсутствие окиси кальция, вероятно, связано с низким РН. Седиментация железа частично отмечена в прибрежных зонах, где вода была солоноватая или по меньшей мере более пресная, чем в открытом море [155].

Большие дискуссии велись по вопросу об установлении природы бассейна отложения. Многие железняки были образованы в близких к морским, если не полностью морских условиях, на что указывают содержащиеся в них окаменелости. По некоторым из них предполагается, что докембрийские полосчатые железистые кварциты отложились в совершенно пресноводном озере [150]: этот вывод объясняет механизм образования ритмического залегания различных железистых минералов и кремния. Переслаивание объяснялось сезонными перемещениями озерных вод, в которых кремнием осаждался в нижних более кислых слоях воды в летнее время, а железо осаждалось в значнее время, когда озерные воды перемешивались и становились насыщенными кислородом. Сакамото [260] также объяснял слоистость сезонными изме-

нениями химического состава вод, при этом Железо-  
хой период, а кремнезем отлагался в сезон до  
исследователей, однако, ратуют за морские условия,  
ченные или изолированные от открытого моря барьером [ ... ]  
хождение ритмичности кремневых слоев удовлетворительного  
ния пока не получило. Подобная ритмичность обнаружена та  
кремнях верхнемеловой толщи в Англии, в пластовых кремнях  
считается результатом диagenетической сегрегации [64].

### Диagenез железосодержащих осадков

Наиболее трудно выявить и объяснить постседиментационные из-  
менения, происходящие с железосодержащими осадками. Диagenети-  
ческая перестройка, метаморфизм и выветривание — все это вызывает  
заметьные изменения минерального состава и структуры.

Признаки замещения — сидерит, замещающий окаменелости, гема-  
титовая руда, содержащая окаменелости, и т. п. — свидетельствуют о  
том, что железо, мигрируя, легко замещает карбонат кальция. Важное  
значение таких замещений было ранее отмечено Кайе [46, 46, 47] и  
позже подчеркнуто Деверниом [69]. Процесс сидеритизации был широ-  
ко распространен в железняках Нортгемптон [293]. Исследования  
Кайе, в частности, привели его к заключению, что железняки, по суще-  
ству, являются продуктом метасоматического замещения, и к отказу  
от теории прямого осаждения. Шамозитовые оолиты были объяснены  
как замещение криноидных и других обломков раковин. Девернио допу-  
скал образование оолитов в одном месте и отложение их в другом. Сог-  
ласно Кайе, первоначальный или первичный кальцит превратился в си-  
дерит, который, в свою очередь, был замещен хлоритом (шамозитом).  
Последующее окисление приводит к образованию лимонита или даже  
магнетита и гематита. Эта последовательность замещений непостоян-  
на. Девернио, например, отмечал, что сидерит часто замещает шамозит  
и что в некоторых породах гематит непосредственно замещает кальцит.  
Джеймс [159] заметил, что диagenетические реакции обычно протекают  
в сторону более низкого Eh, например, сидерит замещает глауконит.  
Поровые воды, в которых происходят такие реакции, характеризуются  
большим восстановительным потенциалом, чем воды над границей раз-  
дела осадок — вода. Изменения в процессе выветривания происходят в  
обратном направлении, что требует более высокого Eh.

Халлимонд [130] и большинство других исследователей, изучав-  
ших железняки, считают, что от теории метасоматического происхож-  
дения различных фаций железняка необходимо отказаться. Халлимонд  
отметил присутствие неизмененных кальцитовых раковин в сидерито-  
вом матриксе. В других случаях наличие сидеритизированных раковин  
и известняков также обнаруженных в основной массе кристаллическо-  
го карбоната объяснялось тем, что сидеритизация происходила из мор-  
ского или приотрифической выдержанности, железосодержащих пла-  
стов, разнообразие фаций железистых кварцитов, сохранение тонких  
осадочных текстур и структур, присутствие пород каждой фации в ви-  
де обломков до внутриформационных брекчий и кластических дак-  
ков — все это делает гипотезу происхождения железистых кварцитов  
в результате последовательного замещения маловероятной [168].

Продолжения замещения (сидеритизированные окаменелости  
т. п.), рассмотренные выше, следует поэтому рассматривать как до-  
загипотеза более позднего преобразования в большинстве с

раннедиагенетического и в отдельных случаях метаморфического. Считается, что сидерит особенно подвержен растворению и перетолжению, поскольку сидеритовые сферолиты и сидеритовые метакристаллы (см. рис. 11-21) обнаруживаются в различных силикатных формациях и в виде замещения окаменелостей в известковых железняках.

Процессы выветривания и метаморфизма могут вызвать глубокие изменения в железосодержащих формациях. Это особенно справедливо для формаций района оз. Верхнего, где первичные железистые минералы окислены и превращены в лимонит или гематит и где кремнезем (главным образом кремнез) был удален «массовым» выщелачиванием, что превратило породу в руду. В результате метаморфизма первичная порода превратилась в сложную грионерит-магнетитовую породу. В рамках данной книги невозможно рассмотреть ни образование массы окисной руды, ни продукты метаморфизации этих формаций. По этому вопросу следует обращаться к оригинальным работам [185, 160, 192, 99].

### Глаукоцит

Глаукоцитсодержащие осадки тесно связаны с силикатными железистыми кварцитами, хотя некоторые его накопления содержат достаточно глаукоцита, чтобы считать их железистыми кварцитами, реже содержание железа в них поднимается до уровня железных руд. Глаукоцит наиболее широко распространен по сравнению с другими железосодержащими силикатами и, следовательно, чаще встречается. Поэтому он заслуживает особого рассмотрения.

Как было отмечено, глаукоцит представляет собой диоктаэдрический микрокристаллический минерал, богатый железом и калием. Несколько структурных типов его были описаны Берстом [36, 37]. Примерно  $\frac{1}{2}$  глаукоцитовой молекулы представлена кремнеземом,  $\frac{1}{4}$  — окислами железа,  $\frac{1}{10}$  — окисью алюминия и окисью магния,  $\frac{1}{8}$  — окисью калия и водой. Он образует гранулы, приблизительно эллипсоидальной формы в разрезе, диаметр которых в среднем составляет 0,5 мк. Они не имеют четкой выраженной внутренней структуры; однако они характеризуются многолопастными контурами и в некоторых случаях внутренними трещинами усыхания. Невооруженному глазу гранулы представляются блестящими, зелеными и зеленовато-черными, а в шлифе они от светлых зеленовато-желтых до травяно-зеленых (желто-бурые, если окислены). Как исключение, глаукоцит образует оболочку или корочку вокруг зерен коллофана, кварца, полевых шпатов, слюды или даже тяжелых минералов [121].

Глаукоцитовые гранулы встречаются во многих богатых кварцевых песчанниках (см. рис. 7-25); несмотря на то что они обнаружены в некоторых полевоспатовых песчанниках, они, по-видимому, нехарактерны для глаукака. Их находят также в некоторых разновидностях калкаренинтов и доломитов (см. рис. 10-61). Следовательно, гранулярный глаукоцит, вероятно, отлагался в обстановке переменяющихся течений. Считается, что тонкокристаллический и рассеянный глаукоцит встречается в некоторых глинистых сланцах. Современные представления о геологии и распространении глаукоцита были обобщены Хаттингом [129], Клауном [57] и др. [109, 257, 103, 104, 284]. Минералогия глаукоцита исследовалась Гринером [125], Берстом [36, 37], Хоусером [151] и Бентором и Кастнером [18]; геохимические данные были обобщены Джеймсом [161].

Зеленые пески и «глауконовые мергели» важными из содержащих глауконит осадков. Термин ки применяется для обозначения неуплотненных богатых песков. При рассмотрении под лупой видно, что лучшие ки состоят полностью из глауконита, менее 1% осадка пр зернами кварцевого песка. Но чаще кварц является доминирую компонентом, составляющим половину или более всего осадка. песков, состоящих преимущественно из глауконита, темно- или зеленый; смешанные пески имеют пеструю окраску («соль с перцем»); при окислении зерна приобретают красный или бурый цвет.

Зеленые пески преобладают в каменноугольных и эоценовых пластах Прибрежной равнины Востока США, особенно Нью-Джерси и Делавэра [11, 204]. Хотя мощность отдельных пластов редко превышает 7,6 м, по площади они распространены широко и потенциально являются крупным источником получения калия (а также железа и фосфора). Зеленые пески широко представлены в отложениях нижнего мела [240] и в кембрийских песчаниках [129] в Европе. Кембрийские породы долины верхнего течения р. Миссисипи также являются глауконитсодержащими, как и кембрийские породы штата Миссури [4], гор Арбакл в Оклахоме и Гранд-Каньоне. Докембрийские глаукониты, хотя и не являются широко распространенными, известны в отложениях серии Беат в Канаде [219] и в песчаниках Виндхван полуострова Индостан [12]. Глауконит, по-видимому, образуется в морских условиях и в настоящее время. Он был обнаружен драгированием в водах на глубине от 334 до 550 м [222] и в сравнительно мелких водах: на глубине 9—110 м [103, 104]. Глауконит драгирован с Атлантического шельфа и континентального склона от мыса Гаттерас до Флориды (США) с глубин от 30 до 800 м и более [82].

Много литературы написано на тему о происхождении глауконита. Геологические аспекты проблемы были рассмотрены Клаудом [57], который пришел к выводу, что глауконит образуется только в морских водах нормальной солености; необходимы слабовосстановительные условия (слабоокислительные, согласно Чиллигару [51]); его образование способствует органическое вещество; он характерен в основном для интервала глубин от 18 до 730 м; накапливается только на участках медленного осадконакопления; образуется преимущественно из siliciclastic минералов или лонных илов, обогащенных железом. Установлено, что глауконит образуется в результате преобразования глинистого выщелоченного фораминиферных раковин [57]. Как отмечали Хаддинг [129] и др., место образования может не совпадать с местом аккумуляции. Какая-то часть глауконита перерабатывается и переносится.

Галлихер [103, 104] сделал вывод, что глауконит образовался по биотиту в процессе подводного выветривания. Он наблюдал серию переходных зерен, на которых можно было проследить процесс трансформации. Он заметил, что обогащенные биотитом пески прибрежных участков переходят дальше от берега в морские смешанные глауконит-слюшчатые алевроитовые пески, а те, в свою очередь, с глубины 180 м переходят постепенно в глауконитовые илы. Грюнер [125] показал, что расположение покров и структура элементарных ячеек глауконита и биотита очень сходны, если не идентичны, так что переход биотита в глауконит не сопровождается большими изменениями.

Несмотря на то что наблюдения Галлихера были подтверждены наблюдениями в других местах [81], многие глаукониты, по-видимому,

не образуются из слюды [4]. Такахаси [284] говорит, что «...глауко-  
нитизация является одним из процессов подводного метаморфизма, ве-  
дущих к образованию минерального глауконита. Это явление известно  
только в морских осадках, которые образовывались в аэзобных или  
восстановительных условиях. Обычно процесс протекает в присутствии  
сульфида железа, хотя последующие преобразования могут привести к  
концентрации глауконита в песчаных отложениях и при отсутствии  
сульфида железа». В заключение Такахаси говорит, что «...глауко-  
нит, по-видимому, образовался в морских условиях в процессе гидратации  
кремнезема и последующей абсорбции оснований и потери окиси алю-  
миния. Глауко-нит может формироваться из многих исходных материа-  
лов, таких как фекальные pellets, глинистые вещества, заполняющие  
полости фораминифер, радиолярий и раковин других морских органи-  
змов, а также из силикатных минеральных веществ, например вулкани-  
ческого стекла, полевых шпатов, слюды или пироксена. Присутствие ор-  
ганического вещества, по-видимому, способствует образованию глауко-  
нита. В соленой воде «...материнские породы в процессе глауко-нитиза-  
ции теряют окись алюминия, кремнезем и щелочи, за исключением ка-  
лия, и приобретают окисное железо и поташ. Таким образом, присут-  
ствие морской воды является, по-видимому, существенным обстоятель-  
ством...»

Интересен тот факт, что шамозит и глауко-нит обычно взаимоисключают друг друга. Хантер [155] заметил, что шамозитсодержащие же-  
лезняки в Клитоне в направлении к центру бассейна переходят в  
глауко-нитовые осадки. Редкое совместное залегание этих двух ми-  
нералов было объяснено переотложением глауконита или в других слу-  
чаях формированием этих двух минералов в разное время и в раз-  
личных окислительно-восстановительных обстановках [51]: глауко-  
нит — в слабоокислительных условиях, а шамозит — в более восстано-  
вительной обстановке.

## Фосфориты и другие фосфатные осадки

### Введение

Почти все осадки содержат фосфор в небольших количествах; не-  
которые — очень много. Тогда они называются фосфатными, например  
фосфатный известняк или фосфатные глинистые сланцы. Средний гли-  
нистый сланец, например, содержит 0,17%  $P_2O_5$ , средний известняк —  
0,04% [55]. Большинство фосфатов присутствует в органических скелет-  
ных структурах, особенно в скелетах определенных фосфатных брахи-  
опод, ракообразных, в скелетах и зубах позвоночных [56]. Содержание  
фосфатов в осадках довольно изменчиво и в некоторых из них аномаль-  
но высокое; например, некоторые известняки могут содержать несколь-  
ко процентов  $P_2O_5$ .

Породы, содержащие более 19,5%  $P_2O_5$  (почти 50% «апатита»), оп-  
ределяются как фосфориты; если они содержат более 7,8%  $P_2O_5$   
(почти 20% «апатита»), то их называют фосфатными [62]. Однако  
большинство исследователей склонны характеризовать породы как фос-  
фатные, если содержание  $P_2O_5$  на один или два порядка выше, чем в  
обычном осадке. Фосфориты могут содержать достаточно мало ми-  
неральных примесей. Однако в некоторых из них фосфатные минералы  
цементируют обломочные минералы; фосфатные компоненты могут так-  
же смешиваться и с другими материалами.

Принимая во внимание то, что термин **фосфор** для тех осадков, в которых фосфатный минерал — **оса** для обозначения фосфорсодержащих пород применяются т ны, как фосфатная порода, пластовый фосфат и т. п. лаются различия также между теми породами, которые были перво чально фосфатносными, и теми, которые были фосфатизован гораздо позже. Некоторые известняки, например, были изменены под действием фосфатсодержащих растворов и превратились в фосфатные породы точно так же, как изменяются известняки под действием вод.

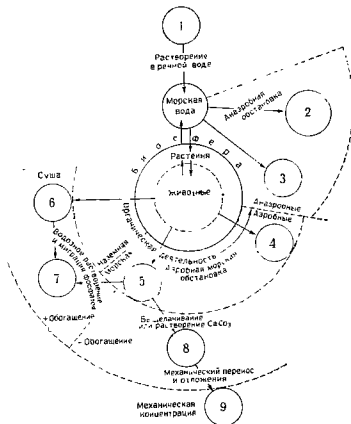


Рис. 11-29 Цикл фосфора

1 — фосфориты (значит изверженных пород); 2 — «первичное» фосфатное замещение известковых пород; 3 — фосфатные желваки, «галки»; 4 — костяные слои; 5 — фосфатный известняк; 6 — тузун; 7 — фосфатизированные известняки; 8 — осадочный фосфат; 9 — железный фосфат

содержащих кремнезем, и становятся окремненными. Такое же разграничение проводится обычно между осадками, содержащими фосфатные желваки, желваковыми фосфатами и пластовыми фосфатами — разграничение, аналогичное выделению желваковых и пластовых кремней. Термин **остаточный фосфат** применяется к поверхностным скоплениям нерастворимого фосфатного материала, оставшегося после растворения известняка, в котором он был когда-то

используется  
й компонент,  
акле терми  
и т. п. Де  
ля первона  
тизованы  
менены под  
фосфатные  
станем вод,

трассея. Эти отложения являются аналогом скоплений остаточного кремния и, подобно кремневым галечникам, являющимся остаточными образованиями, переработанными потоками, выделяются галечниковые фосфаты, образованные таким же способом. Особым типом фосфатных скоплений, не имеющим кремневых аналогов, является гуано, которое представляет собой преимущественно скопления экскрементов птиц, встречающихся на некоторых засушливых островах восточной части Тихого океана и Вест-Индии. Костяные брекчии, или костяной фосфат, являются другими типами органических остаточных образований, которые, как можно понять по названию, представляют собой скопления костей позвоночных (обычно рыб), по объему достаточные, чтобы составить пласт, а следовательно, и залежь фосфатов.

В итоге рассмотренная терминология дает возможность предложить обычную генетическую классификацию:

Органические остатки — костяные брекчии.

Органические экскременты — гуано.

Метасоматический фосфат — фосфатизированный известняк.

Остаточный фосфат.

Переотложенный фосфат — галечниковые фосфаты.

Фосфатные стяжения — желваковые фосфаты.

Пластовый фосфат — фосфорит, фосфатная порода и т. п.

Большинство этих отложений, за исключением последнего класса, образуют мелкие, локальные скопления (рис. 11-29).

### Минералогия и химический состав

Многочисленные исследования показали, что состав фосфоритов сложен [182, 264, 244, 245, 143, 38, 197]. Мак-Коннел [197] перечислил 38 фосфатных минералов, известных в фосфатсодержащих породах; многие из них встречаются редко. Минеральные компоненты фосфоритов трудно исследовать из-за их скрытокристаллического характера (субмикроскопических размеров кристаллов) и из-за примеси в них тонких включений. Изучение кристаллического строения показывает, что распространенным является изоморфное замещение; это объясняет, почему минеральный состав фосфоритов охарактеризован и истолкован недостаточно. Термин коллофан [24], применяемый к этому комплексу минералов, вероятно, обозначает не настоящую разновидность минерала, а служит только подходящим названием для группы родственных минералов.

Наиболее распространенными компонентами являются фосфаты кальция, особенно несколько разновидностей апатита:

фторапатит,  $\text{Ca}_{10}\text{F}_2(\text{PO}_4)_6$ ;

хлорапатит,  $\text{Ca}_{10}\text{Cl}_2(\text{PO}_4)_6$ ;

гидроксипапатит,  $\text{Ca}_{10}(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_6$ ;

оксипапатит (велькерит),  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6$ ;

карбонатапатит,  $\text{Ca}_{10}\text{CO}_3(\text{PO}_4)_6$ .

Общая формула может быть выражена следующим образом:  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_2$ . Строение апатита благоприятствует широкому развитию замещений второстепенных компонентов [196]. Например,  $\text{VO}_4$ ,  $\text{As}_2\text{O}_4$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{SO}_4$  и  $\text{CO}_3$  могут замещать эквивалентное количество  $\text{PO}_4$ ; место F может быть частично или полностью занято F, Cl или OH; а незначительные количества Mg, Mn, Sr, Pb, Na, U, Ce и Y и других редких земель могут замещать Ca. Эти замещения объяс-

известных  
застынок: 6-  
фет

е разгра-  
осфатные  
и н фос-  
ых и пла-  
ся к по-  
нала. Ос-  
когда-то



няют, почему в фосфатах содержится повышенное количество элементов, как ванадий и уран, и объясняют, почему их вают глубокий интерес и в атомный век.

Апатит — первичный минерал, но несколько других минералов то встречаются в отложениях, сформировавшихся в процессе вания фосфатной породы и гуано [199].

Карбонатфторапатит большинства морских фосфоритов состоит из микрокристаллических частиц, размер которых составляет 1 или 2 мкм, характеризуется слабым двупреломлением и в отличие от тонкозерни-

Таблица 11-5

Химический состав фосфатных осадков и желваков

Компоненты	А	Б	В	Г
SiO <sub>2</sub>	0,46	11,70	36,65	1,21
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,16	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	4,11	1,02	1,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	3,75	1,77	8,36
FeO	—	—	—	—
MnO	—	—	0,04	—
MgO	0,35	0,84	0,50	0,10
CaO	48,91	40,96	29,43	40,38
Na <sub>2</sub> O	0,97	—	1,01	Сп.
K <sub>2</sub> O	0,34	—	0,47	Сл.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,34	3,65**	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,02	—	3,14**	3,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	33,61	23,54	17,14	21,44
CO <sub>2</sub>	2,42	10,64	5,19	9,20
SO <sub>3</sub>	2,16	1,39	1,48	Нет
Cl	Сл.	—	—	Сл.
Fe	0,40	—	2,08	1,52
S	0,40	—	0,05**	—
Органическое вещество	Н.д.	—	0,58**	0,37
Сумма	95,97*	100,18	99,25	100,14**

\* Включает 2,62% «нерастворимого» остатка

\*\* Пройден анализ

† Включает «органическое» вещество.

‡ FeO<sub>2</sub>

§ Углерод.

|| Включает 13,24% «нерастворимого в HCl материала».

А Фосфатный пласт, формации Фосфория (пермь), Кокавилл, Вайоминг, США. Аналитик Дж. Стайгер [84]

Б Фосфатный желвак со дна моря, глубина 3475 м. Аналитик К. Клемент [222] Пересчитано по данным отдельных анализов растворимой и нерастворимой частей

В. Верхний фосфоритовый пласт (сеноман), Брайск, СССР [39].

Г. Оолитовые фосфаты, формации Модело (миоцен), Калифорния, США Аналитик Дж. Фэрчелд [148].

того кремня «точечным» погасанием. Цвет минерала изменяется от янтарного до черного. Обычно он состоит из пеллет и оолитовых образований, которые в некоторых случаях окружены полосчатыми зонами кристаллических волокон. Многие фосфатные скелетные зерна состоят из светло-желтого или бурого изотропного материала. В других проявляется слабое неправильное двупреломление, обусловленное, вероятно, ориентировкой мелких кристаллов.

Химический анализ фосфоритов показывает, что они состоят главным образом из водного трикальцийфосфата с изменяющимся количеством карбоната кальция и фторида. Из-за примесей нефосфатных ма-

терцалов, таких как калышит, доломит или халцедон, присутствующих в виде цемента, а также обломочных примесей, в частности кварца и глины, результаты анализа значительно колеблются (табл. 11-5).

В фосфорите обычно содержатся углеводороды, обуславливающие неприятный запах, исчезающий при ударе по фосфориту молотком.

### Петрология

Большинство пластовых первичных фосфатов имеет черный цвет. Даже так называемые «бурые» фосфаты Теннесси включают черные участки. Вторичные скопления, образованные атмосферными водами, наоборот, белого, желтого или, реже, коричневого цвета. Часть пластовых фосфатов представлена поровым пементом, а в некоторых слоях они сконцентрированы в фосфатных брахинодах и рыбьей чешуе. Основная масса фосфатного материала собрана в пеллеты и желваки. Сгустки имеют в разрезе эллипсоидную форму, причем их продоль-



Рис. 11-30 Фосфорит, формация Фосфорит (терм.) устье Мак-Кензи, хребет Сент-Ривер, Вайоминг,  $\times 3$  [206]

Желваки представляют фосфатные породы

Рис. 11-31 Опилитовый фосфорит Формация Фосфорит (терм.), Монте-Белло, штат Техас,  $\times 22$

Фосфатные породы с кремнеземом и титаном

ные оси параллельны напластованию. Их диаметр изменяется от 0,05 мм до более чем 3 см, обычно они хорошо огорожены. Большинство из них представлено бесструктурными гранулами, или «желваками», но многие имеют концентрическую слоистость (рис. 11-30 и 11-31). Некоторые из более крупных желваков являются составными и, по-видимому, представляют собой несколько сцементированных более мелких пеллет.

Фосфатные породы обычно хорошо сцементированы карбонат-фторапатитом, глинистым веществом, кремнем, калышитом или доломитом. В формации Фрефорн (перм.) в Монтане фосфориты залегают в виде слоев, мощность которых изменяется от 1—2 м до нескольких

метров [200]. Большинство из них метров, они переслаиваются с содержащими литами или карбонатными породами.

Фосфатные желваки, или «галыи», обнаружены в фосфатных отложениях; они представлены в рассеянном, торых известняках [229] и особенно в меловой толще [92], а также в других осадках [1]. Они залегают также на дне ременных морей [222, 70]. Фосфатные стяжения варьируют от ших гранул до галькоподобных образований диаметром несколько тиметров. Они обычно черного цвета, неправильной формы и им твердую блестящую поверхность. Крупные желваки содержат инородных примесей, включая песчаные зерна, чешуйки слюды, облом ки раковин и спикулы губок. Черный цвет становится более интенсивным у внешнего края желвака.

В метасоматических фосфатах, образованных при замещении известняков фосфатсодержащими растворами, проявляются реликтовые структуры замещенных пород, аналогичные наблюдаемым в окремьях известняках.

### Ассоциации и геологические условия залегания

Морские фосфориты обычно встречаются вместе с глауконитом или зеленым песком. Это относится и к желвакам, образующимся в настоящее время [222, 70], и к желваковым слоям верхнего мела Англии [92], и к залежам фосфатов в СССР [38]. Это также справедливо для фосфатов Теннесси [141] и кембрийских желваковых слоев на юге провинции Нью-Брансуик [209]. На эту ассоциацию указывали Кайе [44] и Голдман [110].

Считается, что фосфатоносные пласты приурочены к крупным и второстепенным несогласиям; фосфаты и глауконит рассматривались даже как показатель поверхностей несогласия [118, 110]. Петтиджон [229] интерпретировал зоны, богатые фосфатными гранулами, или «галыками», как остаточные образования на «коррозионной поверхности» или поверхности диастезы, обусловленные подводным растворением; возможно, что несогласия, отмеченные наличием фосфатного и глауконитового материала, являются подводными несогласиями — поверхностями, скорее отражающими обстановку осадконакопления, а не эрозию или выход на поверхность. Исключительно медленный характер осадконакопления зафиксирован для фосфоритов Марокко, где от сеньмани (поздний мел) до лютетского времени (эоцен) накопилось без перерывов всего несколько метров отложений.

Костные остатки, зубы акул, чешуя рыбы, остатки лингул и других фосфатных брахиопод и трилобитов (все они имеют высокое содержание фосфора) широко представлены в некоторых фосфатных скоплениях. В некоторых местах костяными брекчиями сложены отложения значительной мощности, так называемые костные пласты.

Фосфорит содержится в породах почти всех возрастов и встречается, вероятно, более часто, чем считалось ранее. Одними из наиболее известных и обширных по площади являются пластовые фосфаты формации Фосфория (пермь) на территории штатов Юта, Айдахо, Вайоминг и Монтана и прилегающих участков штатов Колорадо и Невада [203, 206, 201, 202]. Формация Фосфория развита на территории по меньшей мере 225 650 км<sup>2</sup>. Она содержит больше 20 богатых фосфата-

ми пластов суммарной мощностью 22 м; наибольшая мощность пласта составляет 2,1 м. Фосфатные пласты частично состоят из оолитов, пеллет и песчаного материала, цементированных халцедоном, а также частично сложены углистыми, иризовыми, фосфатными аргиллитами. Отдельные пласты могут содержать 30% и более  $P_2O_5$ . Они ассоциируют с темными глинистыми сланцами и пластовыми кремнями. Хорошо известны также обширные скопления фосфоритов мелового и эоценового возраста в Западной и Восточной Африке. Эти и другие месторождения были кратко охарактеризованы в работах Мак-Килви [199] и Твенхофела и Блеквелдера [306] и были предметом обсуждения на сессии XIX Международного геологического конгресса в Тунисе (1953).

Фосфатные отложения редко встречаются в докембрийских породах, по-видимому, из-за полного отсутствия живых организмов с фосфатсодержащими скелетными материалами. Считается, что abiотические процессы не образуют крупных скоплений [107]. Однако фосфатные желваки известны в докембрийских торридонских отложениях в Шотландии [77].

### Происхождение

Для объяснения происхождения фосфатных отложений предлагались различные теории (см. рис. 11-29). Большинство из них несостоятельно и представляет только исторический интерес. Фосфатные пласты считались, например, скоплением кроколитов рыб и более крупных животных, т. е. представляли собой разновидность подводного гуано. Перерыв в осадконакоплении, обусловленный отсутствием материалов, сносимых с суши, вызвал к жизни гипотезу концентрации кроколитового материала [92]. Другие авторы предполагали, что неблагоприятные условия для формирования карбонатов кальция во время перерыва в осадконакоплении способствовали скоплению фосфатных твердых частей организмов [213]. Хейс и Улрич [142] считали, что черные эвзонские фосфаты в Теннесси были образованы в процессе механической переработки морем остаточных концентраций известных ордовикских фосфатов, развитых на той же территории. Флишер [92] интерпретировал кроколитовые пласты в Голте (Англия) как фосфатизированные губки.

Ни одна из приведенных теорий не объясняет всех наблюдаемых особенностей широко распространенных пластовых фосфоритов. Известные фосфаты, извлеченные из морской воды обитающими в ней организмами и сконцентрированные в твердых частях этих организмов. Аномально высокие концентрации таких костей, зубов, скелетов рыб и др. фосфатосодержащих твердых частей беспозвоночных образовали богатые фосфатом пласты. Однако относительная роль биогенного и abiогенного осаждения фосфора не совсем еще ясна. Тесная ассоциация фосфоритов и органического вещества и изобилие фосфатных скелетных остатков предполагают наличие причинно-следственной связи. Полное отсутствие фосфоритов в докембрии и их накопление в фанерозое с появлением первых скелетных организмов служит еще одним аргументом в пользу биогенного происхождения. С другой стороны, фосфориты и органическое вещество, как и сопутствующие им кремнии, могут быть продуктами только одинаковых окружающих условий. Фосфатные гранулы и пеллеты связываются с фекальным происхождением. Но, как отметил Мак-Килви с соавторами, широкие пределы их размерно-

сти, хорошая сортировка отдельных ее распределения средних размеров, сложения образований, а также оолитовое строение многих дают гипотезы органического происхождения. Высказано, что фосфат аммония, образовавшийся при разложении, ких организмов, может быть агентом осаждения фосфата [22].

Присутствие окаменелостей свидетельствует о морском прении фосфоритов. Черный цвет и обычное присутствие углеводов ных соединений указывают на анаэробные условия. Отсутствие ока нелостей организмов прикрепленных и донных типов и присут угнетенных форм, а также пирита и ассоциирующих с фосфатами ных сланцев еще раз подтверждают эту интерпретацию. Нехватка ка боната кальция как в скелетной форме, так и в виде осажденного кар боната и присутствие большого количества кремния свидетельствуют о несколько пониженном значении pH.

Казаков [165] подметил, что фосфориты образуются главным образом в пограничной зоне между мелководными платформенными осадками и глубоководными геосинклинальными скоплениями. Платформенные фосфориты обычно желваковые и ассоциируют с глаукоки том и песчаным материалом. Геосинклинальные фосфориты, пластов ые, плитчатые, обогащены  $P_2O_5$  и, как отмечали Мак-Килн и др., залегают вместе с темными глинистыми сланцами и кремнями. Эта концепция распределения фаций, по-видимому, подтверждается исследо ваниями стратиграфии пермской формации Фосфория и смежных формаций (рис. 11-32).

Несмотря на то что фосфор, как и железо, присутствует в морской воде лишь в незначительных количествах, в отдельных местах при бла гоприятных условиях он будет осаждаться в большом объеме. При оп ределенных значениях Eh и pH могут создаваться условия, относитель но неблагоприятные для отложения кальция. Сходство многих микро структур (гранулы и оолиты) и общность литологических ассоциаций (пластовые кремни и темные глинистые сланцы), совместное залегание железистых силикатов (глауконита) и некоторых фосфатных отложений, а также аномально высокие концентрации  $P_2O_5$  в некоторых железист ых силикатах и железистых карбонатах, особенно в глубоководных железистых кварцитах (см. табл. 11-3, Е и Ж) — все это свидетельству ют о том, что обстановка накопления фосфоритов и железняков имеет много общего. В каждой из них накапливались две противоположные фации: кратонная, или платформенная, фация (желваковые фосфаты с глаукоцитом и оолитовые железняковые фации) и геосинклинальная, или глубоководная, фация (пластовые фосфаты и пластовые железняки без оолитов). Глубоководная фация, по-видимому, требует в некоторой степ ени анаэробной обстановки, т. е. с несколько пониженным значением pH и с очень медленным или затрудненным процессом кластического осадконакопления. Платформенная фация является аэробной, с несколько повышенной турбулентностью и песчанистостью, хотя объем класти ческих скоплений невелик. Если эти условия сохраняются достаточно долго, то в результате циркуляции океанических вод будет обеспечено необходимое количество фосфора и железа. Таким же образом будет обеспечена поставка необходимого количества кремнезема для обра щения пластовых кремней, характерных как для докембрийских истых кварцитов, так и для некоторых фосфоритов. Необычные условия, например бассейн с затрудненной конвекцией, не связанный с аном. достаточно хороши, чтобы отсюда поступал приток нового

риала плюс в значительной степени ограниченный привнос кластическо-го матернала и длительная стабильность земной коры — все это объяс-няет относительный дефицит слоистых отложений железа и фосфора. Если эти условия выполняются не полностью, то происходит отложение железа в виде рассеянных глауколитовых зерен, а фосфат осаждается в скелетных структурах беспозвоночных или присутствует в виде изо-лированных желваков или пеллет.

Остается открытым вопрос об истинном процессе осадконакопления фосфатов. Как и в случае с доломитами, кремниями и железняками, мы можем спросить: был ли первичный компонент, который существует в настоящее время. Были ли фосфатные материалы осаждены прямо из

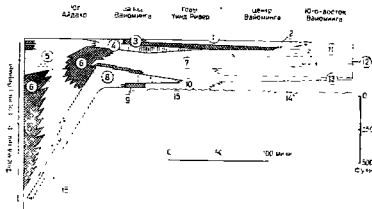


Рис. 11-32. Стратиграфическое соотношение формации Фосфорина, Парк-Сяти и Чагуотер в Айдао и Вайоминге По [202]

1 — формация Динфэн (глины); 2 — пачка Эрли (карбонаты); 3 — пачка Тонг (карбонаты); 4 — пачка Репорт (фосфатные сланцы); 5 — пачка кремнистых оргилитов; 6 — пачка Рекс (железные); 7 — формация Парк-Сяти (карбонаты); 8 — пачка Мил-Пик (фосфатные сланцы); 9 — нижняя кремне-вая пачка; 10 — пачка Грандер; 11 — формация Чагуотер (железные и глины); 12 — форетовый известняк (железные); 13 — известняк Сатинка (железные) с желтым известняком; 14 — формация Кэспер (песчаники и перлы); 15 — известняк Тонгско (песчаники); 16 — глины Грандер

морской воды или существовали отложения, которые первоначально были известковыми, а впоследствии замещены фосфатом? А если это так, было замещение конседиментационным, происходившим на морском дне, или оно было эпигенетическим и происходило после литификации и воз-дымания? В общем, в настоящее время склоняются в пользу первой точ-ки зрения, а именно, первичному осаждению фосфатов. Каких-либо пе-реходов от известняков к фосфатам не наблюдается. Не обнаружены также раковинные пласты, которые были фосфатизированными. Пелле-ты и оолиты несколько отличаются от пеллет и оолитов обычных изве-стняков; они несколько сплюснены, имеют трещины усыхания, во мно-гих случаях они бесструктурны и характеризуются асимметричным рас-положением слоев. Они не выглядят как замещенные карбонатные оол-иты. Существует вероятность того, что фосфор был извлечен из морской воды биологическим агентом (например, водорослями, согласно [49]) и был высвобожден для более позднего осаждения в виде оолитов и гра-нулов. Доказательства по этому вопросу в настоящее время недостаточно убедительны.

## Соляные отложения и другие эвапориты (исключая карбонаты)

### Определения и классификация

Соляные отложения образуются при осаждении солей из концентрированных растворов, или рассолов. Поскольку концентрация повышается процессом испарения, то соляные отложения называются эвапоритами. Наиболее распространенными отложениями такого рода являются сульфаты, гипс и ангидрит; менее распространены хлориды, главным образом каменная соль (галит), и сравнительно редко встречаются полигалиты и другие соли натрия. Определенные карбонаты, особенно травертины, каличе и, вероятно, некоторые оолитовые карбонаты и доломиты могут также быть осаждены в процессе испарения. Хотя они являются химическими солями, они описаны в главе, посвященной известнякам и доломитам, и поэтому не включены в данную главу.

Эвапориты, подобно другим отложениям, могут быть классифицированы по их составу. Их также можно сгруппировать в два класса: морские и неморские. Неморские отложения включают натриевые отложения таких минералов, как трона,  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , не обнаруживаемого в морских ассоциациях, а находящего в виде соли в некоторых внутренних озерах. Поскольку считается, что многие неморские отложения произошли из переносимых в воздухе морских солей, состав некоторых из них отличается от состава отложений морского происхождения; так, они содержат и гипс, и галит.

### Современные эвапориты

Несмотря на то что современные эвапоритовые отложения имеют малую мощность и занимают относительно небольшие площади, они освещают происхождение более широко распространенных и более мощных отложений геологического прошлого.

Поскольку эвапоритовые отложения образуются там, где потеря воды в результате процесса испарения превышает объем выпадающих осадков, они ограничены аридными областями. Многие из них образуются во внутренних бассейнах на подветренной стороне гор, расположенных на пути господствующих ветров. Это неморские эвапоритовые бассейны, в которых существуют постоянные озера рапы, например Большое Соляное озеро штата Юта [79] и Мертвое море [224], либо находятся пересыхающие озера, или плайя (playa), развитые, например в долине Солтин [134], в долине Смерти оз. Дип-Спринг [164] в оз. Сиртез [265, 88] — все они расположены в Калифорнии. Некоторые из отложений, такие как в озерах долины Солтин, немного мощнее корок выцвета (мощность до 1 м), богатых солями глинистых илов и песков. Другие, например отложения оз. Сиртез, являются натриевыми и отлагают трону. В этих бассейнах соли отлагаются большей частью в плайя из рассолов, поднявшихся на поверхность под действием капиллярных сил.

В условиях окраин морских бассейнов аналогичная континентальная плайя обстановка, которая привлекает все большее внимание в настоящее время, создается в себхах. Себха представляет собой прибрежную засоленную равнину; типичные примеры себх находят в гвоне Персидского залива [170]. Соленакпление на большой

этих равнин является результатом испарения рассолов, поднимавшихся на поверхность в результате капиллярных явлений и осаждаемых в поро-рах осадка или в виде корок выцвета.

Истинные морские эвапориты образуются при частичной или полной изоляции испаряющейся массы воды от открытого моря и в заметно засушливых условиях. К таким местам относятся краевые солончаки, морские соляные болота, лагуны и реликтовые моря [119]. Многократно приводимым примером современного краевого солончака является Рани-ов-Катч, на северо-западе Индии. Площадь почти 18130 км<sup>2</sup> ежегодно затанивается, и со временем вода испаряется, образуя соляную корку мощностью несколько футов. В настоящее время исследований Рани-ов-Катч почти не проводится, а более ранние интерпретации оспариваются [232]. В морские соляные болота морская вода поступает в результате просачивания через непрерывный проницаемый барьер. Примером этого является оз. Лариака на Кипре [17]. Отложения солончаков и соляных озер не достигают сколько-нибудь значительной мощности. В то же время отложения реликтовых морей и лагун могут представлять собой гораздо более мощные образования. Современным примером соляной лагуны может служить Кара-Богаз-Гол, расположенный на восточной окраине Каспийского моря. В него ежегодно приносилось приблизительно 130 · 10<sup>6</sup> т соли; здесь отлагались гипсовый галит и различные сульфаты магния и натрия [311]. Отложения оз. Биг-Биттер в Суэцком районе [119] являются примером современных морских лагуновых отложений, где на площади более 80 км<sup>2</sup> накопились соли мощностью до 20 м.

### Состав эвапоритов

В морских эвапоритовых отложениях описано более 80 видов минералов (не считая обломочного материала). Большинство из них представлено хлоридами, сульфатами, карбонатами и боратами [275]. Однако только 12 рассматриваются как основные компоненты (табл. 11-6). Многие из них имеют вторичное происхождение. В неморских эвапоритах главными компонентами могут быть другие разновидности, такие как тропеа ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) и глауберит ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ ).

Таблица 11-6

Главные минеральные компоненты морских эвапоритов. По [275]

Группа и минерал	Состав	Группа и минерал	Состав
Хлориды		Карбонаты	
Галит	$\text{NaCl}$	Кизерит	$\text{MgSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Сильвин	$\text{KCl}$	Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Кристаллит	$\text{KMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Карнит	$\text{KMg}(\text{SO}_4)\text{Cl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Сульфаты		Кальцит	$\text{CaCO}_3$
Ангидрит	$\text{CaSO}_4$	Магнезит	$\text{MgCO}_3$
Данбейлит	$\text{K}_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_3$	Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Поташит	$\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$		

Из-за высокой растворимости большинство этих минералов редко встречаются в обнажениях, за исключением наиболее засушливых регионов. Более того, относительно редко встречаются залежи этих минералов. Только сульфаты — гипс и ангидрит — обнаруживаются геологами. Они могут залегать в сравнительно чистом виде как химические отложе-



ния значительной мощности и протяженности. Ан как второстепенный аутигенный компонент песка ика; аутигенные кристаллы или кристаллические агрегаты в и нах и глинистых сланцах. Оба эти минерала присутствуют в виде ваковых образований или в виде изолированных кристаллов в рых доломитах, хотя во многих случаях они проявляются в этих лах только как кальцитовые псевдоморфозы.

Поскольку ангидрит в результате гидратации превращается в гипс, сульфат, обнаруженный в обнажениях или вблизи поверхности, чаще всего представлен гипсом ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Это — бесцветный минерал моноклинной сингонии со спайностью {010}, малой объемной плотностью (2,32), низким значением твердости (1,5—2,0), низкими показателями преломления (1,530; 1,523 и 1,520) и малым двупреломлением (0,010). Ангидрит ( $\text{CaSO}_4$ ) также представляет собой бесцветный минерал ромбической сингонии с пинакоидной спайностью {001; 010 и 100}, с несколько более высокими плотностью (2,93), показателями преломления (1,614; 1,575; 1,570) и двупреломления (0,044) [183]. Описан также полугидрат ( $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ ).

Таблица 11-7

Химический состав эвапоритовых сульфатов

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
$\text{SiO}_2$	2,20	0,40	0,10	—	Сл.	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,20	2,97	0,12	0,14	Сл.	0,03
$\text{Fe}_2\text{O}_3$		0,77	—			
$\text{MgO}$	2,11	1,53	0,33	0,24	—	0,02
$\text{CaO}$	36,76	30,76	32,44	38,46	40,61	42,64
$\text{Na}_2\text{O}$	—	—	—	0,07	—	—
$\text{K}_2\text{O}$	—	—	—	0,19	—	—
$\text{SO}_4$	36,11	43,70	45,45	39,53	56,82	51,52
$\text{CO}_2$	6,43	2,80	0,85	7,73	—	5,15
$\text{H}_2\text{O}$	16,27	17,53	20,80	12,69	1,87	—
Органика	—	—	—	—	0,46	0,05**
Сумма	100,00	110,54	100,09	99,54*	99,76	99,86**

\* Нерастворимый остаток, 0,45%

\*\* Растворим в хлороформе.

\*\*\* Включает 0,28% нерастворимого остатка.

А Гипс (скаур), Коледоник, Онтарио, Канада [41]. Вычисленное содержание гипса 77,6%.

Б Гипс (скаур), Нью-Йорк. Аналитик Г. Уилкомб [277]. Вычисленное содержание гипса 91,75%.

В Гипс (гипс), остаток Каскайда, Блэк-Хилс, Южная Дакота. Аналитик Дж. Стайгер [277].

Г Гипс (гипс?), Невада, Юта. Аналитик Э. Аллен [54]. Вычисленный состав: кальцит 17,5%, гипс 80,5%, ангидрит 18,3%.

Д Ангидритовая порода (пермь?), гипс, Колорадо. Аналитик Дж. Ферчайлд [53].

Е Ангидрит-карбонатная порода, скважина Сизар-Гринд № 1, округ Эдвардс, Нью-Мексико, Аналитик Э. Эрикссон [319]. Вычисленный состав: ангидрит 88,0%, кальцит 11,7%.

Другие, солесодержащие минералы настолько хорошо растворимы в воде, что они не обнажаются на поверхности в гумидных регионах, а также не обнаруживаются в обычных шлифах. Породы, предположительно содержащие галит, для получения шлифа должны обрабатываться специальными методами. Другие хлориды и сульфаты присутствуют в содержащих калий соленосных пластах. Однако эти минералы настолько редко встречаются, что нет необходимости рассматривать здесь их свойства. По этой группе минералов существует специальная литература [54, 274, 27], к которой мы и отсылаем.

рит также  
ка, гни  
в некото  
туют в ви  
ристаллов  
яются в эт

$C_2$	$C_1$	$\frac{C_2}{C_1}$
40,61	—	42,9
—	—	—
56,82	—	54,3
—	—	51,7
1,97	—	—
14,46	—	10,0

1.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 2.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 3.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 4.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 5.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 6.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 7.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 8.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 9.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$   
 10.  $\frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \frac{d^2}{dt^2} \right) = \frac{1}{2} \frac{d^3}{dt^3}$

В природе в абсолютно чистом виде не встречаются ни галит, ни гипс, ни ангидрид. Исследование нерастворимых в воде остатков соляных отложений проливает свет и на их второстепенные компоненты. Соли из соляных куполов Луизианы [294] содержат 5—10% нерастворимого в воде материала. Нерастворимый материал на 99% состоит из ангидрита в форме обломков но снайности и эвгедральных кристаллов. Карбонаты, особенно доломит или кальцит, обычно представлены эвгедральными кристаллами. Установленные более редкие компоненты включают: пирит, кристаллы кварца, лимонит, гематит, гауерит, серу, целестин, марказит, барит, каолинит, гипс, данбурит и борацит.

### Петрография эвпоритов

Гипс в некоторых отложениях представлен в виде рассеянных желваков, обычно в карбонатном матриксе (см. рис. 10-7). Желваки размером от 1 до 2 см могут быть рассеяны вдоль напластования или могут соединяться с образованием неправильных «волисто-слоистых» гипсовых слоев, или могут быть так плотно между желваками, что образуется массивный пласт, причем прослои между желваками образуют сетчатый или ячеистый рисунок [26].

Гипс встречается также в виде крупных кристаллов, образуя разновидность — селенит. В сицилийских отложениях они образуют эффектные кристаллы, в которых проявляется двойникование по типу «двухточечного хвоста» и длина которых достигает 1 м; эти кристаллы обычно ориентированы более или менее перпендикулярно к напластованию согласно правилу Маттура [227]. Харди и Югстер считают эти кристаллы первичными, хотя Огибей рассматривал их как застывшие первоначального сульфата, возможно ангидрита. В некоторых отложениях гипс может иметь псевдопорфировую или псевдооцитовую структуру. Псевдопорфировая структура характеризуется наличием крупных призматических кристаллов, вкрапленных в тонкокристаллическую основную массу из того же или другого материала; псевдооцитовая структура характеризуется крупными плоскими кристаллами, которые заключают в себе мелкие четкие эгидральные кристаллы. Более крупные селенитовые кристаллы, вероятно, имеют более позднее происхождение, чем матрикс, в котором они находятся. Они скорее имеют порфирообразный характер, а не являются фенокристаллами [145].

Гипс встречается в жилах, в гипсовых породах и в ассоциирующих отложениях. В жилах обычно проявляется перекрестно-волокнистая текстура, а в редких случаях — текстура «конус в конусе». В некоторых жилах в гипсовых сланцах встречаются также крошечные гипсовые эф-

гедральные кристаллы и розетки. Такие образования являются аутигенными и формируются в них после оса [208].

По-видимому, гипс чаще всего образуется в процессе гидрига. В некоторых случаях этот процесс влечет за собой увел объема на 30—50%. Результаты такого набухания могут быть доста-точно эффектными, так, например, создается энтеролитовая складчатость тонких ангидритовых слоев, заключенных в пластах каменной со-ли или в других породах. Местное смятие и интенсивное складкообразо-

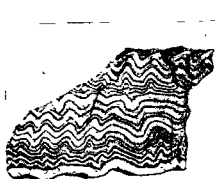


Рис. 11-33 Слоистый гипс с энтеролитовой складчатостью, формация Кастиль (пермь), Техас  
Полагают, что слои связаны с годичными циклами

Рис. 11-34. Гипс из формации Чагуотер, гора Лита-Шип, Вайоминг. Схрещенные нодулы,  $\times 22$

вание слоев гидратов может происходить, не оказывая большого влияния на вмещающую толщу (рис. 11-33). Киркленд и Андерсон [171], однако, интерпретировали складкообразование как тектоническое и не связывали его с изменением объема.

Ангидриты, как и гипсы, залегают в пластах, которые в некоторых местах имеют значительную мощность и протяженность. Пласт может быть и тонкослоистым. В формации Кастиль (пермь) в бассейне Делавэр в штате Техас и в прилегающих участках штата Нью-Мексико мощность этих слоев составляет в среднем 1,6 м, они отделяются один от другого тонкой коричневой обогащенной битумом пленкой. Одельные прослои коррелируются по кернам, взятым из буровых скважин, расположенных на расстоянии до 113 км друг от друга [7]. Интерпретируются как ежегодные или сезонные слои [310, 8, 9]. Подобным же образом объяснялась слоистость других эвапоритов [2]. Пласты ангидрита обычно тонкослоистые, хотя известны также подлистые и грубокристаллические образования. В некоторых местах кристаллы гипса рассеяны по ангидриту, тем самым придавая породе фировый вид (рис. 11-34).

Из-за своей способности к растворению и повторному оса эвапориты подвергаются крупномасштабным, зачастую сложным, ричным изменениям, так что трудно выяснить первоначальный

и С. С. Репетухина

[illegible]

1. 1980年12月  
 2. 1981年1月  
 3. 1981年2月  
 4. 1981年3月  
 5. 1981年4月  
 6. 1981年5月  
 7. 1981年6月  
 8. 1981年7月  
 9. 1981年8月  
 10. 1981年9月  
 11. 1981年10月  
 12. 1981年11月  
 13. 1981年12月  
 14. 1982年1月  
 15. 1982年2月  
 16. 1982年3月  
 17. 1982年4月  
 18. 1982年5月  
 19. 1982年6月  
 20. 1982年7月  
 21. 1982年8月  
 22. 1982年9月  
 23. 1982年10月  
 24. 1982年11月  
 25. 1982年12月  
 26. 1983年1月  
 27. 1983年2月  
 28. 1983年3月  
 29. 1983年4月  
 30. 1983年5月  
 31. 1983年6月  
 32. 1983年7月  
 33. 1983年8月  
 34. 1983年9月  
 35. 1983年10月  
 36. 1983年11月  
 37. 1983年12月  
 38. 1984年1月  
 39. 1984年2月  
 40. 1984年3月  
 41. 1984年4月  
 42. 1984年5月  
 43. 1984年6月  
 44. 1984年7月  
 45. 1984年8月  
 46. 1984年9月  
 47. 1984年10月  
 48. 1984年11月  
 49. 1984年12月  
 50. 1985年1月  
 51. 1985年2月  
 52. 1985年3月  
 53. 1985年4月  
 54. 1985年5月  
 55. 1985年6月  
 56. 1985年7月  
 57. 1985年8月  
 58. 1985年9月  
 59. 1985年10月  
 60. 1985年11月  
 61. 1985年12月  
 62. 1986年1月  
 63. 1986年2月  
 64. 1986年3月  
 65. 1986年4月  
 66. 1986年5月  
 67. 1986年6月  
 68. 1986年7月  
 69. 1986年8月  
 70. 1986年9月  
 71. 1986年10月  
 72. 1986年11月  
 73. 1986年12月  
 74. 1987年1月  
 75. 1987年2月  
 76. 1987年3月  
 77. 1987年4月  
 78. 1987年5月  
 79. 1987年6月  
 80. 1987年7月  
 81. 1987年8月  
 82. 1987年9月  
 83. 1987年10月  
 84. 1987年11月  
 85. 1987年12月  
 86. 1988年1月  
 87. 1988年2月  
 88. 1988年3月  
 89. 1988年4月  
 90. 1988年5月  
 91. 1988年6月  
 92. 1988年7月  
 93. 1988年8月  
 94. 1988年9月  
 95. 1988年10月  
 96. 1988年11月  
 97. 1988年12月  
 98. 1989年1月  
 99. 1989年2月  
 100. 1989年3月  
 101. 1989年4月  
 102. 1989年5月  
 103. 1989年6月  
 104. 1989年7月  
 105. 1989年8月  
 106. 1989年9月  
 107. 1989年10月  
 108. 1989年11月  
 109. 1989年12月  
 110. 1990年1月  
 111. 1990年2月  
 112. 1990年3月  
 113. 1990年4月  
 114. 1990年5月  
 115. 1990年6月  
 116. 1990年7月  
 117. 1990年8月  
 118. 1990年9月  
 119. 1990年10月  
 120. 1990年11月  
 121. 1990年12月  
 122. 1991年1月  
 123. 1991年2月  
 124. 1991年3月  
 125. 1991年4月  
 126. 1991年5月  
 127. 1991年6月  
 128. 1991年7月  
 129. 1991年8月  
 130. 1991年9月  
 131. 1991年10月  
 132. 1991年11月  
 133. 1991年12月  
 134. 1992年1月  
 135. 1992年2月  
 136. 1992年3月  
 137. 1992年4月  
 138. 1992年5月  
 139. 1992年6月  
 140. 1992年7月  
 141. 1992年8月  
 142. 1992年9月  
 143. 1992年10月  
 144. 1992年11月  
 145. 1992年12月  
 146. 1993年1月  
 147. 1993年2月  
 148. 1993年3月  
 149. 1993年4月  
 150. 1993年5月  
 151. 1993年6月  
 152. 1993年7月  
 153. 1993年8月  
 154. 1993年9月  
 155. 1993年10月  
 156. 1993年11月  
 157. 1993年12月  
 158. 1994年1月  
 159. 1994年2月  
 160. 1994年3月  
 161. 1994年4月  
 162. 1994年5月  
 163. 1994年6月  
 164. 1994年7月  
 165. 1994年8月  
 166. 1994年9月  
 167. 1994年10月  
 168. 1994年11月  
 169. 1994年12月  
 170. 1995年1月  
 171. 1995年2月  
 172. 1995年3月  
 173. 1995年4月  
 174. 1995年5月  
 175. 1995年6月  
 176. 1995年7月  
 177. 1995年8月  
 178. 1995年9月  
 179. 1995年10月  
 180. 1995年11月  
 181. 1995年12月  
 182. 1996年1月  
 183. 1996年2月  
 184. 1996年3月  
 185. 1996年4月  
 186. 1996年5月  
 187. 1996年6月  
 188. 1996年7月  
 189. 1996年8月  
 190. 1996年9月  
 191. 1996年10月  
 192. 1996年11月  
 193. 1996年12月  
 194. 1997年1月  
 195. 1997年2月  
 196. 1997年3月  
 197. 1997年4月  
 198. 1997年5月  
 199. 1997年6月  
 200. 1997年7月  
 201. 1997年8月  
 202. 1997年9月  
 203. 1997年10月  
 204. 1997年11月  
 205. 1997年12月  
 206. 1998年1月  
 207. 1998年2月  
 208. 1998年3月  
 209. 1998年4月  
 210. 1998年5月  
 211. 1998年6月  
 212. 1998年7月  
 213. 1998年8月  
 214. 1998年9月  
 215. 1998年10月  
 216. 1998年11月  
 217. 1998年12月  
 218. 1999年1月  
 219. 1999年2月  
 220. 1999年3月  
 221. 1999年4月  
 222. 1999年5月  
 223. 1999年6月  
 224. 1999年7月  
 225. 1999年8月  
 226. 1999年9月  
 227. 1999年10月  
 228. 1999年11月  
 229. 1999年12月  
 230. 2000年1月  
 231. 2000年2月  
 232. 2000年3月  
 233. 2000年4月  
 234. 2000年5月  
 235. 2000年6月  
 236. 2000年7月  
 237. 2000年8月  
 238. 2000年9月  
 239. 2000年10月  
 240. 2000年11月  
 241. 2000年12月  
 242. 2001年1月  
 243. 2001年2月  
 244. 20

Изучение жидкостных включений и пузырьков, лях Салина, штат Мичиган, указывает на температуру от 32 до 48,4° С [67]. Поскольку эти определения были у только для включений в кристаллах, образованных предположительно на поверхности рассола, они показательны только для темп достигнутую таким поверхностным слоем, который может быть расположен значительно выше, чем вся масса рассола.

Соль — это порода, которая может приобрести текучесть при относительно низких температурах и давлениях. Соли из глубоко погребенных горизонтов могут подниматься как в виде штока протекания, так и соляного «купола» (см. рис. 6-14). Боковые породы прорываются солью и могут быть разорваны и сдвинуты. Соляные купола распространены на побережье Мексиканского залива, в штатах Техас и Луизиана, а также известны в ГДР, ФРГ, СССР и Иране. Внедрение соли представляет собой круглое образование, диаметр которого составляет обычно от 0,8 до 3,2 км, и характеризуется почти вертикальной осью. Его верхушка, преимущественно плоская или куполообразная, перекрывается «кэпроком», мощность которого может превышать 30 м и который состоит из известняка, гипса и ангидрита [32, 111]. В толщах соли развита сложная система крупно- и мелкомасштабных складок течения. Линейность и подобные особенности, вызванные направленным вверх течением соли [14].

Хотя для объяснения возникновения соляных куполов было выдвинуто несколько теорий, в настоящее время их рассматривают преимущественно как интрузивные соляные тела. Следовательно, они являются тектоническими структурами, и детальное рассмотрение их здесь неуместно. Мы рекомендуем обширную литературу, посвященную этим интересным и промышленно важным структурам [217].

Эвапориты ассоциируют с такими осадками, как глинистые сланцы и доломиты. Ассоциация с красноцветными пластами встречается часто, но не является универсальной. Многие эвапориты переслаиваются с карбонатными породами или залегают на них. Доломит представляет чаще, чем известняк. В некоторых разрезах он заметно бурый, вероятно, из-за присутствия битуминозного вещества и тонкослойный. Породы могут иметь плохой запах, хотя макроскопические окаменелости встречаются очень редко. Ангидрит широко распространен в доломитах и местами составляет большую часть породы. Весьма вероятно, что эти доломиты являются химически осажденными [263]. Во многих местах ангидрит невозможно заметить, поскольку он был замещен и в настоящее время присутствует в виде псевдоморфоз кальцита по ангидритовым кристаллам или в виде кальцитизированных желваков в известняках. Этот процесс кальцитизации может происходить в большом масштабе.

Глинистые сланцы также присутствуют вместе с ангидритом и солью и могут переслаиваться с ними. Часто встречаются кососекущие

Отсутствие макроскопических окаменелостей в эвапоритах и сланцах с ними породах является почти всеобщим, хотя существуют и характерные исключения. Отсутствие их неудивительно, если учесть, что соленость вод, в которых кристаллизуются отложения, была отмечена связь битума с эвапоритами. Битум, присутствующий в осадках с ангидритами доломитах, иногда образует сланцы в с ангидрите и может быть обнаружен в виде включений в крист

соли. Своим происхождением он, возможно, обязан планктонным организмам, занесенным в залив или лагуну с высокой соленостью из открытого океана.

### Распространение эвапоритов

Эвапориты известны на всех континентах, за исключением, может быть, Антарктиды, и во всех геологических системах, включая даже докембрий. Их распределение во времени и в пространстве было кратко обобщено в работах Козари, Даниэля и Хамфри [172] для всего мира, а более детально для США Крамбейном [175] и совсем недавно для морских эвапоритов Стюартом [275]. Крамером [59] была составлена библиография из более чем 700 работ, посвященных эвапоритам.

Коротко отметим, что  $1/4$  суши покрыта эвапоритами, в 60% случаев эвапоритовый разрез содержит хлориды; фактически все они расположены во внутрикратонных бассейнах и только немногие — в геосинклиналях. Большинство из них залегает в Северном полушарии и многие ассоциируют с нефтегазоносными осадками. Большая часть их относится к кембрийскому и более позднему времени. Некоторым площадям свойственна склонность к эвапоритовому осадочноколлунно. В регионе Персидского залива, например, известны эвапориты позднедокембрийского, кембрийского, юрского и третичного возрастов [276]. Они относятся к наиболее известным эвапоритам в мире. К другим хорошо известным отложениям относятся отложения цехштейна (пермь) в Северо-Западной Европе, отложения силурийских соленосных бассейнов штатов Нью-Йорк и Минчиган и отложения обширного пермского соляного бассейна в Западном Техасе и Нью-Мексико. Для получения более детальной информации относительно эвапоритовых отложений мира отсылаем к трудам Международного симпозиума по солям [210] и к монографии Лётце [190].

Эвапориты Салина (силур) занимают около 25 900 км<sup>2</sup> в западной части штата Нью-Йорк, в штате Пенсильвания, в Восточном Огайо и на севере Западной Виргинии [5]. Известны отдельные пласты мощностью 12,2—24,4 м. Сообщалось, что в одном из разрезов в интервале глубин 580—952 м залегают семь солевых пластов, которые переслаиваются с глинистыми сланцами, и их общая мощность достигает 76 м. Соль и гипс возраста Салина также известны в бассейне Минчигана и соседних участках Онтарио [67, 68]. Максимальная суммарная мощность соляных пластов в Минчигане превышает 480 м.

Наиболее эффектными отложениями эвапоритов является формация Кастиль (пермь), которая охватывает площадь приблизительно 322 км в диаметре и занимает Техас, Нью-Мексико и соседние участки Мексики. Более 95% формация состоит из солей, отложившихся при испарении рассолов [174]. Формации Кастиль и Саладо имеют максимальную мощность около 1220 м, из которых 360—457 м приходится на слоистый ангидрит. Таким образом, это одно из наиболее мощных известных эвапоритовых отложений в мире. Нижняя часть представлена преимущественно тонкослоистым ангидритом (см. рис. 11-33); толщина прослоев составляет в среднем 1,6 мм. Тонкая, коричневая, богатая битумом, пленка отделяет слои один от другого. Ааден [310] интерпретирует слоистость как годовые или сезонные слои и считает, что осаждение слоистого ангидрита продолжалось более 306 000 лет. Отдельные слои коррелируются на расстоянии до

113 км [7]. Вблизи выходов на поверхность гипс. Верхняя часть разреза представлена преимущественно калийсодержащими, хотя здесь присутствуют некоторые калийсодержащие минералы, например полигалит,  $\text{Ca}_2\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , а также лежащие гипсовые пласты. Соотношение галита и гипса составляет вместо соотношения 30:1, которое должно было бы наблюдаться в случае, если отложения были бы образованы в условиях простой испарения и испарения морской воды.

Пермский эвапоритовый бассейн в Северо-Западной Европе охватывает большую часть акватории Северного моря и прилегающих к нему участков суши, включая северо-восточную часть Англии, большую часть Дании и Нидерландов, север Германской равнины и ее продолжение на территорию Польши и далее. Пермские породы данного бассейна, перекрытые более молодыми пластами, отличаются развитием эвапоритов, особенно в верхней части цехштейна. Пермский разрез перекрывается пестрыми песчаниками и раковистыми известняками триаса; эвапориты присутствуют как в раковинном известняке, так и в перекрывающих юрских отложениях [33]. Эвапориты цехштейна занимают площадь по меньшей мере 260 000 км<sup>2</sup> и в регионе Штасфурта, в ГДР, мощность их превышает 1000 м. Отложения гипса и ангидрита мощные и широко распространены: они простираются на несколько километров в пределах цехштейна; более растворимые эвапориты обнаружены ближе к центру бассейна, особенно в районе Штасфурта, где их разрабатывают с целью получения калия. В местах наибольшей мощности галита отмечены проявления движения соли и диапировые интрузии. Разрез цехштейна представлен рядом эвапоритовых циклов (четырёх в ГДР), которые начинаются с карбонатов, за ними следует ангидрит, в свою очередь перекрывающийся галитом (и в некоторых участках солями калия). Их стратиграфия, петрология и геохимия описаны во многих работах [190, 242, 179, 272, 273, 274].

### Происхождение эвапоритов

Все солевые отложения образуются при испарении рассолов. Первоначальным источником таких рассолов является главным образом морская вода. Рассол может образовываться непосредственно из морской воды при испарении ее в полуизолированном или полностью изолированном рукаве моря в аридном регионе. Рапа может формироваться во внутренних бассейнах засушливых регионов, куда поступают воды, которые приносят соль из реликтовых вод морских осадков («ископаемой» морской воды или захваченного рассола), соль, растворенную в более древних соляных пластах, или, как считают некоторые современные исследователи, из переносимых по воздуху аэрозольных частиц соли, образовавшихся из брызг океана [31].

Испарение морской воды и последовавшая за ней кристаллизация были изучены экспериментально. Морская вода содержит около 3,5 вес. % растворенного твердого вещества, около  $\frac{1}{5}$  которого представлено хлористым натрием. Средний состав этих материалов приведен в табл. 11-8.

Эксперименты Уэллс [312] показали, что, когда в результате испарения первоначальный объем морской воды уменьшается наполовину, выделяется небольшое количество окиси железа и  $\text{CaCO}_3$ . Когда объем составляет 0,2 от первоначального объема морской воды, фор-

мируется гипс. При уменьшении первоначального объема приблизительно до 0,1 начинает кристаллизоваться NaCl. Дальнейшее сокращение объема приводит к появлению сульфатов и хлоридов магния и, наконец, к образованию NaBr и KCl.

Несмотря на то что порядок кристаллизации, наблюдавшийся в Узилье, согласуется в общих чертах с последовательностью, характерной для некоторых соляных отложений [256], известно много исключений. Также известно много минералов, входящих в состав соляных пластов, которые не обнаружены в экспериментально полученных остатках. Кристаллизация рассолов — это очень сложный процесс,

Таблица 11-8

Состав солей океанов. По [55]

Соль	Содержание, %	Соль	Содержание, %
NaCl	77,76	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	2,45
MgCl <sub>2</sub>	10,88	CaSO <sub>4</sub>	0,35
MgSO <sub>4</sub>	4,74	MgBr <sub>2</sub>	0,22
CaSO <sub>4</sub>	3,60		
		Сумма	100,0

но он зависит не только от растворимости входящих в их состав солей, но также и от концентрации присутствующих солей и температуры.

Для более детального ознакомления фазовых взаимодействий отсылаем в обзорю Стюарта [275] по кристаллизации хлоридных рассолов и к работе Югстера и Смита [88] по кристаллизации рассолов, полученных из обогащенных карбонатом вод.

Если оседет вся соль в 305-метровом столбе морской воды, то образуется отложение мощностью 4,6 м, в котором 0,15 м будет составлять сульфат кальция, 3,6 м — хлористый натрий и оставшиеся 0,8 м придется на соли, содержащие калий и магний. Для образования отложений мощностью 100 м потребуются испарение огромного объема воды. Однако глубинная вода в расчет не принимается. Действительно, участие глубинных вод вряд ли возможно, на что указывает ассоциация многих солевых пластов со строматолитовыми текстурами, растрескиванием ила и т. п. Насколько известно, все современные эвапориты имеют очень мелководное происхождение. Однако Шмальц [256] представил неоспоримые аргументы в пользу глубоководного происхождения некоторых древних эвапоритов.

Если осаждение было доведено до завершения, то порядок накопления солей должен быть приблизительно тем же, что и у Узилье, и они должны быть примерно в тех же пропорциях, в которых они присутствуют в морской воде. Кроме того, если соль начала осаждаться, то ее кристаллизация должна дойти до конечной стадии, в противном случае она вступает в реакцию с остаточной жидкостью и образует различные твердые фазы. Ввиду того, что многим эвапоритовым отложениям свойственны существенные отклонения от вышеупомянутых норм, можно заключить, что чистого испарения морской воды не происходит, и либо материнский рассол не образовывался из морской воды, либо испарение происходило в особых условиях, которые объясняют эти аномалии.



Подробное рассмотрение вопроса об происхождении приведено в работах Грабау [119] и более сжатая и более современная сводка представлена Стю. В настоящее время две школы рассматривают происхождение ритов в геологическом разрезе. Одни предполагают, что отложения образовались из значительной, более или менее постоянной устойчивой массы рассола — соляного озера или пересыщенного солью рукава моря. Другие считают, что соли отложились из приповерхностных рассолов, достигших поверхности плавни или себхи в результате явления капиллярности, и что масса воды, если она имела место, была в лучшем случае мелкой и существовала короткое время.

Для того чтобы объяснить мощные отложения соли, Оксеннус [225] выдвинул свою «теорию баров». Согласно его концепции, постоянная отмель или бар отсекает лагуну от океана, оставляя узкий канал, через который может проникать морская вода, восполняющая обусловленные испарением потери, и через который практически не происходит оттока. По мере того, как все больше соли привносится в лагуну, соленость увеличивается до тех пор, пока не начнется отложение соли. Этот процесс будет происходить пока существует канал, достаточно мелкий, чтобы препятствовать утечке плотных придонных рассолов. Моделью данной теории являлся залив Кара-Богаз-Гол у восточного побережья Каспийского моря.

Необходимы некоторые дополнения теории ограниченного бассейна для объяснения стратиграфических особенностей различных соляных скоплений. Гипотеза множественных бассейнов [30], например, предполагает наличие непрерывного ряда соединенных бассейнов. Воды проходят через следующие один за другим бассейны и постепенно становятся более солеными. Вероятно, во втором или третьем бассейне может осажаться галит без осаднения гипса и ангидрита в основании. Поскольку эта гипотеза предусматривает сложный характер бассейнов и концентраций, она выглядит недостаточно правдоподобной. Избирательно кристаллизация может происходить более просто. Кинг [169], например, предложил остроумное объяснение для мощных отложений ангидрита в формации Кастиль (пермь) в Техасе и Нью-Мексико. Он допускал отложение в полуизолированном море, в которое обычная морская вода проникает через частично ограниченный канал. Концентрированный рассол моря Кастиль, по-видимому, погружался на дно и частично возвращался в результате оттока через пропущенный барьер в море. Достигнутый уровень солености был достаточно высоким для осаднения сульфата кальция, но не хлорида натрия. Первично осаждаемый галит должен быть гипс, но Кинг считал, что стадия ангидрита должна быть достигнута примерно за  $1/1000$  периода накопления отложения Кастиль (температуру принимаем равной 30°C). Считается необходимым испарение 290 см<sup>3</sup> воды для обеспечения наблюдаемого ежегодного прироста ангидрита. Подсчеты показывают, что объем притока и оттока относится 10:1. Это равновесие должно привести к осаднению ангидрита с относительно небольшим количеством галита и должно допустить вынос из бассейна более растворимых солей и возвращение их в море. Современные океанографические исследования циркуляции в частично ограниченных лагунах или заливах поддерживают теорию притока-выноса [259].

Для объяснения происхождения мощных эвапоритовых отложений в геологическом разрезе в настоящее время применяют модель себхи. Босселлин и Харрис [26], например, относят эвапоритовые фации фор-

мащин Беллерофон (верхняя пермь), на севере Италии, к обстановке, напоминающей современную себху. Около 40 регрессивных себховых циклов, мощность которых составляет в среднем 3 м, состоят из землистого доломита, переходящего вверх по разрезу в гипсоносный доломит, который в свою очередь перекрывается слонстым желваковым гипсом, покрытым массивным гипсом с «ячеистой» текстурой. Такие же циклические разрезы отмечались и в формации Бейбл (триас) в Доломитовых Альпах; в верхней формации Бурано, в Центральные Апеннинских; и в формации Нордешильторри (мел) на Шпицбергене (Харди, 1972, персональное сообщение). Эвапоритовые отложения девонского возраста в южной части Альберты и в Саскачеване, Канада, также демонстрируют себховые циклы, и, следовательно, их можно рассматривать как отложения себхи, неоднократно выходившие на поверхность [101]. Таким же образом были объяснены даже отложения галита [264].

Считается, что подобным образом сформировались серии Солфифера (верхний миоцен) в Сицилии, которые были отложены в очень мелководной прибрежной лагуне или в условиях себхи [135].

Некоторые отложения гипса образуются в результате реакции сульфатсодержащих вод с известняками. Окисление пирита, особенно пирита черных сланцев, приводит к образованию большого количества кислых сульфатных вод, которые реагируют с известняком и превращают значительную часть его в гипс. Эти отложения не являются, конечно, эвапоритами и обычно имеют небольшой объем и носят местный характер.

Гипс обнаружен в некоторых местах в виде гипсита, который представляет собой гипсовую землю. Этот материал составляет выветрелые вышеты, обнаруженные только в засушливых регионах, расположенных на выходах гипса или гипсодержащих пластов. Местами он является источником гипса.

## Углеродсодержащие осадки

### Введение

Органические компоненты живой материи подвергаются окислению и превращаются в  $\text{CO}_2$  и воду. Это окисление, или «медленное сгорание», не прекращается со смертью организма, а заменяется бактериологическим разложением или прямым окислением. В зависимости от места скопления и количества имеющегося кислорода, органические остатки подвергаются только частичному или неполному окислению, известному как гумификация, или гниение. Такие не полностью окисленные продукты представлены метаном ( $\text{CH}_4$ ), окисью углерода ( $\text{CO}$ ), водородом ( $\text{H}_2$ ) и т. д. Эти газообразные вещества улетучиваются, но некоторые из частично разложившихся твердых органических остатков погребены и сохранились в литосфере, где с ними происходят дальнейшие изменения.

Органическое вещество, которое избегнет полного разложения и подвергнется погребению, становится компонентом накапливающегося осадка. Процентное содержание органического вещества, накапливающегося таким образом, варьирует в широких пределах. Согласно Траску [298], пемные типично морские осадки содержат более 10%, и лишь некоторые осадки содержат менее 0,5% органического вещества. Среднее количество органики в прибрежных осадках составляет око-

ло 2,5%, а для осадков открытого океана — около 60—80% органического вещества представлено ее содержание органического углерода в прибрежных морях, таким образом, составляет около 1,5%. Древние отложения же содержат углеродсодержащие остатки. Как правило, глини сланцы содержат почти в два раза больше органического вещества, чем несчащенные сланцы или алевролиты, которые, в свою очередь, содержат его вдвое больше, чем тонкозернистые песчаники. Средний глинистый сланец содержит 2,1% органического вещества; средние известняки содержат около 0,29%; средние песчаники — около 0,06% [66]. На основании исследования 25 000 образцов показано [299], что содержание органики в некоторых формациях превышало 4% и что общее среднее содержание составляло 1,5% (эквивалентное 1% углерода). Однако даже при таком малом содержании углерода общее количество органического углерода, поглощенного осадками, очень велико. Если принять 1% за среднюю величину и если общая масса осадков составляет  $480 \cdot 10^{15}$  т [233], то количество погребенного органического углерода составит  $4,8 \cdot 10^{15}$  т. Это количество в 500 раз превышает содержание его в углях ( $6 \cdot 10^{12}$  т).

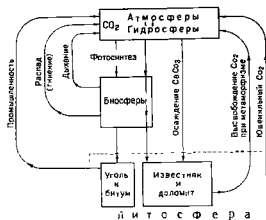


Рис. 11-35. Цикл двуокиси углерода. По Голдшмидту [1933]

Углеродсодержащие остатки, в основном лишённые обычных детритовых осадков, накапливаются в других местах. К таким отложениям относятся торф в современных условиях и его «ископаемый» эквивалент в древних разрезах — уголь. Хотя эти и родственные им материалы представляют большую ценность для человека, они составляют лишь незначительную часть известных горных пород и, как отмечалось выше, лишь небольшую часть от общего количества «ископаемого» углерода. Толща осадков 1000 м мощности содержит столько органического вещества, что из него можно составить пласт мощностью 20 м. Однако на каждые 1000 м отложившегося осадка приходится лишь 5 см угля.

Первичным источником органического вещества, которое фактически служит основой углеродсодержащего остатка в осадках, является двуокись углерода атмосферы. Это вещество путем фотосинтеза зеленых растений преобразуется в сложные органические соединения, которые, как отмечалось, частично разрушаются метаболическими процессами (дыхательными газообмен), частично пиллостными процессами и частично быстрым сжиганием огнем (рис. 11-36). Те органические соединения, которые избежали полного разложения, погребены в осадках или в редких случаях образуют осадочное отложение, в котором нет минерального вещества (уголь или битум). Оче-

видно, подобное улавливание органического углерода в литосфере привело бы к постепенному истощению запасов  $\text{CO}_2$  в атмосфере и гидросфере, если бы  $\text{CO}_2$  в систему не поступало дополнительно. Эти дополнения обеспечиваются главным образом вулканическими процессами, в результате дегазации  $\text{CO}_2$  поступает из земной мантии [248].

### Природа и форма органических остаточных образований

Стойкость органических материалов к разложению различна [297]. Наиболее чувствительны к распаду белки, сахара, крахмалы и другие пищевые материалы. Целлюлоза и жиры разлагаются не так быстро; янтарь, полиплакофоры некоторых брахиопод и другие формы организмов, смолы и парафины сохраняются даже в породах кембрийского возраста. Распад растительных тканей происходит весьма избирательно и изучен недостаточно [15].

В настоящее время органические остатки накапливаются в форме гумуса, торфа и сапропеля [234].

Гумус представляет собой скопление органических остатков в самой верхней части литосферы, в основном в почве. Чаще всего эта форма аккумуляции подвергается окислению. Поэтому в обычной почве гумус состоит из вновь поступающего органического вещества и большого числа соединений, представляющих различные стадии распада. Некоторые промежуточные продукты, так называемые гумидные кислоты, очень активны. Фактически эти кислоты представляют собой коллоидный комплекс, способный поглощать катионы из раствора. Если полуторфные окиси и растворенный гумус приготовить в определенных пропорциях, то образуются смешанные растворы. Если изменить пропорции, то образуются коагуляты гумуса с гидратированными окислами железа и алюминия.

Условия, благоприятные для образования торфа, почти повсюду связаны с пресноводными болотами. Содержанье органического вещества в данном осадке может составлять 70—90% всего объема отложения. Минеральные компоненты отсутствуют. Отложение торфа происходит там, где идет быстрый рост и размножение растений, чрезмерное развитие органических соединений, которые с трудом разлагаются и создают такие условия в среде, в которых жизнедеятельность микроорганизмов сведена к минимуму или полностью угасла. Растения обладают различной торфообразующей способностью. Торфообразование обусловлено разложением камыша, осоки, хвоща (*Equisetum*), различных древесных растений — особенно определенных видов сосны (*Pinus*), березы (*Betula*), черной ольхи (*Alnus*) и ели (*Picea*) — и наиболее важных для торфообразования — торфяных мхов (*Sphagnum* и *Hypnum*).

Скопления торфяного мха могут иметь мощность несколько метров и простираются на многие квадратные километры. Они гидроскопичны и поглощают в 14 раз больше воды, чем их собственный объем. Торфяные мхи удовлетворяют условиям торфообразования, потому что они быстро растут и состоят в основном из целлюлозы и парафиновых веществ с небольшим количеством белков. Органические кислоты, образованные в результате гнилостного разложения, не могут получить оснований для нейтрализации; в результате кислотность препятствует появлению микроорганизмов.

В современном мире накопление торфа наиболее интенсивно в северных широтах и связано с обширными пресноводными болотами.

В Канаде они известны по названию **мэйске**.  
Каваде эти болота занимают площадь около 1  
шее время торф также образуется в прибрежных **манг**  
в болотах, затопляемых солоноватой или морской водой.

Сапропель представляет собой ил, богатый или  
состоящий из органических соединений, которые накапливаются  
две различных водных бассейнов: озер, лагун, эстуариев и т. д. Остат  
ки фито- и зоопланктона богаче жировыми и протенизовыми веществ  
вами, чем торф. Следовательно, распад (гниение) происходит при де-

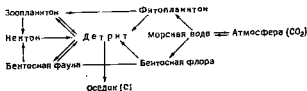
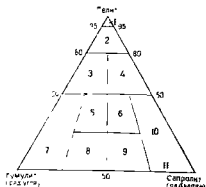


Рис. 11-36. Связь углерода, организмов и морских осадков. Нектон — активно плавающие поверхностные формы организмов; планктон — пассивные поверхностные формы организмов; бентос — формы организмов, живущие на дне

большом количестве кислорода. Образуются различные типы углеводородов наряду с восстановленными формами железа (углекислое и сернистое железо). Постепенная аккумуляция сапропеля контролируется в значительной мере быстрым размножением организмов, обеспечивающих этот процесс (рис. 11-36). Свободные органические кислоты отсутствуют, потому что среда в основном нейтральная. В подобных накоплениях могут быть, а могут и не быть значительные примеси минерального вещества.

### Классификация углеродсодержащих осадков

Органические остатки, накапливающиеся в виде осадков, бывают двух основных типов — торфяные или гумусовые, которые при захоронении приводят к образованию различных форм угля (гумусовых или древесных углей), и сапропелевые вещества, которые ведут к образованию сапропелевых углей (кеннельского и богдеевского).



органические остатки смешиваются с минеральным веществом, образуются нечистые угли различных типов. Нечистый гумусовый уголь является зольным лом. Сапропелиты, такие как рюриче сланцы, обогащены са-

Рис. 11-37 Классификация в номенклатуре углеродсодержащих осадков (точность неизвестна).

1 — длинный сланец; 2 — черный сланец; зольный уголь; 4 — горючий сланец; 5 — нельский сланец; 6 — богдеевско-кеннельский ил; 7 — угольные пласти; 8 — кеннель; богдеевско-кеннель; 10 — асфальт; 11 — нефть.

пропелевыми остатками (рис. 11-37). Черные сланцы являются углестыми сланцами, содержание углерода в которых выше среднего. Даже обычные сланцы, содержащие обычные органические компоненты, могут в определенных геологических условиях продуцировать органические флюиды (нефть и природный газ), которые мигрируют из пластов источника в благоприятные геологические ловушки и накапливаются там, образуя нефтяные залежи. Потеря более легучих компонентов нефти ведет к образованию отложений твердого асфальта (асфальтит, юннтаит и т. д.).

## Ископаемые угли

Ввиду большой важности угля как энергетического сырья в современном мире большое количество работ было написано об его свойствах, условиях залегания, происхождении, добыче и использовании. Среди наиболее фундаментальных трудов об угле можно назвать работы Мура [215], Рейстрика и Маршалла [238], Томкейеффа [297].

Общая характеристика и классификация. Уголь является горючим непрозрачным (исключение представляют только очень тонкие пластинки) некристаллическим твердым веществом, окраска которого варьирует от бурой до черной. Он может быть тусклым и блестящим, имеет малую плотность (от 1,0 до 1,8). Твердость изменяется в пределах от 0,5 до 2,5. Он хрупок и имеет неровный, занозистый или раковистый излом. Эти свойства изменяются в зависимости от типа или класса угля.

Уголь классифицируется по классам (маркам) и в зависимости от физического состава. Первая классификация предшествует второй и прежде всего базируется на степени метаморфизма угля: эту классификацию в основном используют при торговле углем. Вторая классификация является биопетрологической и основывается в значительной степени на микроскопическом изучении угля.

Классы угля зависят от степени углефикации. Они более или менее произвольны. Помимо общих свойств используются тщательно отобранные химические критерии, которые характеризуют каждый класс (рис. 11-38). Обычно выделяют следующие классы угля: 1) бурные угли, или

лигниты, 2) суббитуминозные, 3) битуминозные, 4) полубитуминозные, 5) полуантрацитовые и 6) антрацитовые. Кроме того, выделяют некоторые другие типы углей, не входящие в обычный углефикационный ряд. К ним относятся кеннельские и зольные угли.

Бурый уголь, или лигнит, является нижним членом углефикационного ряда. Он имеет бурый, буровато-черный и редко черный цвет; обычно сохраняет структуру первичной древесины; содержит много влаги; характеризуется низкой теплотворной способностью и плохо высыхает. Он быстро сгорает с дымящимся пламенем. Большая часть лигнитов имеет меловой или более молодой возраст.

Битуминозный уголь характеризуется более высокой степенью углефикации, т. е. содержит более высокий процент углерода и

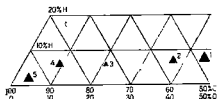


Рис 11-38. Ряд угля. По [54].

1 — древесина; 2 — торф; 3 — лигнит; 4 — битуминозный уголь; 5 — антрацитовый уголь

меньше воды. Он легко горит и при этом быстро распадается. Большинство битуминозных углей имеет высокую влажность, образующуюся в результате перемещения блестящих и тусклых пластов угля (рис. 11-39).

Антрацитовый уголь характеризуется ярким, почти полуметаллическим блеском и раковистым изломом. У него высокое содержание связанного углерода (беззольной части кокса) и низкое — летучих углеводородов. Он горит не так быстро, как более низкосортные виды угля, и сгорание происходит с небольшим пламенем, которое дает много тепла и мало дыма. У него довольно большая зольность.



Рис. 11-39 Слоистый битуминозный уголь, пласт № 6, округ Франклин, Иллинойс [270]. Близок к натуральному размеру.

Обратите внимание на переслаивание стекловидного блестящего угля (антрацита) и тонкослоистого угля (каменного).

Рис. 11-40. Массивный кеннельский уголь. Образец почти в натуральную величину [270].

Обратите внимание на глыбовое строение, раковистый излом и отсутствие слоистости.

Суббитуминозные, полубитуминозные и полуантрацитовые угли — переходные типы угля.

Кеннельский уголь является неслоистым углем, черным, битуминозного типа с раковистым изломом (рис. 11-40). Он сгорает быстро, образуя длинное дымное пламя. Характеризуется высоким содержанием летучих компонентов.

Зольный уголь содержит большое количество примесей, характеризуется высоким процентным содержанием (33% или более) золы.

Термин графитопод применяется к углям, метаморфизованным сильнее антрацита.

Химический состав угля. Уголь состоит главным образом из углерода, водорода и кислорода. Азот и сера содержатся в меньшем количестве. Минеральное вещество (зола) — переменный компонент. Содержание главных компонентов изменяется в зависимости от класса угля. Изменение основных компонентов — углерода, азота, водорода и кислорода, начиная с древесины и кончая антрацитом, представлено в табл. 11-9.

Содержание водорода, азота и кислорода на 100 частей углерода показано в табл. 11-10.

Очень наглядно постоянное уменьшение содержания водорода и кислорода при переходе от торфа к различным классам угля. Более того, пропорциональное уменьшение содержания кислорода больше, чем водорода. В целлюлозе ( $C_6H_{10}O_5$ ) эти два элемента существуют точно в таких же пропорциях, как и в воде (1:8). В древесине водород находится в избытке, превосходя это отношение (1:7), и избыток постоянно увеличивается до тех пор, пока соотношение в антраците не становится равным приблизительно 1:1. Изменение состава (основывающееся на данных табл. 11-9) показано на рисунке 11-38.

Таблица 11-9

Средний состав древесины, торфа и углей. По [54]

	Углерод	Водород	Азот	Кислород
Древесина	49,64	6,23	0,92	43,20
Торф	55,44	6,28	1,72	36,56
Лягвиг	72,95	5,24	1,31	20,56
Битуминозный уголь	84,24	5,55	1,52	8,69
Антрацит	93,50	2,81	0,97	2,72

Таблица 11-10

Относительное содержание компонентов древесины, торфа и углей. По [54]

	Углерод	Водород	Азот	Кислород
Древесина	100	12,5	1,8	87,0
Торф	100	11,3	3,5	84,9
Лягвиг	100	7,2	1,8	28,1
Битуминозный уголь	100	6,6	1,8	10,1
Антрацит	100	3,0	1,3	2,9

**Компоненты угля.** Существует два научных направления в области номенклатуры и классификации компонентов угля: американское и британское. Американская номенклатура [295] является ботанической и генетической и может быть применена только после микроскопических исследований. Британская классификация, или классификация Стопса [278], является преимущественно мегаскопической и описательной и, следовательно, применима для макроскопических образцов. Каждая из этих систем имеет своих сторонников; были предприняты попытки примирить или скомбинировать эти схемы и создать приемлемый международный стандарт (обзор материалов по данному вопросу приведен в ряде работ [39, 40, 63, 207]). Результатом является классификация Стопса — Хирленда (табл. 11-11).

В любом образце обычного битуминозного угля можно видеть невооруженным глазом три или четыре разновидности угля. Каждый тип характеризуется своими особенностями. Эти компоненты, которые в той или иной степени объединены в полосы, являются составными частями угля и обозначаются как витрей, кларен, дюрен и фюзен (см. рис. 11-39).

**В и т р е и** образует тонкие горизонтальные слои до 20 мм.

Это блестящий стекловидный, похожий на вулканическое стекло, агатоподобный уголь, пересланяющийся с более мощными пропласт-



ками углей другого типа. Витрен хрупкий, гладкий на ощупь. При исследовании невооруженным глазом однородным и бесструктурным (эувитрен). В других проявляет «бороздчатость», характерную для растительных (провитрен).

Кларен представляет собой уголь, пласты или полосы которого, в отличие от витрена характеризуются слоистостью. Он имеет гладкий излом, характеризуется блестящим или сверкающим блеском и особенно отличается своим шелковистым видом, который является результатом мельчайшей слоистости. Шелковистый блеск кларена — отличительная черта по сравнению с гладким блеском витрена в том же угле.

Таблица II-11

Классификация составных частей угля. По Маршаллу

Типы пород	Мацералы	Примечания
Витрен	Витринит { Коллинит Телинит	По желанию можно подразделять По желанию может подразделяться в зависимости от типа растительности
	Полуфюзенит	Промежуточный между витринитом и фюзенитом
Фюзен	Фюзенит	Непрозрачная ячеистая ткань
	Микринит { Спориинит	Непрозрачный «остаток»
	Зазинит { Купинит	Споровый материал
Кларен	—	Кутикуловые материалы
Дюрен	—	Витринит с некоторым количеством экинита и других материалов
	—	Преимущественно микринит с экинитом

Дюрен представляет собой матовый уголь, для которого характерно отсутствие блеска, тусклый или землистый вид и черный или свинцово-серый цвет. Залегают в виде твердых слоев, которые обладают твердым плотным строением. Внутренняя слоистость обычно отсутствует.

Фюзен, или «минеральный древесный уголь», легко определяется по его сходству с обычным древесным углем. Если фюзен не минерализован, то он очень рыхлый и высокопористый. В некоторых случаях поры заполнены кальцитом или пиритом. В шлифах непрозрачный, сильноячеистый (рис. 11-41). В образцах фюзен образует неправильные клитны, подходящие к плоскостям напластования под различными углами.

Исследование под микроскопом приводит к уточнению и более подробно подразделению этих терминов, выделенных по макроскопическим признакам (см. табл. II-11). Типы угля считаются разновидностями породы («литотипы»), сложной мацералами (аналогами минералов неуглесодержащих пород). Мацерал является органическим образованием, т. е. единичным обломком растительного остатка или материалом, образовавшимся из него. Основным мацералом витрена является витринит, состоящий из коллинита и телинита. Коллинит представляет собой бесструктурный, гелефицированный растительный остаток, тогда как телинит представлен полупрозрачным золотистым гелем, который частично сохраняет ячеистую структуру. Мацералы кларена

Рис. 1142. Дюрь, Угольная толща Лоу-Мейд, Поттинген, Англия. Без анализатор-  
ва.  $\times 80$

нит — непрозрачный остаток, является доминирующим компонентом дюрета, так же как и фюзени. Фюзенит — это углефицированные ячеистые образования, с непрозрачными стенками, характерными для фюзени. Склеротинит образуется из склеротин грибов.

Несколько типов битуминозного угля состоят из этих мацератов, представляющих в различных пропорциях (см. табл. II-III). Классификация типов углей (литотипов) и их мацератов Стокса — Хирленда основывается на результатах изучения битуминозных углей. Классификация в меньшей степени подходит к бурым углям — особенно к мягким бурым углям, поэтому прилагаются указания к разработке приемлемой системы для них [220].

Тиссенс и некоторые другие американские специалисты в области петрологии угля считают, что уголь состоит из двух основных компонентов, называющихся антраксилоном и аттритом. Их соотношение определяет вид угля. Блестящий (глянцевый) уголь состоит главным образом из антраксилона, тогда как матовый (тусклый или твердый) уголь состоит в основном из аттритта. По Тиссенсу, блестящие слои образовались преимущественно из древесных частей растений (антраксилон). Более мощные слои представляют ветви или стволы деревьев;

менее мощные — это более мелкие ветви или прутья. Кроме того, выделяется несколько типов антраксилон в зависимости от типа растений, из которых они образовались. Антраксилон явно полупрозрачен, атритом, с другой стороны, называют все материалы, которые не являются антраксилоном. В отличие от антраксилон и фюзена, которые представляют собой массу объединенной растительной ткани, сохранившейся в целом виде и имеющей ячеистую структуру, атрит является разрыхленным и разрушенным растительным материалом. Он матовый и полупрозрачный.

Согласно этой системе, распространенными типами угля являются блестящий уголь, полутвердый, твердый, кеннельский и богхед.

Под микроскопом витрен выглядит преимущественно антраксильным; кларен состоит из полупрозрачного атрита и тонких чешуек антраксилон. С другой стороны, дюрен выглядит состоящим в основном из непрозрачного атрита.

Угли кеннельский и богхед представляют собой чистые, плотные глыбовые угли с массивной текстурой и однородной тонокзернистой структурой. Обычно они серого или черного цвета, имеют жирный блеск и рельефный раковистый излом. Кеннельскому углю слоистость не свойственна. Под микроскопом кеннельский уголь выглядит состоящим почти полностью из микрообломков спор смолы, древесных обломков и матового атрита. Богхед содержит большое количество маслянистых водорослей. Кеннельский уголь и богхед являются скорее сапропелевыми, чем гумусовыми углями.

**Распространение залежей угля.** Уголь является относительно редким, хотя и широко распространенным типом породы. Он встречается в породах от раннепротерозойского до третичного возраста, но он не был достаточно распространенным до развития древесной растительности в девонском периоде. Все додевонские угли, по-видимому, сапропелевые и, вероятно, водорослевые. Одни из наиболее древних, если не самые древние угли, обнаружены в аспидных сланцах Мичигам (докембрий), в округе Айрон, штат Мичиган. Этот уголь, возраст которого превышает 1700 млн. лет и который переслаивается с аспидными сланцами, является антрацитовым (около 80% связанного углерода) и имеет высокую зольность. Вероятно, это водорослевой уголь [307].

Первые обширные залежи угля имеют каменноугольный возраст. Однако даже в угленосной толще карбона уголь редко составляет более 1 или 2% от всего разреза. Мощность отдельных пластов угля изменяется от толщины пленки до пластов мощностью более чем 122 м. Средняя мощность пласта составляет от 0,3 до 0,6 м. Пласты мощностью свыше 3 м обычно встречаются редко. Пласт Питсбург — один из наиболее выдержанных и наиболее продуктивных пластов на месторождениях Центральных Аппалачей в Соединенных Штатах, он сохраняет мощность от 1,8 до 3,0 м на большой площади. Угленосная толща исключительна по своему характеру и занимает территорию 66980 км<sup>2</sup> на западе Пенсильвании, в Западной Виргинии и Огайо и имеет пригодную для разработки мощность на площади в 16540 км<sup>2</sup>. В любом угленосном разрезе, по-видимому, присутствуют многочисленные пласты как пригодные, так и непригодные для разработки. В западной части Иллинойса в разрезе угленосной толщи насчитывается 18 пластов; на некоторых участках в Огайо и юго-западе Пенсильвании их насчитывается более 40; в Новой Шотландии отмечено более 70 пластов, а в месторождении Вестфалии в северо-западной части ФРГ расположено более 90 пластов, мощность которых составляет в совокупности 84

Кроме того, из-за от глина рац, поуприраще, которые не в, фюзена, котор, такин, содржа, атригт кляжи, том. Он маловид

и угля являе, и более, зно анпрас, тонких щел, стоящих эрн

чистые при, тонкозерни, чот жирни, донетель, ит состоящи, их обломков, маслянисты, ее сапрителесн

относительна, . Он встречается, аста, но он не бы, растительности, сапротелесн, сн не самые деф, (докембри) в, оторого презант, и станица, ест, и имеет выст

гидроген, водит, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100

Штат, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100

На угольном месторождении Джария (Гондвана) в Индии насчитывается 24 пласта мощностью более 1,2 м, которые в целом составляют 73 м в разрезе мощностью 610 м [98]. Уголь занимает более 10% всего разреза. Самые мощные отложения угля — пласты Каргали; их мощность составляет 30,5 м. Индийские угленосные породы являются нетипичными в том отношении, что на уголь приходится значительная часть всего разреза, что пласты имеют большую мощность и сами угли характеризуются высокой зольностью.

Уголь нередко переслаивается с обычными осадочными породами. Во многих местах эти толщи имеют циклическое строение и образуют циклотемы [309, 318, 316]. Во многих местах уголь залегают на глинах, имеющих особый характер, известных как подстиляющие глины. Некоторые из этих глин имеют настолько малое содержание железа и щелочных металлов, что они представляют собой огнеупорную глину.

**Происхождение угля.** Наличие органических структур в угле и хорошо установленный ряд углей, начинающийся с древесины и заканчивающийся антрацитом, не оставляет сомнения в том, что уголь имеет растительное происхождение [163, 323]. Однако остается рассмотреть способы накопления растительного вещества и его преобразования в уголь.

По вопросу накопления существуют две точки зрения. Многие исследователи предполагают, что органическое вещество должно накапливаться на месте, тем самым образуя автохтонный уголь [163, 323]. Некоторые исследователи, особенно те, которые изучают индийский уголь серии Гондвана, считают, что органические обломки перенесены с места их роста на другое место, где они накопились и образовали автохтонный угольный пласт [98]. Несомненно, что образование угля шло тем и другим путем, но для большей части углей превалирует точка зрения, предполагающая накопление их на месте в крупных пресноводных болотах. Неодинаковая мощность, широкое площадное распространение и отсутствие примесей неорганических обломков подтверждают этот вывод. Однако некоторые кемельские угли могут представлять собой скопления органического детрита.

Процесс превращения древесных торфянистых остатков в уголь называется углефикацией. Частично — это биологический, а частично метаморфический процесс. Обычно растительное вещество окисляется до воды и двуокиси углерода. Однако если растительный материал скапливается под водой, то кислород быстро истощается и происходит только частичное разложение. Растительные остатки окисляются не полностью. Такой неполный распад приводит к накоплению органических отложений — торфа. Хотя разложение и намерение могут быть частично результатом действия бактерий, обычно токсические условия торфяных болот подавляют или пресекают деятельность таких микроорганизмов. Химия процессов углефикации участвующих в превращении торфа в уголь различной степени метаморфизации, не вполне понятна [221]. Преобразования способствуют захоронение и связанное с ним повышение давления и температуры. Только в сильно смятых пластах достигается стадия антрацита.

### Горючие сланцы, нефть и природный газ

Проблеме нефти и природного газа посвящена обширная литература; полное изложение этого материала здесь невозможно. Мы рекомендуем вам многочисленные классические работы по этому вопросу.

такие как «Геология нефти» Леворсена [187]. Однако какое отношение имеет изучение осадочных пород к происхождению жидких углеводородов, содержащихся в них.

Многие ученые, изучающие этот вопрос, пришли к нефти и природный газ генерируются из органического в хваченного осадкам в процессе их отложения. В общем, считается, исходным веществом являются скорее сапропелевые, а не то материалы. Процесс превращения был назван битуминизацией. Однако многие породы не содержат нефти как таковой, но выделяют ее при деструктивной дистилляции. Это керогенсодержащие гор сланцы.

Термин горючие сланцы используется для обозначения любой породы, из которой при нагревании можно извлечь значительное количество нефти. Обычно такие породы имеют тонкую структуру и слоисты. К ним относятся истинные глинистые сланцы, такие как горючие сланцы (нижний карбон) в Шотландии [120], мергели и доломитовые известняки, например известняки, содержащиеся в формации Грин-Ривер (зоцен) в Вайоминге, Колорадо и Юте [76]. Количество получаемого продукта варьирует в широких пределах, например горючие сланцы Грин-Ривер дают 125 л/т. Материал, который при дистилляции образует сырую нефть, называется керогеном. Это органический продукт, состоящий из смеси крупных углеводородных молекул. Хотя считается, что нефть и природный газ образуются в морских осадках, горючие сланцы являются преимущественно неморскими, обычно образованными в озерах породами, но известны также горючие сланцы и морского происхождения.

Считается, что сырая нефть образовалась из органических обломков, вероятно, в основном из одноклеточных водорослей или диатомей, входящих в состав морских глинистых и известковых осадков. Исследование происхождения нефти и природного газа включает не только изучение органического вещества в осадках и его преобразования в нефть, но и изучение нефтематеринских пород и пород-коллекторов. К сожалению, нет единого мнения о том, какие породы являются нефтематеринскими. Были проведены широкие исследования по проблеме нефтематеринских пород и установлению химических и других критериев для их распознавания [300]. Хотя породы-коллекторы лучше изучены из-за их более легкого выявления, выполнено немного систематических работ по их петрологии. Крынин [177] выдвинул гипотезу о том, что породы-коллекторы — особые, до некоторой степени нетипичные отложения. К настоящему времени эта идея не получила достаточного подтверждения, хотя были предприняты некоторые попытки с целью выразить ее статистически [83]. Естественно, однако, что существует несколько различных петрологических типов нефтяных залежей, существенно отличающихся одна от другой. Единственным общим показателем коллекторов, будь они известняки или песчаники, является достаточно большая величина пористости, обеспечивающая накопление нефти и газа.

Было высказано предположение, что если адекватно установлены петрологические характеристики как материнских пород, так и пород-коллекторов, то можно предсказать, что такие характеристики будут иметь свое оптимальное развитие во времени и в пространстве; тем самым поиски нефти ставятся на рациональную основу. Там, где четко очертывается нефтегазоносная зона, поиски структурных и других ловушек могут быть проведены обычными геологическими и геофизи-

ческими приборами при минимальных затратах и с максимальными шансами на успех. По существу, проблема сводится к установлению геологических и петрологических условий залегания нефти в пределах данного бассейна. Следовательно, эта задача сводится к установлению обстановки осадконакопления, в которой нефть формировалась и улавливалась (проблема распознавания обстановок осадконакопления рассматривается в гл. 15).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams, S. R., Groof, S. S., and Hiller, N. N., Jr., 1961, Phosphatic pebbles from the Brightseat Formation of Maryland: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 546—552.
2. Aldrich, H. R., 1929, The geology of the Gogebic Iron Range of Wisconsin: Bull. Wisconsin Geol. Nat. Hist. Surv. 71, 279 pp.
3. Alexandroff, E. A., 1955, Contribution to studies of origin of Precambrian banded iron ores: Econ. Geol., v. 50, pp. 459—468.
4. Allen, V. T., 1937, A study of Missouri glauconite: Amer. Mineral., v. 22, pp. 842—846.
5. Ailing, H. L., 1928, The geology and origin of the Silurian salt of New York: Bull. New York State Mus. 275, 139 pp.
6. Ailing, H. L., 1947, Diagenesis of the Clinton hematite ores of New York. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 58, pp. 991—1018.
7. Anderson, R. Y., Dean, W. E., Jr., Kirkland, D. W., and Snider, H. I., 1972, Permian Castile varved evaporite sequence, west Texas and New Mexico: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 59—85.
8. Anderson, R. Y., and Kirkland, D. W., 1960, Origin, varves, and cycles of Jurassic Todilto Formation, New Mexico: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 37—52.
9. Anderson, R. Y., 1956, Intrabasin varve correlation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, pp. 241—256.
10. Androussow, N., 1897, La Mer noire: 7th Int. Geol. Congr. Guide Excursions no 27.
11. Ashley, G. H., 1918, Notes on the greensand deposits of the eastern United States. Bull. U. S. Geol. Surv. 600 B, pp. 27—49.
12. Auden, J. B., 1933, Vindhyan sedimentation in the Son valley, Murzapur District: Mem. Geol. Surv. India, v. 62, no. 2, 250 pp.
13. Bailey, E. B., 1936, Sedimentation in relation to tectonics. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1713—1726.
14. Bail, Robert, 1953, Salt structure of Jefferson island salt dome, Iberia and Vermilion parishes, Louisiana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 2455—2474.
15. Barghoorn, E. S., 1952, Degradation of plant tissues in organic sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 34—41.
16. Bastin, E. S., 1933, Relation of chert to syloffites at Carthage, Missouri: Jour. Geol., v. 41, pp. 371—381.
17. Bellamy, C. V., 1900, A description of the salt lake of Lanarca: Quar. Jour. Geol. Soc. London, v. 56, pp. 745—758.
18. Bentor, Y. K., and Kastner, M., 1965, Notes on the mineralogy and origin of glauconite: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 155—166.
19. Berkeley, C. P., 1924, The New petrology: Bull. New York State Mus. 251, pp. 105—118.
20. Berz, K. C., 1922, Ueber Magnetitstein in marinen Ablagerungen: Centralbl. Min. Geol. pp. 560—577.
21. Biggs, D. L., 1957, Petrography and origin of Illinois nodular cherts: Illinois Geol. Surv. Circ. 245, pp. 1—25.
22. Blackwelder, E., 1916, The geologic role of phosphorus: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 42, p. 293.
23. Borchert, H., 1952, Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten: Chem. Erde, v. 16, pp. 49—74.
24. Borchert, H., 1960, Genesis of marine sedimentary iron ore: Trans. Inst. Min. Metall., 640, v. 79, pp. 261—279.
25. Borchert, H., and Baier, E., 1953, Zur Metamorphose ozeaner Gipsablagerungen. Neues Jahrb. Min. Abb., v. 66, pp. 103—154.
26. Boswell, A., and Hardie, L. A., 1973, Depositional theme of a marginal marine evaporite: Sedimentology, v. 20, pp. 5—28.
27. Brätsch, O., 1952, Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten: New York, Springer, 232 pp.

28. Bramlette, M. N., 1946, The Monterey Formation of California and of its siliceous rocks: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 212, 67 pp.
29. Brandt, R. T., Gross, G. A., Gruss, H., Semenenko N. P., Dorr, J. V. N., Problems of nomenclature for banded ferruginous-cherty sedimentary rocks and their lamorphic equivalents: Econ. Geol., v. 67, pp. 682-684.
30. Braason, E. B., 1915, Origin of thick salt and gypsum deposits: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 26, pp. 231-242.
31. Broecker, W. S., and Wallon, A. F., 1959, Reevaluation of the salt chronology of several Great Basin Lakes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 601-618.
32. Brown, L. S., 1931, Cap rock petrography: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 15, pp. 509-530.
33. Brunstrom, R. G. W., and Walmsley, P. J., 1960, Permian evaporites in the North Sea Basin: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 870-883.
34. Bucher, W. H., 1918, On oolites and spherulites: Jour. Geol., v. 26, pp. 593-609.
35. Burckard, E. F., Bulls, C., and Eckel, E. C., 1910, Iron ores, fuels, and fluxes of the Birmingham district, Alabama: Bull. U. S. Geol. Surv. 400, 204 pp.
36. Burst, J. F., 1958a, Mineral heterogeneity in «glauconites» pellets: Amer. Mineral., v. 43, pp. 481-497.
37. Burst, J. F., 1958b, «Glauconites» pellets: their mineral nature and application to stratigraphic interpretation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 310-327.
38. Bushinsky, G. I., 1935, Structure and origin of the phosphorites of the USSR: Jour. Sed. Petrology, v. 5, pp. 81-92.
39. Cady, G. H., 1939, Nomenclature of the megascopic description of Illinois coals: Econ. Geol., v. 34, pp. 475-494.
40. Cady, G. H., 1942, Modern concepts of the physical constitution of coal: Jour. Geol., v. 50, pp. 337-356.
41. Caley, I. F., 1940, Paleozoic geology of the Toronto-Hamilton area, Ontario: Geol. Surv. Canada Mem. 224, 284 pp.
42. Carroll, D., 1958, Role of clay minerals in the transportation of iron: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 14, pp. 1-27.
43. Casteño, J. R., and Garrels, R. M., 1950, Experiments on the deposition of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits: Econ. Geol., v. 45, pp. 755-770.
44. Cayeux, L., 1905, Genèse des gisements de phosphates de chaux sédimentaires: Bull. Soc. Geol. France, ser. 4, v. 5, pp. 750-753.
45. Cayeux, L., 1909, Les minerais de fer oolithique de France. I. Minerais de fer primaires. Paris, Imprimerie Nationale, 344 pp.
46. Cayeux, L., 1911, Les minerais de fer oolithiques primaires de France: Revue de Métall., v. 8 pp. 117-126.
47. Cayeux, L., 1922, Les minerais de fer oolithique de France. II. Minerais de fer secondaires. Paris, Imprimerie Nationale, 1052 pp.
48. Cayeux, L., 1929, Les roches sédimentaires de France: roches siliceuses: Mem. Carte Geol. France. Paris, Imprimerie Nationale, 774 pp.
49. Charles, G., 1953, Sur l'origine des gisements de phosphates de chaux sédimentaires: 19th Int. Geol. Congr. Algiers, Comptes Rendus, v. 11, pp. 163-184.
50. Chilingar, G. V., 1955, Review of Soviet literature on petroleum source-rocks: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 764-768.
51. Chilingar, G. V., 1956, Joint occurrence of glauconite and chlorite in sedimentary rocks: a review: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 394-398.
52. Choquette, P. W., 1955, A petrographic study of the «State College» siliceous ooite: Jour. Geol., v. 63, pp. 337-347.
53. Clarke, F. W., 1915, Analyses of rocks and minerals from the laboratory of the United States Geological Survey, 1880-1914: U. S. Geol. Surv. Bull. no. 591, 376 pp.
54. Clarke, F. W., 1924, Data of geochemistry: Bull. U. S. Geol. Surv. 770, 841 pp.
55. Clarke, F. W., and Washington, H. S., 1924, The composition of the earth's crust: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 127, 117 pp.
56. Clarke, F. W., and Wheeler, W. C., 1922, The inorganic constituents of marine invertebrates, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 124, 62 pp.
57. Cloud, P. E., 1955, Physical limits of glauconite formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 484-492.
58. Correns, C. W., 1950, The geochemistry of diagenesis: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 1, pp. 49-54.
59. Cramer, H. R., 1969, Evaporites - a selected bibliography: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 982-1011.
60. Cressman, E. R., 1955, Physical stratigraphy of the Phosphoria Formation in part of southwestern Montana: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 1027-A, pp. 1-31.
61. Cressman, E. R., 1962, Nondetrital siliceous sediments: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-T, 22 pp.

62. *Cressman, E. R., and Swanson, R. W.*, 1964, Stratigraphy and petrology of the Permian rocks of southwestern Montana: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 313-C, pp. 275-569.
63. *Dapples, E. C.*, 1942, Physical constitution of coals as related to coal description and classification: Jour. Geol., v. 50, pp. 437-450.
64. *Davis, E. F.*, 1918, The radiolarian cherts of the Franciscan group: Bull. Univ. California Publ. Dept. Geol., v. 11, pp. 235-432.
65. *Deer, W. A., Howels, R. A., and Zussman, S.*, 1963, Rock-forming minerals, v. 4, Framework silicates: New York, Wiley, pp. 178-230 (see especially the chapter on silica minerals).
66. *Degens, E. T.*, 1965, Geochemistry of sediments: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 342 pp.
67. *Deltwig, L. F.*, 1955, Origin of the Salina salt of Michigan: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 83-110.
68. *Deltwig, L. F., and Evans, R.*, 1959, Depositional processes in Salina salt of Michigan, Ohio, and New York: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 949-956.
69. *Deverin, L.*, 1945, Etude pétrographique des minéraux de l'er oolithiques du Dogger des Alpes suisses: Beitr. Geol., Schweiz., Lieferung 13, v. 2, 115 pp.
70. *Dietz, R. S., Emery, K. O., and Shepard, F. P.*, 1942, Phosphorite deposits on the sea floor off southern California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 815-845.
71. *Diller, J. S.*, 1898, The educational series of rock specimens collected and distributed by the United States Geological Survey: Bull. U. S. Geol. Surv. 150, 400 pp.
72. *Dimroth, E.*, 1968a, Sedimentary textures, diagenesis, and sedimentary environment of certain Precambrian ironstones: Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abh., v. 130, pp. 247-274.
73. *Dimroth, E.*, 1968b, The evolution of the central segment of the Labrador Geosyncline. Part I. Stratigraphy, facies, and paleogeography: Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abh., v. 132, pp. 22-54.
74. *Dimroth, E., Baragar, N. R. A., Bergeron, R., and Jackson, G. D.*, 1970, The fitting of the circum-Ungava Geosyncline, in Precambrian basins and geosynclines of the Canadian Shield (Baer, A. J., ed.): Geol. Surv. Canada, Paper 70-40, pp. 45-142.
75. *Dimroth, E., and Chancel, J.-J.*, 1973, Petrography of the Sokoman iron formation in part of the central Labrador Trough, Quebec, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 111-134.
76. *Donnell, J. R., Culbertson, W. C., and Cashion, W. B.*, 1967, Oil shale in the Green River Formation: Proc. 7th World Petrol. Congr., Mexico, v. 3, pp. 699-702.
77. *Downie, C.*, 1962, So-called spores from the Torridonian: Proc. Geol. Soc. London, no. 1600, pp. 127-128.
78. *Dunbar, G. J., and McCaff, G. H. H.*, 1965, Archean turbidites and banded ironstones of the Mt. Belcher area (Western Australia): Sed. Geol., v. 5, pp. 93-133.
79. *Eardley, A. J.*, 1938, Sediments of Great Salt Lake, Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 22, pp. 1305-1411.
80. *Eckel, E. B.*, 1938, The brown ores of eastern Texas: Bull. U. S. Geol. Surv., 902, 151 pp.
81. *Edwards, A. B.*, 1945, The glauconitic sandstone of East Gippsland, Victoria: Proc. Roy. Soc. Victoria, n. s. v. 57, pp. 153-167.
82. *Ehlmann, A. J., Huftings, V. C., and Glover, E. B.*, 1963, Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 87-96.
83. *Emery, J. R.*, 1955, The application of discriminant function to a problem in petroleum geology (abstr.): Jour. Sed. Petrology, v. 25, 131 pp.
84. *von Engelhardt, W.*, 1942, Die Strukturen von Thuringit, Bavalit, und Chamosit und ihre Stellung in der Chalkitgruppe: Zeitschr. Krist., v. 104, pp. 142-159.
85. *Eugster, H. P.*, 1967, Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya, precursors of bedded chert: Science, v. 157, pp. 1177-1169.
86. *Eugster, H. P.*, 1969, Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya: Contr. Min. Petrology, v. 22, pp. 1-31.
87. *Eugster, H. P., and Chon, I.-M.*, 1973, The depositional environments of Precambrian banded iron formations: Econ. Geol., v. 68, pp. 1144-1168.
88. *Eugster, H. P., and Smith, G. J.*, 1965, Mineral equilibria in the Seaford Lake evaporites, California: Jour. Petrology, v. 6, pp. 473-522.
89. *Eugster, H. P., and Srdum, R. C.*, 1971, Bedded cherts in the Green River Formation: Geol. Soc. Amer., abstr. with programs (Ann. Mtg.), v. 3, pp. 559-560.
90. *Fagan, J. S.*, 1962, Carboniferous cherts, turbidites, and volcanic rocks in northern Independence Range, Nevada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 595-612.
91. *Fernandez, D.*, 1961, Sulfuriferous delle sekl siratificate e in nedull nel calcare: Bull. Soc. Geol. Italiana, v. 80, pp. 3-5.



92. Fisher, O., 1873, On the phosphatic nodules of the Cretaceous. *geshire: Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 29, pp. 52-83.
93. Folk, R. L., 1973, Evidence for perthite deposition of Devonian vacuities, Marathon Basin, Texas: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 57, pp. 1045-1058.
94. Folk, R. L., and Pittman, J. S., 1971, Lengths of chert nodules; a new for vanished evaporites: *Jour. Sed. Petrology*, v. 41, pp. 1045-1058.
95. Folk, R. L., and Weaver, C. E., 1952, A study of the texture and composition of chert: *Amer. Jour. Sci.*, v. 250, p. 498-510.
96. Foster, M. D., 1969, Studies of celadonite and glauconite: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 614-F, 17 pp.
97. Fowler, G. M., Lyden, J. P., Gregory, F. E., and Agar, W. M., 1934, Chertification in the Triassic (Oklahoma-Kansas Missouri) mining district: *Am. Inst. Min. Metall. Eng. Tech. Publ.* 532, 50 pp.
98. Fox, C. S., 1930, The Bharat coalfield: *Geol. Surv. India, Mem.* 50, 225 pp.
99. French, B. M., 1968, Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron-formation, Mesabi Range, Minnesota: *Minnesota Geol. Surv.*, Bull. 45, 103 pp.
100. Friedman, S. A., 1954, Low temperature authigenic magnetite: *Econ. Geol.*, v. 49, p. 101.
101. Fuller, J. G. C. M., and Porter, J. W., 1969, Evaporite formations with petroleum reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan, and North Dakota: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 53, pp. 909-926.
102. Gattiker, E. W., 1933, The sulfur cycle in sediments: *Jour. Sed. Petrology*, v. 3, pp. 51-63.
103. Gattiker, E. W., 1935a, Glauconite genesis: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 46, pp. 1351-1356.
104. Gattiker, E. W., 1935b, Geology of glauconite: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 19, pp. 1569-1601.
105. Carrels, R. M., and Mackenzie, F. T., 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
106. Gastil, G., and Knowles, D. M., 1960, Geology of the Wabush Lake area, south-western Labrador and eastern Quebec, Canada: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, pp. 1243-1254.
107. Geijer, P., 1962, Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation: *Arkiv Min. Geol.*, v. 3, pp. 165-166.
108. Gill, J. E., 1927, Origin of the Gunflint iron-bearing formation: *Econ. Geol.*, v. 22, pp. 726-727.
109. Goldman, M. I., 1919, General character, mode of occurrence and origin of glauconite: *Jour. Washington Acad. Sci.*, v. 9, pp. 501-502.
110. Goldman, M. I., 1922, Basal glauconite and phosphate beds: *Science*, n. S., v. 56, pp. 171-173.
111. Goldman, M. I., 1952, Deformation, metamorphism, and mineralization in gypsum-anhydrite cap rock: *Geol. Soc. Amer. Mem.* 50, 169 pp.
112. Goldstein, A. Jr., and Hendricks, T. A., 1953, Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 64, pp. 421-442.
113. Goodwin, A. M., 1956, Facies relations in the Gunflint iron-formation: *Econ. Geol.*, v. 51, pp. 565-595.
114. Goodwin, A. M., 1961, Genetic aspects of Michipicoten iron-formation: *Trans. Canad. Mining Inst.*, v. 64, pp. 32-36.
115. Goodwin, A. M., 1962, Structure, stratigraphy, and origin of iron-formation, Michipicoten area, Algoma District, Ontario: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 73, pp. 561-586.
116. Govett, G. J. S., 1966, Origin of banded iron-formation: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 77, pp. 1191-1212.
117. Grabau, A. W., 1904, On the classification of sedimentary rocks: *Amer. Geol.*, v. 33, pp. 228-247.
118. Grabau, A. W., 1919, Prevailing stratigraphic relationships of the bedded phosphate deposits of Europe, North Africa, and North America (abstr.): *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 30, p. 104.
119. Grabau, A. W., 1920, Geology of the nonmetallic mineral deposits other than silicates: *V. 1 Principles of salt deposition*: New York, McGraw-Hill, 435 pp.
120. Greensmith, J. T., 1962, Rhythmic deposition in the Carboniferous oil-shale group of Scotland: *Jour. Geol.*, v. 70, pp. 355-364.
121. Grim, R. E., 1936, The Eocene sediments of Mississippi: *Bull. Mississippi Geol. Surv.*, 30, 240 pp.
122. Gross, G. A., 1972, Primary features in cherty iron-formation: *Sed. Geol.*, v. 7, pp. 241-261.
123. Grunau, H. R., 1965, Radiolarian cherts and associated rocks in space and time: *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 58, pp. 157-208.



156. *Hurst, V. J.*, 1953, *Chertification in the Fo... ay* 8.
- Georgia Geol. Surv. 60, pp. 215-239.
157. *Irving, R. D., and Van Hise, C. R.*, 1892, *The Penokee iron-bearing...*
- Michigan and Wisconsin: U. S. Geol. Surv. Mono. 19, 534 pp.
158. *James, H. L.*, 1951, Iron formation and associated rocks in the Iron River
- strict, Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 251-266.
159. *Jones, H. L.*, 1854, Sedimentary facies of iron formation: Econ. Geol., v. 49,
- pp. 235-293.
160. *James, H. L.*, 1955, Zones of regional metamorphism in the Precambrian of
- northern Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 1455-1488.
161. *James, H. L.*, 1966, Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks: U. S. Geol.
- Surv. Prof. Paper 440-W, 81 pp.
162. *James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. J., and Wier, K. L.*, 1968, *Geology*
- and ore deposits of the Iron River-Crystal Falls District, Iron County, Michigan: U. S.
- Geol. Surv. Prof. Paper 570, 134 pp.
163. *Jeffrey, E. C.*, 1915, The mode of origin of coal: Jour. Geol., v. 23,
- pp. 218-230.
164. *Jones, B. F.*, 1965, The hydrology and mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo
- County, California: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 602-A, 56 pp.
165. *Kazakov, A. V.*, 1937, The phosphorite facies and the genesis of phosphorites,
- in Geological investigations of agricultural ores, Trans. Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-
- Fungicides no. 142: 17th Sess. Int. Geol. Congr., Leningrad, pp. 95-113.
166. *Keller, W. D.*, 1941, Petrography and origin of the Rex Chert: Bull. Geol. Soc.
- Amer., v. 52, pp. 1279-1298.
167. *Kelley, V. C.*, 1951, Oolitic iron deposits of New Mexico: Bull. Amer. Assoc.
- Petrol. Geol., v. 35, pp. 2199-2228.
168. *Kelner, K. B.*, 1969, Ordovician bedded chert, argillite, and slate of the Cordil-
- leran eugeosyncline in Nevada and Idaho: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 850-B,
- pp. B23-B34.
169. *King, R. H.*, 1947, Sedimentation in the Permian Castile sea: Bull. Geol. Soc.
- Amer., v. 31, pp. 470-477.
170. *Kinsman, D. J. J.*, 1969, Modes of formation, sedimentary associations, and
- diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites: Bull. Amer. Assoc. Petrol.
- Geol., v. 53, pp. 830-840.
171. *Kirkland, D. W., and Anderson, R. Y.*, 1970, Microfolding in the Castile and
- Todillo evaporites, Texas and New Mexico: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 3259-3282.
172. *Kozary, M. T., Dunlap, J. C., and Humphrey, W. E.*, 1968, Incidence of saline
- deposits in geologic time, in Saline deposits (Malloy, R. B., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec.
- Paper 88, pp. 43-57.
173. *Krauskopf, K. B.*, 1959, The geochemistry of silica in sedimentary environ-
- ments, in Silica in sediments (Ireland, H. A., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 7,
- pp. 4-19.
174. *Kroenlein, G. A.*, 1939, Salt, potash, and anhydrite in the Castile Formation of
- southeastern New Mexico: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 23, pp. 1682-1693.
175. *Krumbein, W. C.*, 1951, Occurrence and lithologic associations of evaporites in
- the United States: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 63-81.
176. *Krumbein, W. C., and Garrels, R. M.*, 1952, Origin and classification of chemi-
- cal sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geol., v. 60,
- pp. 1-33.
177. *Krynine, P. D.*, 1945, Sediments and the search for oil: Producers Monthly,
- v. 9, pp. 12-22.
178. *Krynine, P. D., Honess, A. P., and Myers, W. M.*, 1941, Siliceous oolites and
- chemical sedimentation (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1916-1917.
179. *Kuhn, Robert.*, 1968, Geochemistry of the German potash deposits, in Saline
- deposits (Mattox, R. B., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 88, pp. 427-504.
180. *La Berge, G. L.*, 1966a, Altered pyroclastic rocks in iron-formation in the Ham-
- mersley Range, Western Australia: Econ. Geol., v. 61, pp. 147-161.
181. *La Berge, G. L.*, 1966b, Altered pyroclastic rocks in South African iron-formation
- Econ. Geol., v. 61, pp. 572-581.
182. *Lacroix, A.*, 1910, Sur la constitution mineralogique des phosphates français:
- Comptes Rendus, Soc. Geol. France, v. 150, 1213 pp.
183. *Larsen, E. S., and Berman, H.*, 1934, The microscopic determination of the
- non-opaque minerals, 2nd ed.: Bull. U. S. Geol. Surv. 848, 266 pp.
184. *Leith, C. K.*, 1903, Mesabi iron-bearing district of Minnesota: U. S. Geol. Surv.
- Mem. 43, 316 pp.
185. *Leith, C. K., Lund, R. J., and Leith, A.*, 1935, Pre-Cambrian rocks of the Lake
- Superior region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 184, 34 pp.

186. Lepp, Henry, and Goldich, S. S., 1964, Origin of the Precambrian iron formations: *Econ. Geol.*, v. 59, pp. 1025-1080.
187. Levorsen, A. J., 1967, *Geology of petroleum*. 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 924 pp.
188. Logan, B., and Chase, R. L., 1961, The stratigraphy of the Moora Group, Western Australia: *Jour. Roy. Soc. Western Australia*, v. 44, pp. 14-31.
189. Loomis, F. B., 1903, The dwarf fauna of the pyrite layers of the Tuttle limestone of western New York: *Bull. New York State Mus.*, 69, pp. 892-920.
190. Loize, F. W., 1957, *Steinsalz und Kalisalz*, 2nd ed. Pt. 1: Berlin, Gebrüder Borntraeger, 465 pp.
191. Lovering, T. G., 1972, Jasperoid in the United States—its characteristics, origin, and economic significance: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 710, 164 pp.
192. Loweastam, H. A., 1942, Geology of the eastern Nazareth Mountains, Palestine. 1. Cretaceous stratigraphy: *Jour. Geol.*, v. 50, 813 pp.
193. Loweastam, H. A., 1948, Biostratigraphic studies of the Niagaran inter-reef formations in northeastern Illinois: *Illinois State Mus. Sci. Papers*, v. 4, 146 pp.
194. Loweastam, H. A., 1952, Magnetite in denticle capping in Recent chitons (Polyplocophora) *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 73, pp. 435-438.
195. McBride, E. F., and Thomson, Alan, 1970, The Caballos Novaculite: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 122, 129 pp.
196. McConnell, D., 1938, A structural investigation of the isomorphism of the apatite group: *Amer. Miner.*, v. 23, pp. 1-19.
197. McConnet, D., 1950, The petrography of rock phosphates: *Jour. Geol.*, v. 58, pp. 16-23.
198. McKee, E. F., 1960, Spatial relations of limestones and bedded cherts in the Redwall limestone, Arizona. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 400-B, pp. 461-463.
199. McKelvey, V. E., 1967, Phosphate deposits: *Bull. U. S. Geol. Surv.*, 1252-D, 22 pp.
200. McKelvey, V. E., Swanson, R. W., and Sheldon, R. P., 1953, The Permian phosphorites of western United States: 19th Int. Geol. Congr., Algiers, *Comptes Rendus* 11, pp. 45-64.
201. McKelvey, V. E., and others, 1956, Summary description of Phosphoria, Park City, and Shoshone formations in western phosphate field: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 40, pp. 2826-2863.
202. McKelvey, V. E., 1959, The Phosphoria, Park City, and Shoshone formations in the western phosphate field: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 313-A, 47 pp.
203. Mansfield, G. R., 1918, Origin of the western phosphates of the United States: *Amer. Jour. Sci.*, v. 46, pp. 591-598.
204. Mansfield, G. R., 1920, The physical and chemical character of New Jersey greensand: *Econ. Geol.*, v. 15, pp. 547-566.
205. Mansfield, G. R., 1922, Polish in the greensands of New Jersey: *Bull. U. S. Geol. Surv.*, 727, 146 pp.
206. Mansfield, G. R., 1927, Geography, geology, and mineral resources of part of southeastern Idaho: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 152, pp. 75-78, 208.
207. Marshall, C. E., 1942, Modern conceptions of the physical constitution of coal and related research in Great Britain: *Jour. Geol.*, v. 50, pp. 385-405.
208. Masson, P. H., 1955, An occurrence of gypsum in southwest Texas: *Jour. Sed. Petrology*, v. 25, pp. 72-77.
209. Mathews, W. D., 1893, On phosphate nodules from the Cambrian of southern New Brunswick: *Trans. New York Acad. Sci.*, v. 12, pp. 108-120.
210. Mattox, R. B., ed., 1968, *Saline deposits*: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 88, 701 pp.
211. Metton, G. B., 1962, Petrology of Upper Cretaceous oilfield iron-rich rocks from northern Alberta: *Econ. Geol.*, v. 57, pp. 921-940.
212. Middleton, G. V., 1958, Diagenesis of lowermost Devonian at Hagersville, Ontario, Canada: *Proc. Geol. Assoc. Canada*, v. 10, pp. 95-108.
213. Miller, A. M., 1896, The association of the gastropod genus *Cydora* with phosphate of lime deposits: *Amer. Geol.*, v. 17, pp. 74-76.
214. Molengraaff, G. A. F., 1910, On oceanic deep-sea deposits of central Borneo: *Proc. Konink. Akad. Wetensch. Amsterdam*, v. 12, pp. 141-147.
215. Moore, E. S., 1940, *Coal: Its properties, analysis, classification, geology, extraction, uses and distribution*, 2nd. ed.: New York, Wiley, 473 pp.
216. Moore, E. S., and Maynard, J. E., 1929, Solution, transportation, and precipitation of iron and silica: *Econ. Geol.*, v. 24, pp. 272-303, 365-402, 506-527.
217. Moore, R. C., ed., 1926, *Geology of salt dome oil fields*: Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 797 pp.

218. *Mountain, E. D.*, 1952, The origin of silicites: South African Jour. pp. 201—204.
219. *Mudge, M. R.*, 1972, Pre-Quaternary rocks in the Sun River Canyon, northwestern Montana: U. S. Surv. Prof. Paper 663-A, 142 pp.
220. *Murchison, D.*, 1969a, Report of the International commission for coal petrology: the work of the nomenclature subcommission from 1963—1966, Comptes Rendus 8th Int. Congr. Strat. Geol. Carb., Sheffield (1967), v. 1, pp. 131—143.
221. *Murchison, D.*, 1969b, Some recent advances in coal petrology: Comptes Rendus 8th Int. Congr. Strat. Geol. Carb., Sheffield, v. 1, pp. 351—364.
222. *Murray, J., and Renard, A. F.*, 1891, Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872—1876, Challenger Reports, 396 pp.
223. *Murray, R. C.*, 1964, Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 512—523.
224. *Nees, D., and Emery, K. O.*, 1967, The Dead Sea: Bull. Israeli Geol. Surv. 41, 147 pp.
225. *Ochsenjusz, C.*, 1887, Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlauge-salze: Halle, Pfeiffer, 172 pp.
226. *Oftedahl, C.*, 1958, A theory of exhalative-sedimentary ores: Geol. Fören Stockholm Förh. v. 80, pp. 1—19.
227. *Ogniben, L.*, 1957, Secondary gypsum of the Sulphur Series, Sicily, and the so-called integrations: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 64—79.
228. *Park, D. E., Jr., and Cronsis, Corey*, 1969, Origin of the Caballos and Arkansas novaculite formations: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 94—111.
229. *Pettijohn, F. J.*, 1926, Intraformational phosphate pebbles of the Twin City Ordovician: Jour. Geol., v. 34, pp. 361—372.
230. *Pettijohn, F. J.*, 1952, Geology of the northern Crystal Falls area, iron County, Michigan: U. S. Geol. Surv. Circ. 153, 17 pp.
231. *Pinner, A. C., Garrison, R. E., and Boyce, R. E.*, 1971, Sedimentology synthesis: lithology, chemistry and physical properties of sediments in the northwestern Pacific Ocean, in Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 6, pp. 1131—1252.
232. *Platt, L. B.*, 1962, The Rann of Cutch: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 92—90.
233. *Polderwaard, A.*, 1955, Chemistry of the earth's crust, in Crust of the earth—a symposium (Polderwaard, A. ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 72, pp. 119—144.
234. *Polynov, B. B.*, 1937, The cycle of weathering (Muir, A., trans.): London. Murby, 220 pp.
235. *Protze, O.*, 1930, Rezente marine Eisen-Ooide aus der Nordsee: Centralbl. Min. Geol. Palaeont. Abh. B., pp. 289—294.
236. *Prentice, J. E.*, 1958, The radiolarina cherts of North Devonshire, England: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 51, pp. 706—711.
237. *Radforth, N. W.*, 1959, Environmental and structural differentials in peatland development, in Environments of coal deposition (Dapples, E. C., and Hopkins, M. E., eds.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 114, pp. 87—104.
238. *Raiszick, A., and Marshall, C. E.*, 1948, The nature and origin of coal and coal seams: London, England Univ. Press, 282 pp.
239. *Ramberg, Hans*, 1952, The origin of metamorphic and metasomatic rocks: Chicago, Univ. Chicago Press, 317 pp.
240. *Rastoll, R. H.*, 1919, The mineral composition of the Lower Greensand strata of eastern England: Geol. Mag., v. 56, pp. 211—226, 265—272.
241. *Richardson, A. W.*, 1919, Origin of Cretaceous flint: Geol. Mag., v. 58, pp. 114—124.
242. *Richter-Bernburg, G.*, 1955, Über salinare Sedimentation: Deutsche Geol. Gesell. Zeitschr., v. 105, pp. 843—854.
243. *Richter-Bernburg, G.*, 1964, Solar cycle and other climatic periods in varvite evaporites, in Problems in palaeoclimatology: New York, Wiley-Interscience, pp. 510—519.
244. *Rogers, A. F.*, 1922, Collophane, a much neglected mineral: Amer. Jour. Sci., ser. 3, v. 3, pp. 269—276.
245. *Rogers, A. F.*, 1944, Pellet phosphorite from Carmel Valley, Monterey County, California: California Jour. Mines Geol., v. 40, pp. 411—421.
246. *Rubey, W. W.*, 1929, Origin of the siliceous Mowry Shale of the Black Hills region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 154, pp. 153—170.
247. *Rubey, W. W.*, 1930, Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sediments of the Black Hills region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 165A, 54 pp.
248. *Rubey, W. W.*, 1951, The geologic history of sea water, an attempt to state the problem: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 1111—1148.
249. *Ruedemann, R., and Wilson, T. Y.*, 1936, Eastern New York Ordovician cherts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1535—1586.

250. Sakamoto, T., 1950, The origin of the Precambrian banded iron ores; *Amer. Jour. Sci.*, v. 248, pp. 449-474.
251. Sampson, E., 1923, The ferruginous chert formations of Notre Dame Bay, Newfoundland; *Jour. Geol.*, v. 31, pp. 571-598.
252. Sargent, H. S., 1923, The massive chert formations of North Flintshire; *Geol. Mag.*, v. 60, pp. 168-183.
253. Sargent, H. S., 1929, Further studies of chert; *Geol. Mag.*, v. 68, pp. 272-303.
254. Schaller, W. T., 1912, Mineralogical notes, ser. 2; *Bull. U. S. Geol. Surv.* 509, pp. 89-100.
255. Schaller, W. T., and Henderson, E. P., 1932, Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas; *Bull. U. S. Geol. Surv.* 833, 124 pp.
256. Schmalz, R. F., 1969, Deep-water evaporite deposition: a genetic model; *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 53, pp. 798-823.
257. Schneider, H., 1927, A study of glauconite; *Jour. Geol.*, v. 35, pp. 299-310.
258. Schoen, Robert, 1964, Clay minerals of the Silurian Clinton ironstones, New York State; *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 855-863.
259. Scruton, L. P., 1963, Deposition of evaporites; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 37, pp. 2496-2512.
260. Sheppard, R. A., and Hunter, R. E., 1960, Chamosite coites in the Devonian of Pennsylvania; *Jour. Sed. Petrology*, v. 30, pp. 585-588.
261. Siebenhal, C. E., 1915, Origin of the zinc and lead deposits of the Joplin region; *Bull. U. S. Geol. Survey* 606, 283 pp.
262. Siever, Raymond, 1962, Silica solubility, 0°-200°C and diagenesis of siliceous sediments; *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 127-150.
263. Sloss, L. L., 1953, The significance of evaporites; *Jour. Sed. Petrology*, v. 23, pp. 143-161.
264. Smith, D. B., 1971, Possible diapiacite halite in the Permian Upper Evaporite Group of northeast Yorkshire; *Sedimentology*, v. 17, pp. 221-232.
265. Smith, G. I., and Haines, D. V., 1964, Character and distribution of nonclastic minerals in the Seaford Lake evaporite deposit, California; *Bull. U. S. Geol. Surv.* 1181-P, 58 pp.
266. Smith, L. E., Hosford, G. E., Sears, R. S., Sprouse, D. P., and Stewart, M. D., 1952, Stratigraphic sections of the Phosphoria Formation in Utah; *Circ. U. S. Geol. Survey* No. 211, 48 pp.
267. Smyth, C. H., Jr., 1892, On the Clinton iron ore; *Amer. Jour. Sci.*, ser. 3, v. 43, pp. 487-496.
268. Sosman, R. B., 1927, The properties of silica; New York, Chemical Catalogue Co., 856 pp.
269. Spackman, W., Riegei, W. L., and Dolsen, C. P., 1969, Geological and biological interactions in the swamp-marsh complex of southern Florida, in *Environments of coal deposition* (Dapples, E. C., and Hopkins, M. E., eds.); *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 114, pp. 1-35.
270. Sprunk, G. C., 1942, Influence of physical constitution of coal on its chemical hydrogenation, and carbonization properties; *Jour. Geol.*, v. 50, pp. 411-436.
271. Steimann, Gustav, 1925, Gibt es fossile Tiefseebablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?; *Geol. Rundschau*, v. 15, pp. 435-468.
272. Stewart, F. H., 1949, The petrology of the evaporites of the Eskdale No. 2 Boring, East Yorkshire; *Mineral. Mag.*, v. 28, pp. 621-675; v. 29, pp. 445-475, 557-572.
273. Stewart, F. H., 1951, The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, east Yorkshire; *Mineral. Mag.*, v. 29, pt. 2, pp. 448-475; pt. 3, pp. 557-572.
274. Stewart, F. H., 1953, Early gypsum in the Permian evaporites of northeastern England; *Proc. Geol. Assoc.*, v. 64, pp. 33-39.
275. Stewart, F. H., 1963, Marine evaporites, in *Data of geochemistry* (Fleischer, M., ed.); *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440-Y, 54 pp.
276. Stöcklin, J., 1968, Salt deposits of the Middle East, in *Saline deposits* (Matlock, R. B., ed.); *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 68, pp. 157-181.
277. Stone, R. W., and others, 1920, Gypsum deposits of the United States; *U. S. Geol. Surv. Bull.* no. 697, 326 pp.
278. Stopes, M. C., 1919, On the four visible ingredients in banded bituminous coal; *Proc. Roy. Soc. London*, v. B, 90, pp. 69-87.
279. Stopes, M. C., 1935, On the petrology of banded bituminous coal. London, Fuel, v. 14, pp. 4-13.
280. Strout, Willbur, 1944, The iron-bearing formations of Ohio; *Bull. Geol. Surv. Ohio*, ser. 4, no. 45, 230 pp.
281. Strout, W., and Schoenlaub, R. A., 1945, The occurrence of flint in Ohio; *Bull. Ohio Geol. Surv.*, ser. 4, no. 46, 110 pp.

282. *Strakhov, N. M.*, 1939, Schéma de la diagenèse des dépôts Geol. Helveticæ, v. 51, pp. 761—767.
283. *Surdam, R. C., Eugster, H. P., and Mariner, R. H.*, 1972, Magadi in Jurassic and Eocene to Pleistocene rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 1—10.
284. *Takahashi, J.*, 1939, Synopsis of glauconitization, in Recent Marine Sed (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 503—512.
285. *Talioferro, N. L.*, 1933, The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments: Bull. Univ. California Publ. Dept. Geol. Sci., v. 23, pp. 1—55.
286. *Talioferro, N. L.*, 1934, Contraction phenomena in cherts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 45, pp. 196—197.
287. *Talioferro, N. L.*, 1935, Some properties of opal: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 39, pp. 450—474.
288. *Talioferro, N. L.*, 1943, Franciscan-Knoxville problem: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 27, pp. 109—219.
289. *Tanton, T. L.*, 1950, The origin of iron range rocks: Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, v. 44, pp. 1—19.
290. *Tarr, W. A.*, 1917, Origin of chert in the Burlington Limestone: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 44, pp. 409—452.
291. *Tanton, T. L.*, 1926, The origin of flint and chert: Univ. Missouri Studies, v. 1, no. 2, pp. 1—54.
292. *Tarr, W. A.*, 1938, Terminology of the chemical siliceous sediments: Repl. Comm. Sed. 1937—1938, Nat. Res. Coun., pp. 8—27 (mimeographed).
293. *Hayler, J. H.*, 1949, Petrology of the Northampton sand ironstone formation: Great Britain Geol. Surv. Mem., 111 pp.
294. *Taylor, R. E.*, 1937, Water-insoluble residues in rock salt of Louisiana salt plugs: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 21, pp. 1268—1310.
295. *Thiessen, R.*, 1920, Compilation and composition of bituminous coals: Jour. Geol., v. 28, pp. 185—209.
296. *Thurston, D. R.*, 1972, Studies on bedded cherts: Contr. Min. Petrology, v. 35, pp. 329—334.
297. *Tomkeieff, S. I.*, 1954, Coals and bitumens and related fossil carbonaceous substances: nomenclature and classification. London, Pergamon, 122 pp.
298. *Trask, P. D.*, 1939, Organic content of Recent marine sediments, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 428—463.
299. *Trask, P. D., and Hammar, H. E.*, 1934, Organic content of sediments: Amer. Petrol. Inst., 15th Ann. Mtg., Dallas, 14 pp. (reprint).
300. *Trask, P. D., and Patnode, H. W.*, 1936, Means of recognizing source beds, in Drilling and production practice: Chicago, Amer. Petrol. Inst., pp. 368—384.
301. *Trethethen, J. M.*, 1947, Some features of the cherts in the vicinity of Columbia, Missouri: Amer. Jour. Sci., v. 245, pp. 56—58.
302. *Trendall, A. F.*, 1955, Origin of Precambrian iron-formations (discussion): Econ. Geol., v. 69, pp. 1065—1070.
303. *Trendall, A. F.*, 1968, Three great basins of Precambrian banded iron-formation deposition: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 1527—1544.
304. *Twenhofel, W. H.*, 1950, Principles of sedimentation: New York, McGraw-Hill, 673 pp.
305. *Twenhofel, W. H., and Blackwelder, E.*, 1932, Phosphatic sediments, in Treatise on sedimentation (Twenhofel, W. H., ed.): Baltimore, Williams and Wilkins, pp. 546—561.
306. *Tyler, S. A.*, 1950, Sedimentary iron deposits, in Applied sedimentation (Trask, P. D., ed.): New York, Wiley, pp. 506—523.
307. *Tyler, S. A., Barghoorn, E. S., and Barrett, L. P.*, 1957, Anthracitic coal from Precambrian Upper Huronian black shale of the Iron River district, northern Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1293—1304.
308. *Tyler, S. A., and Twenhofel, W. H.*, 1952, Sedimentation and stratigraphy of the Huronian of Upper Michigan: Amer. Jour. Sci., v. 250, pp. 1—27, 118—151.
309. *Udden, J. A.*, 1912, Geology and mineral resources of the Peoria Quadrangle: Bull. U. S. Geol. Surv., 506 pp. 45—70.
310. *Udden, J. A.*, 1924, Laminated anhydrite in Texas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 35, pp. 347—354.
311. *Urasov, G. G., and Polyakov, V. D.*, 1956, Salts of Kara-Bogaz-Gol: Priroda, no. 9, 61 pp. (in Russian).
312. *Usiglio, J.*, 1849, Analyse de l'eau de la Méditerranée sur la côte de France: Ann. Chim. Phys., ser. 3, v. 27, 92, 172 pp. (see Clarke, 1924, pp. 219—220).
313. *Van Hise, C. R., and Leitch, C. K.*, 1911, The geology of the Lake Superior region: U. S. Geol. Surv. Monogr. 52, 641 pp.

314. Van Tuyl, F. M., 1912, A study of the cherts of the Osage series of the Mississippian system: Proc. Iowa Acad. Sci., v. 19, pp. 173-174.
- 315 Van Tuyl, F. M., 1918, The origin of chert. Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 45, pp. 449-456.
316. Wantless, H. R., 1950, Late Paleozoic cycles of sedimentation in the United States: 18th Int. Geol. Congr. Rept., pt. IV, pp. 17-28.
317. Washburn, E. W., and Navais, L., 1922, The relation of chalcedony to other forms of silica, Proc. Nat. Acad. Sci., v. 8, pp. 1-5.
318. Wetler, J. M., 1930, Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance: Jour. Geol., v. 38, pp. 97-135.
319. Wells, R. C., 1937, Analyses of rocks and minerals from the laboratory of the United States Geological Survey, 1914-36: U. S. Geol. Surv. Bull. no. 878, 134 pp.
320. West, F. M., 1954, Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck Beds of Dorset: Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 34, pt. 3, pp. 315-330.
321. White, D. E., 1954, Stratigraphy and structure of the Mesabi Range, Minnesota: Bull. Minnesota Geol. Surv. 38, 92 pp.
322. White, D. E., 1947, Diagenetic origin of chert lenses in limestone at Sideral state of Querétaro, Mexico: Amer. Jour. Sci., v. 245, pp. 19-55.
323. White, D., and Thiessen, R., 1913, The origin of coal: Bull. U. S. Bur. Mines 35, 390 pp.
324. Withamson, W. O., 1937, Silicified sedimentary rocks in Australia: Amer. Jour. Sci., v. 255, pp. 23-42.
325. Winkler, A., 1925, Über die Bildung mesozoischer Hornsteine: ein Beitrag zur sedimentpetrographie der julischen Alpen: Tschermaks Mitt. Geol. v. 38, pp. 424-455.



## Введение

Химические процессы, почти одновременные с осадконакоплением или следовавшие за ним, определяют формирование разнообразных осадочных текстур. В этой главе мы рассматриваем те объекты, которые формируются в результате осаждения или сегрегации минерального вещества и включают такие тела, как желваки, конкреции, жеоды и септарии. Хотя обычно тела имеют небольшой объем и являются второстепенными компонентами породы, распространены они достаточно широко. По-видимому, это сегрегация более редких компонентов вмещающих пород, в которых они встречаются.

До недавнего времени конкреции рассматривались как любопытные образования и большей частью серьезному изучению не подвергались. Последнее исследование, в частности работа Рейсуэлла [75], показало, что конкреции могут объяснить характер и последовательность диагенетических процессов, которые воздействовали на осадок. Конкреция представляет собой «замороженную» летопись условий, характерных для осадка во время его накопления; она также несет в себе информацию о процессах консолидации осадка. Изучение конкреций, следовательно, имеет гораздо большее значение, чем предполагалось ранее.

## Определения и классификация

Так много объектов различного характера называют конкрециями, что этот термин имеет только самое общее значение. Он используется равнозначно с термином желвак (nodule) в весьма широком смысле. Все определения, однако, предусматривают состав, отличающийся от вмещающей породы, и во всех них также указывается на образование стяжений в результате осаждения из водного раствора внутри вмещающей породы — особенность, необходимая для того, чтобы отличить конкреции или желваки от гальки. Таким образом, галька и конкреции различаются генетически.

Признавая необходимость совершенствования определений и терминологии, Толд [102] предложил четыре термина: аккреция, интеркреция, экскреция и пикреция, основанные на способе роста стяжений. Аккреция равномерно растущих от центра к периферии; интеркреция является септариями, которые формируются в результате неправильного и интерстициального роста; экскреция растет от периферии внутрь; а пикреция представляет собой цилиндрические формы с полостью сердцевинной. Предложенная Толдом классификация, по-видимому, не получила всеобщего признания.

На практике по отношению к конкреционным телам для отражения различий в форме и внутреннем строении используются специфические названия такие, как жеоды, септарии и «конус в конусе», которые являются носителями таких различий. По отношению к менее

правильным и бесструктурным телам, таким, как флинтовые и кремневые стяжения во многих карбонатных породах, чаще всего применяется термин желвак. Они не называются конкрециями; этот термин сохраняется за более правильными формами, многие из них в отличие от кремневых желваков имеют ядро. Очевидно, мы нуждаемся в лучшей терминологии.

Диагенетические сегрегации можно классифицировать по времени образования, форме, внутреннему строению и составу.

Различные конкреционные тела могут быть сингенетическими, такими являются современные глубоководные марганцевые желваки, почти сингенетическими, т. е. раннедиагенетическими, образовавшимися до полного уплотнения вмещающего осадка, или эпигенетическими, образовавшимися после консолидации вмещающей породы. Они также могут быть классифицированы по их внешней форме либо конкреционной, либо пластообразной. Большинство диагенетических сегрегаций формировалось вокруг какого-то центра, часто вокруг инородного объекта — листка или раковины — в качестве ядра [10] некоторые образования, например «конус в конусе», выделяются или осаждаются по плоскостям напластования и, таким образом, имеют таблитчатую форму.

Сегрегации могут быть также классифицированы по особенностям их внутреннего строения.

Если исключить определенные псевдоконкреционные формы, такие как панцирные глиняные шары, некоторые «известковые глиняные шары» [39] и часть водорослевых структур или околочитов (см. рис. 10-18), то различные агрегаты вторичных минералов распределяются по четырем основным классам, отличающимся по своему внутреннему строению. Первый класс включает такие тела, как кремневые и флинтовые желваки, достаточно неправильные по форме и характеризующиеся отсутствием правильной внутренней структуры. По-видимому, они являются продуктом постседиментационного замещения вмещающей породы, хотя некоторые геологи предполагают первичное происхождение этих тел. Второй — объединяет кристаллические агрегаты, которые являются крупнозернистыми кристаллическими образованиями. Некоторые из них характеризуются радиальным расположением иглочатых кристаллов (сферолиты); другие имеют радиальную симметрию (розетки) или менее правильное взаимное прорастание крупных кристаллов (песчаных кристаллов). В некоторых содержится, а в других не содержится материал матрикса, в котором они развивались. Третий класс конкреционных тел представлен обычными субсферическими формами, обычно сильно сплюснутыми, а иногда и морфологически сложными, образующимися в результате роста вокруг нескольких центров. Они в основном формировались в процессе упорядоченного осаждения минерального вещества в порах осадка, окружающего ядро. Через эти стяжения, по-видимому, проходят плоскости напластования вмещающей породы. Эти тела названы просто конкрециями. Четвертый — и последний класс составлял минеральные сегрегации, которые обусловлены заполнением пустотного пространства или трещины, или системы трещин. Они не все одинаковы и не образуют однородной группы. Сюда включаются простые жилы, сепарные системы жил, жезды и т. д.

Сегрегации можно классифицировать в соответствии с их составом аналогично тому, как классифицируются необломочные осадки. В этом аспекте мы имеем кремневые сегрегации (кремневые, флинтовые),

карбонатные (кальцитовые, арагонитовые, сидеритовые); сложные окислами железа, сульфатами (гипсом, баритом) и дами (марказитом, пиритом).

## Происхождение

Весьма существенно, что различные структуры, определяемые как конкреции, являясь главным образом сегрегациями второстепенных компонентов породы, в которой они развиваются. Они представлены кремнеземом в карбонатных вмещающих породах, известняковыми карбонатами — в глинистых сланцах или песчаниках, сульфидами железа — в черных сланцах, а также фосфором, марганцем, барием или другими рассеянными элементами вмещающей породы. Для выделения этих веществ поступление материала извне обязательно. Как отмечено Рамбергом [76], из-за разности поверхностных энергий свободная энергия будет меньше, если эти компоненты находятся в виде агрегатов, чем тогда, когда они разделены или рассеяны; поэтому формируются агрегаты в течение времени.

Важной проблемой происхождения конкреционного тела является способ замещения. Сегрегации могут создавать для себя пространство путем замещения вмещающей породы, как это происходит с кремневыми желваками; путем отложения в ранее существовавших пустотах или трещинах, как это происходит в случае жеод и жидл, или же путем осаждения в имеющихся порых какого-то одного или нескольких центров во вмещающей породе, как это происходит с известковыми конкрециями в песке или алевролите, с шаровидными конкрециями и песчаными кристаллами кальцита, гипса и барита. И, наконец, они образуются, внедряясь во вмещающий матрикс и раздвигая его. Поэтому для исследователя основными являются правильные выбор и применение критериев, необходимых для систематики способов замещения. Они рассматриваются ниже.

К этой проблеме примыкают проблемы времени замещения и критериев для решения этого вопроса. Некоторые авторы пришли к заключению, что сегрегации являются сингенетическими, т. е. сформировались, по существу, на дне моря. Эта концепция применялась в особенности к кремневым желвакам [99, 104] и, конечно, применима к баритовым и марганцевым конкрециям, образующимся в настоящее время на дне морей. Окаменелости, содержащиеся в некоторых конкрециях, в отличие от окаменелостей, присутствующих в матриксе, не разрушены и представлены целыми формами, что дает возможность предположить формирование вмещающего окаменелость конкреционного тела на ранней стадии, т. е. в то время, когда осадки были еще мягкими и неконсолидированными. Они являются диагенетическими. В других случаях прохождение плоскостей напластования через конкреционную структуру без их нарушения на контакте конкреция — матрикс позволяет предполагать, что эти структуры сформировались значительно позже консолидации осадка. Они являются эпигенетическими. Для третьих предполагается постседиментационное происхождение, когда отмечается деформация вмещающей породы в результате роста конкреционного тела [25], хотя следует обратить внимание на установление различий между этими деформациями и деформациями, вызванными уплотнением матрикса вокруг жесткого инородного тела.

Что определяет размер, число и пространственное размещение конкреций? Их ориентировку и форму? Во многих случаях, например

в известковых конкрециях в глинистых сланцах, центр формирования стяжения определяется небольшим органическим телом, таким, например, как лист или раковина. Многие конкреции приобрели известность благодаря прекрасной сохранности ископаемых остатков, как, например, конкреции с окаменелыми растениями и насекомыми из Мезон-Крик, штат Иллинойс. Как отмечалось Уиксом [112], аммиак, образовавшийся при разложении органического вещества, вероятно, местами вызвал изменение pH, что вызвало отложение карбоната кальция, которое в других условиях было бы невозможным. Распространение кремневых желваков, баритовых роз и тому подобных образований, вероятно, не может быть объяснено таким образом. Было отмечено [79] ритмическое размещение флинтовых желваков в меловых породах мелового возраста. В некоторых разрезах их распространение определяется проницаемостью; более проницаемые пласты содержат конкреции, а в менее проницаемых они отсутствуют. Об ориентировке несферических конкреций известно немного, если не считать того, что они имеют тенденцию к уплощению параллельно вертикальной. Колтон [20] отмечал региональную ориентировку длинных осей карбонатных конкреций в девонских отложениях штата Нью-Йорк. Такая ориентировка обусловлена различной проницаемостью, связанной с зернистой структурой породы, контролируемой региональной системой течений, или с ростом стяжений вокруг растительных обломков, которые были ориентированы этой системой течений.

Остается много необъяснимых явлений. Некоторые сегрегации замещают матрикс, другие — нет. Обычно стяжения в карбонатных породах являются телами зачехления, а сегрегации глинистых сланцев — нет. Некоторые конкреции включают большое количество вмещающей породы, особенно карбонатные конкреции в песчаниках и крупные кристаллические агрегаты кальцита, барита и гипса в песках. С другой стороны, конкреции в глинистых сланцах, по-видимому, не включают большую часть матрикса. Некоторые конкреции являются микрокристаллическими, другие образуются из крупных единичных кристаллов или скоплений кристаллов, а также из радиальных агрегатов. Часть из них является гомогенными, другие — радиальными. Ясно то, что факторы, лежащие в основе этих наблюдений, изучены еще недостаточно.

Многие специальные аспекты происхождения рассматриваются в разделах, посвященных отдельным типам конкреций, а именно: жилам, септариям и формам «конус в конусе».

## **Карбонатные конкреции и желваки**

### **Конкреции в песках и алевролитах**

Шаровые песчаные конкреции. Эти объекты являются продуктом локализованного осаждения минерального вещества, главным образом карбонатного, в зонах осадка вокруг какого-то ядра или центра [36]. Обычно они имеют сферическую, сфероидальную или дискообразную форму; в результате слияния двух или более простых форм возникают и более сложные формы.

По размеру они колеблются от мелких объектов диаметром 1 см до крупных сфероидальных тел, достигающих 9 м в диаметре; примером последних являются конкреции в меловых песчаниках Дакота близ Миннеаполиса в штате Канзас (рис 12-11) и в песчаниках Фокс-Хилс в Колорадо [62]. Размеры стяжений, по-видимому, зависят от-



Рис. 12-1 Крупные конкреции в песчаных Дакота (мел), «Каменный город», юго-запад Миннеаполиса, округ Оттава Канзас, США (фото Геологической службы штата Канзас)

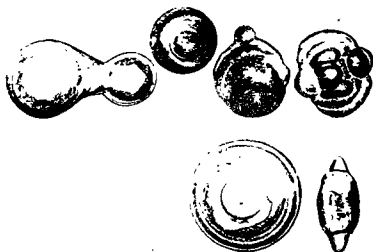


Рис. 12-2 Известковые конкреции — аммонитовые камни, уменьшено приблизительно в два раза



Рис. 12-1. Иматровые камни.



Рис. 12-2. Иматровые камни.

части от проницаемости пород; конкреции в песчаниках крупнее (и более сферические), чем конкреции в алевролитах.

Эти конкреции, подобно несчапым кристаллам, содержат много материала вмещающего пород. Плоскости напластования вмещающих пород проходят через них, что указывает на образование этих тел после отложения вмещающего осадка. Таким образом, они представляют собой явление локализованной цементации. Такая цементация, вероятно, была относительно ранней; ассоциации тяжелых минералов конкреционных тел могут отличаться от ассоциаций вмещающей породы тем, что они обогащены менее устойчивыми видами [12].

Иматровы камни. Известковые конкреции в некоторых позднеледниковых глинах имеют широкое распространение и были неоднократно описаны в литературе (рис. 12-2). Эти объекты, которые называют иматровыми камнями, или марлкораллами, встречаются в алевролитовых слоях, переслаивающихся с ленточными озерными глинами Финляндии, Швеции и Норвегии, где они известны давно, а также в аналогичных отложениях Северной Америки, особенно в ледниково-озерных отложениях долины р. Концептикут [98], в районе Оттавы [50] и в районе Истнайл на северном берегу оз. Гурон [74].

Наиболее полное описание этих образований дано Тарром [98]. Конкреции встречаются главным образом в алевролитовых слоях; они сплющены параллельно напластованию, обычно имеют дискообразную форму и характеризуются слоистостью напластования, проходящей через них. Хотя конкреции обычно имеют небольшие размеры; от 2 до 3 см в диаметре, и простую форму, встречаются и более сложные экземпляры диаметром 10 см и более, обычно они характеризуются причудливой формой. Эти сложные формы являются результатом главным образом соединений иррегулярных типов, образующих конкреции гантелеобразной формы, в отдельных случаях они представляют собой бородавчатые наросты и другие, не поддающиеся точному описанию, формы. Иногда эти сложные формы обнаруживают необычную двустороннюю симметрию.

Иматровы камни являются сильно известковыми (табл. 12-1), хотя все они содержат большое количество алевролита. Иматровы камни долины р. Концептикут состоят приблизительно из 50% карбоната и 50% глинистого алевролита. Стяжения, найденные в районе Абитби в Квебеке, содержат от 55 до 65% карбоната, главным образом, кальцита [110], содержащие же доломита незначительное. Доли карбонатов определяется приблизительно объемом пор свежеотложенного

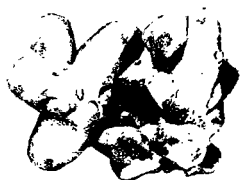


Рис. 12-3. Песчаные кристаллы из отложений палеозойского миоценового во гата Бедленд, Южная Дакота, США.

Скалеозерстский кальцит с включенными зернами песка. Длина образца около 15 см.

алеврита. Анализы Тарра показывают, что конкреции неожиданно высоким содержанием  $MnO$  предположительно карбоната.

Следовательно, очевидно, что форма, строение и состав конкреций являются результатом локализованного и, вероятно, осаждения карбоната кальция в порах алевритового пласта. Тарр тался разработать в деталях механизм этого процесса.

Квирк [74] считал, что многие стяжения сформированы и «окамы под воздействием вод в то время, когда они еще находились в состоянии «состояния»».

Таблица 12-1

Химические анализы карбонатных конкреций

Компоненты	А	Б	В	Г	Д
$SiO_2$	0,08	23,92	14,18	4,72	13,1
$Al_2O_3$	1,87	6,82	4,09	2,45	35,1
$Fe_2O_3$	5,03*	1,12	1,47	1,64	4,71
$FeO$	—	2,57	35,73	41,68	—
$MgO$	13,80	2,26	2,75	4,34	—
$CaO$	27,29	31,35	4,44	6,13	22,9
$Na_2O$	—	1,16	0,35	0,22	—
$K_2O$	—	1,84	0,60	0,27	—
$H_2O^+$	—	2,04	2,39	2,11	—
$H_2O^-$	0,20	0,64	—	0,35	—
$TiO_2$	0,12	0,62	0,49	0,10	—
$P_2O_5$	Сл.	0,36	0,52	1,77	—
$MnO$	0,50**	0,93	1,04	0,60	—
$CO_2$	38,83	24,24	31,00	33,37	18,0
$C$	2,25	—	0,87	—	—
$S$	0,67	—	—	0,35	—
Сумма	99,65	99,87	100,13	100,15**	93,8

\* Общее содержание железа

\*\* Приведено как  $MnO$ .

— Сумма включает  $SO_3$  0,07,  $BaO$  0,01;  $SiO$  0,05;  $F$  0,03

А Конкреции из сланцев Огайо (Идони, Огайо). Аналитик Д. Деморест [89].

Б Иматров камень, известковая конкреция в позднеледниковых глинах, Восточная Финляндия. Аналитик Л. Локка [31].

В Сидеритовая конкреция («глинистый железняк»), верхний карбон. Кантабрийские горы, Испания [66].

Г Железистые карбонатные желваки, средний ледас, Англия. Аналитик К. Харрей [101].

Д Сепарированный желвак, частичный анализ внутреннего матрикса из ледасового слоя, Англия [79].

**Песчаные кристаллы.** Песчаные кристаллы представляют собой крупные (от 5 до 10 см и даже крупнее) эвгедральные кристаллы кальцита или скопления таких эвгедральных кристаллов скаленоэдрического габитуса. Эти кристаллы или агрегаты кристаллов объединяли большую часть, неска в процессе кристаллизации в так называемые «собачьи клыки». Они встречаются в рыхлых песках и, следовательно, могут быть извлечены из матрикса неповрежденными (рис. 12-3). Широко известны песчаные кристаллы песчаника Фонтенбло (третичного возраста) во Франции [17] и несчаные кристаллы из русел миоценовых палеорек группы Арикари в Бедленде, в Южной Дакоте [4]. Образование песчаных кристаллов обуславливает пятнистый блеск,

характеризуются  
ительно в осе-

состав  
ероятно, рн-  
пласта Т-  
цесса.

ированы  
находясь

блюдаемый в некоторых песчаниках, а также цементацию песчаника, что рассмотрено выше. Песчаные кристаллы и шаровые песчаные конкреции были недавно рассмотрены в работе Фурманна [36].

### Конкреции в глинистых сланцах

Сотни примеров глинистых сланцев, содержащих карбонатные конкреции, можно привести из мировой геологической литературы. Конкреции особенно характерны для тонкоплитчатых черных глинистых сланцев. Их форма обычно сферическая или овальная, и они часто слегка уплощены параллельно напластованию. По размеру они изменяются от нескольких сантиметров до 8 м. Многие содержат ископаемые остатки в ядре, чаще всего рыб или аммонитов. Слоистость глинистых сланцев «обтекает» конкрецию, обгибая ее снизу и сверху.

Конкреции обычно состоят из карбоната кальция, главным образом кальцита; другие представлены сидеритовыми глинистыми железняками, а некоторые — явно марганцевосные (см табл. 12-1). Некоторые карбонатные конкреции имеют специфическое внутреннее строение. Конкреции с сеткой жил являются септариевыми желваками. Конкреции «конус в конусе» формируют другой класс. Как септариевая, так и конкреция с текстурой «конус в конусе» описаны ниже.

Широко известными примерами являются карбонатные конкреции, содержащие остатки рыб, в темных меловых сланцах долины р. Магдалена в Колумбии [112, 113], карбонатные конкреции сланцев Огайо (девон) в одноименном штате США [25, 19], которые местами также содержат ископаемые остатки рыб, конкреции (некоторые с заметным содержанием марганца) в сланцах Пирр (мел) в Южной Дакоте [40], кембрийские конкреции Южного Уэльса и лейсовы конкреции в Дорсете, описанные Рейсуэллом [75].

Возраст этих конкреций относительно времени отложения осадочных спорный. Предлагавшиеся критерии определения возраста сомнительны. Во многих конкрециях наблюдается осадочная слоистость. Слоистость по основной оси — горизонтальная и представляет единое целое со слоистостью вмещающих глинистых сланцев, тогда как слоистость в периферийных участках конкреций отклоняется от главной оси (рис. 12-4). Непрерывность слоистости показывает, что конкреция развивалась после накопления вмещающих глинистых сланцев, тогда как отклонение слоистости указывает на продолжающийся рост, последовавший за частичным уплотнением вмещающих сланцев. Очевидно, что это относится к диагенетическому, а не эвгенетическому периоду. Наблюдения Уикса [112] над целыми, ненарушенными ископаемыми остатками рыб в конкрециях свидетельствует в пользу мнения, что рост предшествовал уплотнению. Искривление слоистости глинистых сланцев вокруг конкреций является, следовательно, функцией уплотнения, а не результатом роста конкреции.

Наблюдение Рейсуэлла [76] говорящее о том, что содержание карбоната в центральной части конкреции выше, чем в периферийной (рис. 12-5), легко объяснить, если предположить, что карбонат был отложен в порах осадка и, таким образом, содержание его в конкреции связано с пористостью вмещающего осадка. Если это так, то аналитические данные дают возможность предположить, что рост конкреции

Таблица 1

1	1,1	1,1
2	1,1	1,1
3	1,1	1,1
4	1,1	1,1
5	1,1	1,1
6	1,1	1,1
7	1,1	1,1
8	1,1	1,1
9	1,1	1,1
10	1,1	1,1
11	1,1	1,1
12	1,1	1,1
13	1,1	1,1
14	1,1	1,1
15	1,1	1,1
16	1,1	1,1
17	1,1	1,1
18	1,1	1,1
19	1,1	1,1
20	1,1	1,1
21	1,1	1,1
22	1,1	1,1
23	1,1	1,1
24	1,1	1,1
25	1,1	1,1
26	1,1	1,1
27	1,1	1,1
28	1,1	1,1
29	1,1	1,1
30	1,1	1,1
31	1,1	1,1
32	1,1	1,1
33	1,1	1,1
34	1,1	1,1
35	1,1	1,1
36	1,1	1,1
37	1,1	1,1
38	1,1	1,1
39	1,1	1,1
40	1,1	1,1
41	1,1	1,1
42	1,1	1,1
43	1,1	1,1
44	1,1	1,1
45	1,1	1,1
46	1,1	1,1
47	1,1	1,1
48	1,1	1,1
49	1,1	1,1
50	1,1	1,1
51	1,1	1,1
52	1,1	1,1
53	1,1	1,1
54	1,1	1,1
55	1,1	1,1
56	1,1	1,1
57	1,1	1,1
58	1,1	1,1
59	1,1	1,1
60	1,1	1,1
61	1,1	1,1
62	1,1	1,1
63	1,1	1,1
64	1,1	1,1
65	1,1	1,1
66	1,1	1,1
67	1,1	1,1
68	1,1	1,1
69	1,1	1,1
70	1,1	1,1
71	1,1	1,1
72	1,1	1,1
73	1,1	1,1
74	1,1	1,1
75	1,1	1,1
76	1,1	1,1
77	1,1	1,1
78	1,1	1,1
79	1,1	1,1
80	1,1	1,1
81	1,1	1,1
82	1,1	1,1
83	1,1	1,1
84	1,1	1,1
85	1,1	1,1
86	1,1	1,1
87	1,1	1,1
88	1,1	1,1
89	1,1	1,1
90	1,1	1,1
91	1,1	1,1
92	1,1	1,1
93	1,1	1,1
94	1,1	1,1
95	1,1	1,1
96	1,1	1,1
97	1,1	1,1
98	1,1	1,1
99	1,1	1,1
100	1,1	1,1

представляют собой  
мелкие кристаллы  
или скелетозиды  
или объединены в  
так называемые  
как и, следовательно  
ими (рис. 12-3). Их  
интенсивно (третьи  
из руд  
Южной Дакоте [4] в  
глинистый блок



продолжался непрерывно и в процессе уплотнения. Вода свидетельствует отклонение слоистости (см. так

Если принять за основу это предположение, то первая пористость вмещающего осадка была высокой: в некоторых 85%. Такая высокая пористость отмечена в верхних 5 м современных тонкозернистых глинистых осадков. Следовательно, конкреции сформировались на ранних этапах вблизи поверхности осадка. Конкреции, характеризующиеся меньшей пористостью в центральной части, предположительно сформировались на стадии позднего диагенеза, возможно, одновременно с более удаленными от центра частями других конкре-

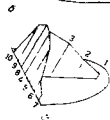
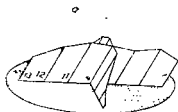


Рис. 12-4. Соотношение между известковым желваком и слоистостью пласта [75].

1 — первоначальная цементация неуплотненного осадка; 2 — осадок уплотняется вокруг сementированной конкреции и сам цементуется; 3 — дальнейшее уплотнение слоев вмещающего осадка

Рис. 12-5. Содержание карбоната в конкрециях. Величины содержания карбоната пропорциональны вертикальным линиям [75].

Содержание карбоната 1% в конкреции: 1 — 41,6; 2 — 65,0; 3 — 52,4; 4 — 63,9; 5 — 64,3; 6 — 31,3; 7 — 1,5; 8 — 64,8; 9 — 49,2; 10 — 0,8; 11 — 68,3; 12 — 64,0; 13 — 40,4. Содержание карбоната (%) в конкреции: 1 — 5,7; 2 — 31,1; 3 — 57,6; 4 — 73,7; 5 — 59,1; 6 — 17,2; 7 — 8,1; 8 — 73,7; 9 — 52,9; 10 — 15,2.

ций, чей рост начался раньше. Ранний рост конкреций на таких небольших глубинах делает реальной возможность того, что в процессе подволной эрозии может произойти вымывание этих тел; по-видимому, это явление действительно имеет место в некоторых случаях.

Проблема роста конкреций, рассмотренная на примере известковых желваков в глинистых сланцах, относится также в той или иной степени к конкрециям в алевролитах и песчаниках. Форма единичного конкреционного тела является отражением анизотропной проницаемости вмещающей породы. Песчаник имеет почти изотропную проницаемость; отсюда следует, что известковые конкреции в этой породе почти сферические, а конкреции в глинистых сланцах уплощены, при этом размер по вертикальной оси составляет не более половины такого же по горизонтальной оси. Округлая форма сечения конкреции в плоскости слоистости свидетельствует об однородной проницаемости вдоль плоскости напластования; исключение составляют вытянутые в ориентированные конкреции Колтона [20]. В одной и той же толще осадков более древние конкреции сферической формы встречаются чаще, чем более молодые конкреции [75].

Подобно этому же [69] и первоначальная структура конкреции формируется в результате диффузии из морской воды. Высокая первоначальная пористость, указывающая на рост конкреций в непосредственной близости к поверхности раздела осадок—вода, предполагает возможность изаимовообмена вод. Низкая первоначальная пористость позволяет предположить обратное. Минеральный состав может также определяться условиями роста. Бернер [8] считал, что развитие ирида по периферии конкреций означает появление ионов сульфатов, возможное только в результате диффузии из морской воды. С другой стороны, для сидерита требуется более высокое давление  $\text{CO}_2$ , чем то, которое наблюдается в обычной морской воде [24], и, следовательно, это означает закрытую систему. Чтобы установить разницу между закрытой и открытой системами, было использовано [47], также содержание  $\text{S}^{2-}$ . Для более детального ознакомления с этим и связанными с ними проблемами роста конкреций отсылаем к обширному исследованию Рейбуэлла [75] и к работам, посвященным этим вопросам, Бернера [8, 9] и Селблза [85].



Возникает также вопрос, росли ли конкреции в замкнутой системе, получая весь материал из вмещающего осадка? Или они были сформированы в открытой системе, что предполагает обмен между поровой и морской водой, расположенной выше. Высокая первоначальная пористость, указывающая на рост конкреций в непосредственной близости к поверхности раздела осадок—вода, предполагает возможность изаимовообмена вод. Низкая первоначальная пористость позволяет предположить обратное. Минеральный состав может также определяться условиями роста. Бернер [8] считал, что развитие ирида по периферии конкреций означает появление ионов сульфатов, возможное только в результате диффузии из морской воды. С другой стороны, для сидерита требуется более высокое давление  $\text{CO}_2$ , чем то, которое наблюдается в обычной морской воде [24], и, следовательно, это означает закрытую систему. Чтобы установить разницу между закрытой и открытой системами, было использовано [47], также содержание  $\text{S}^{2-}$ . Для более детального ознакомления с этим и связанными с ними проблемами роста конкреций отсылаем к обширному исследованию Рейбуэлла [75] и к работам, посвященным этим вопросам, Бернера [8, 9] и Селблза [85].

Изотопный анализ, в частности отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в конкрециях, предположительно сформировавшихся в замкнутой системе, позволяет использовать его при интерпретации древних условий осадконакопления. Применяя этот метод к сидеритовым конкрециям палеозойского возраста, Вебер, Уильямс и Кейт [111] смогли выделить морские, соленоватоводные и пресноводные глинистые сланцы.

### Септариевые конкреции

Септарии представляют собой крупные (от 10 до 100 см, заметно сплюснутые желваки, характеризующиеся серией радиальных трещин, которые расширяются по направлению к центру, затухают вблизи краевых частей и пересекаются серией концентрических трещин, параллельных краю (рис. 12-6). Правильный рисунок является исключением, а в общем преобладают неправильные системы. Система трещин в разрезе наиболее часто является многоугольной. Хотя по периферии трещины расположены радиально. В целом ширина трещин обычно не зависит от положения в желваке, однако трещины краевых частей суживаются по направлению к периметру; окранные трещины редко простираются за пределы конкреции. Трещины всегда заполнены кристаллическим осадком, чаще всего кальцитом. Многие септарии, извлеченные из глинистого матрикса, выветриваются и эродированы до такой степени, что становится видна внутренняя система жил («спинна черепашки»). Система жил может быть даже полностью лишена материала заполнения. Такие структуры были названы «мелкими иридами» (рис. 12-7). Однако считается, что некоторые из них образуются в глинистых сланцах без всякой связи с развитием желваков [15].

Септариевые желваки, за исключением выполнения жил, обычно представляют собой тела, сложенные нечистыми глинистыми карбонатами и заключенные в глинистом сланце. В некоторых септариях карбонат обогащен закисным железом и желвак является постоянным глинистым железяком (см. табл. 12-1, В и Г). Согласно Ричардсону [78], в центральной части содержится больше глинистого, чем по периферии.

ферри желвака, — факт, подтверждаемый Вайосси. Выполнение представлено главным образом кальцитом, присутствуют пирит, сфалерит и барит [101].

Особенностью части септариевых желваков является те «конус в конусе», которая включает некоторые из этих тел.

Происхождение септариевых желваков было предметом многочисленных обсуждений [15, 16, 23, 26, 78, 103, 101, 106]. Образование септариевого желвака включает формирование желвачного тела, отверждение внешней части, сопровождаемое дегидратацией внутренней части и возникновением системы трещин усыхания, и частичное или полное



Рис. 12-6. Септариевая структура. Длина образца около 12 см

Рис. 12-7. Мелашкария

Идеальная текстура образована жильным выветриванием, которое, вероятно, было освобождено при выветривании септариевого желвака. Длина образца около 12 см

заполнение трещин «оживленным» минеральным веществом; в результате этих процессов в желваке возникает септариевая сетка жил. Усыхание и возникновение трещин свидетельствуют в пользу гелеподобного характера первоначального тела — аспект развития септариев, который изучен еще недостаточно. Рейсуэлла [75] полагал, что септариевые образования характерны для высокопористого водонасыщенного осадка и, следовательно, должны быть отнесены к конкрециям, образовавшимся на ранних этапах уплотнения осадка. С другой стороны, текстура «конус в конусе», ассоциирующая с некоторыми конкрециями, формируется позже, после некоторого уплотнения осадка. Отверждение, дегидратация и образование трещин усыхания вызываются необратимым химическим обезвоживанием. Механизм заполнения жид не требует уточнений.

### Стяжения «конус в конусе»

Известковые слои «конус в конусе» являются второстепенными элементами некоторых глинистых сланцев (сланцев с линзообразными жилами). Они встречаются как в виде пропластков в глинах, так и

06] Жидкий  
однако часто

вется текстура  
х лет  
источающие  
бронирование  
и тела  
путишей час  
шн для

оболочки некоторых крупных известковых конкреций в темных глинах. Толщина пропластков меняется от 2 до 15 см, и они могут быть проследжены в обнажениях на расстоянии до 1 м или несколько больше. Особенно они характерны для некоторых черных глин. Текстуры «конус в конусе» были описаны во многих обнажениях Соединенных Штатов Америки и Европы в породах от кембрия до третичных по возрасту. Около 44 проявлений детально описано в работе Вудленда [115].

Свое название текстуры получили в соответствии с внутренним строением. Оно характеризуется наличием многочисленных правильных круглых конусов (рис. 12-8), оси которых расположены перпендикуляр-

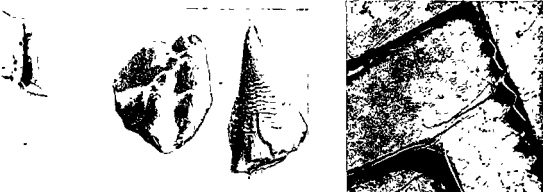


Рис. 12-8. Образцы текстуры «конус в конусе» на которых видны поперечные бороздки и продольная штриховатость.

Обратите внимание на возмущенную поверхность конуса правого образца. Диаметр более крупного конуса около 7,5 см

Рис. 12-9. Текстура «конус в конусе». Без анализатора, X30.

Преимущественно кальцит, темный материал — глина

но к слою, характеризующемуся развитием текстуры «конус в конусе», или к поверхности конкреции. Аппикальные углы изменяются в широких пределах, но чаще всего встречаются углы от 30 до 60°. Поэтому диаметр основания может быть почти равен высоте конуса или составлять одну треть ее. В некоторых случаях конусы имеют расширяющиеся основания. Стороны конуса обычно рифленые или борозчатые; многие имеют кольцообразные вмятины и ребра, которые наиболее резко выражены вблизи основания конуса, а близ вершины становятся более тонкими и менее четкими. Вершины конусов в слое в одних случаях могут быть все направлены вниз, а в других — вверх. На конкрециях они направлены вниз на верхней поверхности и вверх — на нижней [37, 115].

Внутри конусы состоят из волокнистого кальцита (рис. 12-9), хотя сообщалось о сидеритовых [46] и гипсовых [96] конусах. Волокна обычно параллельны оси конусов, хотя Вудленд [115] отметил существенные отклонения от этого положения.

Несмотря на то что текстура «конус в конусе» преимущественно карбонатная по составу, она содержит значительное количество не-

растворимого остатка. Карбонат, растворимый в кислоте, от 70 до 90% общего объема; нерастворимый остаток представлен новым глиной. Карбонат обычно представлен кальцитом, но местами он анкеритовый или сидеритовый, как исключение, в нем может присутствовать марганецсодержащий сидерит [46] (см. табл. 12-1).

Происхождение текстуры «конус в конусе» вызвало гораздо больше дискуссий, чем их было по поводу какой-либо другой конкреционной формы, за исключением, быть может, кремневых стяжений. Этот вопрос широко освещен Тарром [96] и наиболее полно — Вудлендом [115]. Проблема включает два вопроса: возникновение волокнистого карбонатного слоя и происхождение конической текстуры. Волокнистые карбонатные слои, в которых обнаружено много текстур «конус в конусе», не являются первичными карбонатными пластами. Это заключение подтверждается тем, что прослойки, содержащие формы «конус в конусе», могут разделять верхние и нижние карапаксы трилобитов или верхние и нижние части отпечатков рыб [13]. Кальцитовые волокна, располагающиеся обычно перпендикулярно к слою или же к поверхности конкреции, можно сопоставить с волокнами кварцевых жил, волокнистых гипсовых жил и волокнистыми ледяными кристаллами в почвах, характеризующихся морозным вспучиванием. Силы растущих кристаллов раздвигают две стенки жилы или две стороны слоя либо пласта, содержащего текстуры «конус в конусе». Волокнистый габитус, следовательно, отражает рост кристаллов в поле сжатия.

Происхождение самой конической формы менее очевидно. Сходство формы конусов с формами конусов ударов кремня, известняка или другого состава наводит на мысль, что они сформировались в результате скалывания. Источник сжатия остается неясным; одни исследователи предполагают, что это было вызвано ростом самих кристаллов [81], другие связывают его с массой вышележащих пород [96] или же с избыточным давлением в конкреции при ее облекивании текстурой «конус в конусе». Вудленд [115] не относит происхождение конических текстур ни к одному из этих случаев. Он считал, что текстура возникает в результате «готической» системы роста. Эта система роста отражается на его петроструктурных диаграммах по оси С [115]. Хотя считается, что волокнистый габитус указывает на рост в поле сжатия, коническая текстура, несмотря на ее сходство с конусами скалывания, не является продуктом такого скалывания, а скорее — выражением габитуса роста кристаллов; сходные взгляды высказывал Уздовский [105].

### Конкреционные слои и жилы

Все вышеописанные диагенетические сегрегации являются более или менее изометричными сферическими телами, образовавшимися вокруг какого-то центра или ядра. Менее правильные формы обусловлены сращиванием или слиянием двух или более правильных форм. Предполагается, однако, что некоторые известковые стратиформные тела также являются результатом диагенетического процесса. Доказательством такого происхождения служат их резкое выклинивание во вмещающих глинистых сланцах.

Наличие секущих жил представляет собой вторичное явление. Многие из них, как полагают, заполнены материалом, который поступал в трещины из вмещающей толщи. Чаще всего они выполнены кварцем [1] и кальцитом [41].

## Желваки каличе и лёссовые конкреции

От описанных выше заметно отличаются некоторые другие известковые конкреционные тела. Более мелкие и образованные в глинах и почвах выше зеркала грунтовых вод, эти конкреционные тела включают желваки каличе некоторых древних и современных почв и небольшие карбонатные конкреции в лёссе.

Само каличе в некотором смысле является разновидностью известняка, образовавшейся преимущественно в почвах, на участках скопления известия, в районах, характеризующихся высокими температурами и полувлажными или засушливыми условиями. В данном разделе охарактеризованы не зрелые отложения каличе или калькред, а отложения, в которых кальцит присутствует только в виде рассеянных желваков или корок на гальках. Такие конкреционные тела известны в континентальных аргиллитах, главным образом в самой верхней пачке разреза, представленного типичными флювиальными отложениями (отложениями кос), накопившимися при благоприятных климатических условиях. Они часто встречаются в Древнем красном песчанике Уэльса [2], в аналогичных отложениях Катскилл (девил) в Пенсильвании, в свите Мок-Чанк (миссисипи) Восточной Пенсильвании и, безусловно, во всех местах, где преобладают сходные фациальные и климатические условия.

Характеристика желваков каличе была дана Алленом [2], Флэком и др. [35] и особенно Нэгтегалом [65]. Обычно желваки небольшие (в среднем от 1 до 2 см), они имеют разнообразную форму и состоят главным образом из кальцита. Некоторые из них бесструктурны или имеют слабо выраженную внутреннюю структуру, в других же намечается концентрическое или даже радиальное строение.

К этой же группе, по-видимому, относятся небольшие карбонатные конкреции (немское название *Loessmännchen* или *Loessröhrchen*), обнаруживаемые в лёссе. Размер их колеблется от 1 до 2 см; они представлены простыми или неправильными желваками, характеризующимися наличием внешней плотной корки и внутреннего пространства, заполненного трещиноватой глиной. Многие конкреции имеют неправильную и сложную форму. Их происхождение еще недостаточно ясно; по-видимому, подобно септариям, они представляют собой сementированную оболочку и сжатое в результате усыхания внутреннее глинистое выполнение.

## Кремнистые желваки и конкреции

В некоторых породах, в частности карбонатных кремнезем скапливается в виде желваков или подобных тел. Чаще всего встречаются кремневые желваки.

### Кремневые желваки

Кремневые желваки по форме изменяются от более или менее правильных дисков, достигающих нескольких сантиметров в диаметре, до крупных совершенно неправильных клубовидных тел длиной до 25 см или более. Их форма бесконечно разнообразна, но более крупные желваки, имея, в общем, округлые очертания, отличаются бородавчатой или бугорчатой внешней поверхностью (рис. 12-10). В большинстве случаев кремневые желваки имеют резкие границы. Они часто концен-

трируются вдоль определенных плоскостей напластования, а та-  
ют тенденцию к уплощению и вытягиванию параллельно напла-  
нию. В некоторых случаях их достаточно много, чтобы, соединяясь, они  
могли создавать более или менее непрерывные пласты. По-видимому,  
кремнеосные слои во многих случаях характеризуются ритмичным  
строением [79]. В отдельном слое кремнь образует неправильную  
двухмерную сеть; если слои располагаются близко друг к другу, то  
между слоями могут возникнуть определенные связи или «мосты» и  
кремневая сетка становится трехмерной. Такое количество кремня со-  
держат немногие известняки; для большинства характерны только  
рассеянные дискретные желваки.



Рис. 12-10. Кремневый желвак.  
Плотный черный «флинт» с поверхностным  
слоем белой внешней оболочки («cobble» rock)  
Длина желвака около 12 см

Желваки сложены преимуще-  
ственно микрокристаллическим  
кварцем и в меньшей степени —  
халцедоном. Следовательно, они  
представляют собой почти чистый  
кремнезём (табл. 12-2). Карбона-  
тов немного; возможно это реликты  
замещения, но иногда встречаются  
и эвгедральные кристаллы.

Хотя обычно желваки бесструк-  
турны, некоторые из них имеют  
плотное черное внутреннее ядро, ок-  
руженное более светлой, а в отдель-  
ных случаях белой внешней обо-  
лочкой («землистый известняк»)  
У некоторых стяжений заметны сле-  
ды слоистости, продолжающей сло-

истость вмещающей породы, тогда как другие отличаются концентриче-  
ским строением («сферонды сжатия», по Талнаферро [91]); некоторые  
желваки включают фрагменты вмещающей породы. Довольно часто  
кремни содержат ископаемые остатки, представленные либо известко-  
выми, либо окремнелыми организмами, чаще последними. Ископаемые  
остатки, как правило, представляют собой только пустоты; известковый  
материал был удален путем растворения. Встречаются кремни оолито-  
вого строения, унаследованного от вмещающей породы при ее замеще-  
нии [18].

Кремневые желваки широко распространены. Они встречаются  
главным образом в карбонатных породах, особенно в известняках и до-  
ломитах, но их также находят и в пластовых сидеритах и в некоторых  
черных глинистых сланцах, особенно в сланцах докембрийского возраста [49]. Желваковые кремни обнаружены в карбонатных породах всех  
возрастов. Они широко распространены в палеозойских известняках и  
доломитах в верховьях долины р. Миссисипи. Биггс [11] дал подробное  
описание желваковых кремней Иллинойса, возраст которых изменяется  
от кембрия до миссисипия.

Особенно хорошо известны желваковые кремни свлты Ниагара  
(силур) в районе Великих озер [57] и желваковые кремни миссисип-  
ских карбонатов [107]. Известны также и желваки флинта, встречаю-  
щиеся в песчанике мела Англии и Франции [79].

Хотя по проблеме происхождения кремня нет единого мнения, боль-  
шинство исследователей в настоящее время, по-видимому, склоняются  
в сторону эпитетического образования желваковых кремней и флин-





### Жеоды

Важными особенностями жеод являются их почти сферическая форма, наличие полостей сердцевин, внешнего халцедонового и внутренней друзовидной шетки, кристаллы которой своими концами направлены внутрь жеоды. Жеоды характерны для некоторых пластов известняков, но изредка встречаются и в глинистых сланцах; по-видимому, они предпочитают глинистые известняки или доломиты чистым известнякам [45]. Следовательно, их распределение контролируется литологическим фактором.

Жеоды представляют собой полые шаровидные тела диаметром от 2 см до 1 м (в большинстве случаев от 10 до 20 см). Они имеют тенденцию к слабому уплощению, при этом их экваториальная плоскость параллельна напластованию. Некоторые формы выглядят раздавленными или сжатыми. Тонкий внешний слой плотного халцедона [28] в результате эрозии может быть неполным в одних жеодах и совсем отсутствовать в других.

Внутренняя полость большинства жеод заполнена более поздними минералами. Чаще всего это направленные внутрь кристаллы кварца. Кроме кварца встречаются также скаленоэдрический кальцит и ромбоэдрический доломит. Реже обнаруживают такие второстепенные и редкие компоненты, как арагонит, аякерит, магнетит, гематит, пирит, минерит, халькопирит, сфалерит, каолин и битумы [108]. Определенной последовательности отложения слоев, общей для всех жеод, нет, хотя внешняя оболочка неизменно представлена халцедоном, за которым в большинстве случаев непосредственно следует кварц. В некоторых жеодах наблюдается вторая генерация халцедона. Сульфиды металлов, если они присутствуют, в большинстве случаев отлагаются последними.

Наиболее своеобразной и важной особенностью жеод является неопровержимый факт, что их рост сопровождается увеличением объема. Заслуживает внимания с этой точки зрения изгибание слоистости вмещающей породы около жеоды. Но наиболее выразительной является текстура «взрывающейся бомбы». Как со всей очевидностью показал Басслер [5], многие жеоды зародились в полостях ископаемых организмов; по мере роста окаменелость увеличивается в объеме, а потом лопается. При дальнейшем росте обломки окаменелости, прилегающие к жеоде, расходятся на довольно большое расстояние. В конечном итоге обломки, по-видимому, растворяются или поглощаются растущей жеодой и исчезают.

Формирование жеоды включает, во-первых, образование полости и, во-вторых, ее заполнение. Вряд ли субсферические полости размера жеод существовали в первичном осадке. Робертсон [82, 83] полагал, что жеоды отлагались эпигенетично на дне моря в виде коллоидальных ступков гидратированного кремнезема и что позднее вследствие «потери воды из геля образовалась халцедоновая оболочка». Однако по этой гипотезе происхождения поясню, почему не все кремневые желваки, которые также считаются образовавшимися эпигенетично, из силикагеля превратились в жеоды.

Хенес [15] предположил, что родственниками жеод являются не силикагели, а скорее известковые конкреции подобной формы и размера, эта точка зрения ранее была высказана Ван-Тунгом [108]. Эти тела в процессе диагенеза были преобразованы в жеоды, сначала в результате перекристаллизации их центральных частей, окремнения их внешней оболочки, а впоследствии — путем растворения центрального ядра и последующего осаждения кристаллического выпадения поло-

сти. Как можно судить по коллекциям Басслера, если первоначальная полость необходима для формирования жеоиды, то ею может служить незаполненное пространство внутри криноидной текы, двустворки или любое подобное пустотное пространство. В первоначальной полости ничего нет, за исключением предположительно погребенного соляного раствора. Так как внешняя стенка настоящих жеоид сложена халцедоном, то первоначальный осадок, вероятно, уже был слоем гелеобразного кремнезема. Образование этого слоя способствует изоляции соляного раствора, и, если с течением времени внешние воды опреснялись, слой геля мог действовать как полупроницаемая мембрана и создавать внутреннее осмотическое давление. Это направленное от центра давление могло привести к расширению объема. Если это происходило до консолидации, вмещающий известковый ил мог быть раздвинут; если же после консолидации, пространство могло образоваться в результате растворения известняка на поверхности раздела кремнезема и известняка. Расширение объема может продолжаться до тех пор, пока объем камеры не увеличится значительно, а концентрация соли в захваченных флюидах уменьшится до такой степени, что силы расширения станут совсем незначительными. В конечном итоге кремнезем дегидратируется и кристаллизуется. Затем следует усыхание и образование трещин, обуславливающее возможность доступа минерализованной воды и отложения друзового покрытия на первичном халцедоновом слое. Предложенный здесь механизм образования жеоид, по существу, совпадает со схемой Тантиона [92], предложенной для объяснения роста конхилитов, которые представляют собой специфические мелкие чашеобразные тела, состоящие из лимонита или гётита и растущие в перевернутом положении на минерализованном основании на дне каралских озер. Полупроницаемая мембрана в этих образованиях вместо кремнезема представлена студенистым гидроксидом железа.

### Кремнистые конкреции в пластовых сульфатах

Кремнистые конкреции в эвапоритовых отложениях, очевидно, встречаются редко. Сообщалось об обнаружении различных кремнистых тел, включая эвгидральный кварц, концентрически полосчатый халцедон и кварцевые сферолиты в гипсовых и ангидритовых породах в Манитобе [14]. Предполагается, что они имеют диагенетическое происхождение.

### Фосфоритовые конкреции и желваки

Фосфатное вещество встречается как в виде бесструктурных желваков, так и радиально построенных или сферолитовых конкреционных образований. Фосфоритовые желваки или «галыки» встречаются не только в отложениях собственно фосфатов, они также широко распространены в некоторых известняках [72] и особенно в отложениях пшечного мела мелового возраста [34]. Кроме того, они встречаются на дне современных морей [64, 27]. По размеру эти желваки колеблются от небольших гранул до галькоподобных тел, достигающих нескольких сантиметров в диаметре. Обычно они имеют черный или коричневый цвет, неправильную форму и плотную, твердую, блестящую поверхность. Более крупные желваки содержат много однородного материала, в том числе песчаные зерна, чешуйки слюды, обломки раковин и спиккулы губок. Черный цвет наиболее интенсивен вблизи внешней оболочки.

Основным компонентом является коллофан; фосфатные санные ниже, представляют собой хорошо окристаллизова [58].

Описаны также сферолитовые фосфатные желваки [71]. Наиболее известны из них стяжения в сланцах Колорадо (мел) в Монтане. Некоторые желваки имеют весьма правильную сферическую форму, размер их — от одного до нескольких сантиметров в диаметре. Другие являются составными, образованными из нескольких сросшихся сферических тел. Все они имеют ярко выраженное радиальное строение; многие из них характеризуются наличием центрального пустотного пространства, которое в отдельных случаях заполнено жильным материалом. Состав этих сферолитов приводится в табл. 12-2, Г. Предполагается, что они сформировались как гомогенные фосфоритовые конкреции, которые позднее перекристаллизовались и приобрели сферолитовый облик.

### Желваки и конкреции, состоящие из окислов железа

Оксиды и гидроксиды железа широко распространены в осадках и местами скапливаются в виде конкреционных тел. Особый интерес представляют пустотелые или полые образования, состоящие из окислов железа, чаще всего обнаруживаемые в песках и песчаниках, а также в некоторых глинах (рис. 12-11). Они особенно широко распространены в илестоцеиновых песках, но встречаются также в третичных и также в меловых песках.

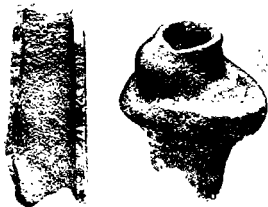


Рис 12-11. Полные конкреции окислов железа. Фактически оболочка состоит из песка, цементированного лимонитом. Длина самой крупной конкреции около 10 см.

Подобно другим конкрециям, они разнообразны по размеру и по форме. Но в отличие от большинства конкреций многие железистые стяжения крупные и имеют цилиндрическую форму [114]; у всех есть центральная полость или пустотное пространство. Внешняя часть, или

1 2 3  
COGNATE NAME  
SURNAME  
BIRTH DATE  
NO. PAGES  
R. PERMANENT

Возможно, что окисно-железистые агрегаты бывают нескольких видов и что агрегаты, обнаруженные в глинах, отличаются по характеру от образовавшихся в песках. Поэтому универсального объяснения их образования нет.

размеру и по  
железистые  
у всех есть  
часть, и

597

не привнесена извне, а имеет местное происхождение и, выделялась в процессе диагенеза. Матнас [61] считал, что конкреции темных пенсильванских глинистых сланцев северной части штата Миссури имеют сингенетичное происхождение. Ньюхаус полагал, что сульфиды кристаллизовались из коллоидальных тел, отложившихся одновременно с формированием вмещающих пород.

Поскольку сульфиды могли быть принесены грунтовыми или ювенильными водами, присутствие кристаллов сульфидов еще не является достаточным доказательством их диагенетического происхождения, особенно в метасадочных породах. О диагенетическом или осадочном происхождении сульфидов убедительно свидетельствует тесная связь между их содержанием и содержанием органического или углистого вещества, наблюдаемая во многих осадках. С другой стороны, тесная связь с жилами и трещинами позволяет предполагать привнос сульфидов извне.

### **Баритовые желваки и розетки**

Во многом сходны с кальцитовыми песчаными кристаллами розетки барита. Баритовые розетки представляют собой пучки кристаллов барита таблитчатой формы, располагающиеся с определенной симметрией; они весьма характерны для некоторых песчаников, в частности пермских красноцветных песчаников Оклахомы [68, 87, 97, 42]. Как и в случае кристаллов песка, объем включенный материала вмещающей породы равен или превышает объем самого кристаллизующегося минерала (см. табл. 12-2,Е).

Подобные образования были описаны во многих местах. Погдал обзор литературы по этому вопросу [73], дополнив его собственным описанием розеток из Ливийской пустыни, которые предположительно были сформированы в нубийских песчаниках, развитых на этой территории.

В некоторых глинистых сланцах встречаются баритовые желваки сфералитовой формы и структуры [42, 43, 59]. В отличие от барита песчаников в этом случае отмечается очень мало включений вмещающей породы (см. табл. 12-2,Д). Они также известны на дне современных морей [77].

### **Кристаллы и лучики кристаллов гипса**

Многие отложения содержат крупные кристаллы или пучки кристаллов гипса. Некоторые из них растут в рыхлом песчаном матриксе, в общем, так же, как кальцит и барит. Подобно этим минералам, они включают большой объем песка. Известным примером являются крупные кристаллические агрегаты из Лагуна-Мадре в Техасе [60]. В некоторых глинистых сланцах встречается хорошо окристаллизованный селенит; одним из широко известных примеров служат пенсильванские глинистые сланцы Элеуэрта, Огайо. Эти кристаллы, длина которых составляет несколько сантиметров, выросли за счет глинистого сланца, что доказывается присутствием в них большого количества глинистого материала.

### **Псевдоконкрекции**

Существуют природные тела, в каком-то отношении похожие на конкреции, но не являющиеся продуктами диагенеза, т. е. настоящими конкрециями. К ним относятся пащирные глиняные шары, водорослевые шары, или онколиты, и озерные катуны.

## Пандириные глиняные шары

Пандириные глиняные шары представляют собой механически соединенные первичные образования. Это — крупные субсферические комы глины, которые облекаются и бронируются мелким гравием. Морфология и происхождение пандириных глиняных шаров были тщательно изучены Беллом [7], который описал их в Лас-Позас-Барранка, округ Вентура, Калифорния. Их находят в потоках с большим перепадом высот, особенно в ливневых потоках [39, 3]. Они также встречаются на пляжах [52] и особенно типичны для плейстоценовых ледниковых задрозовых отложений [54], где их называют «тиллевыми шарами». Кроме того, они описаны в более древних отложениях, например в палеоценовом ярусе (верхи третичных отложений) бассейна Грац в Австрии [51].

Размеры глиняных шаров колеблются от 1 до 30 см. Наиболее часто встречаются глиняные шары диаметром 5—10 см. Хорошо сформированные глиняные шары имеют почти идеальную сферическую форму (рис. 12-12), около 60% шаров, изученных Беллом, имели показатель сферичности более 0,90, 32% — свыше 0,95 и 12% — более 0,99; около 7% характеризовались сферичностью около 1,00. Средняя сферичность шаров, которые перекатились на 400, 1609 и 4420 м, составила соответственно 0,784, 0,839 и 0,898. Эти данные указывают на то, что величина сферичности определяется приблизительно как кубический корень из расстояния транспортировки.

Крупные глиняные шары покрыты более крупным гравием по сравнению с более мелкими шариками. Масса панциря составляет от 17,1 до 44,0% от массы всего шара. Установлено, что общая масса брони является степенной функцией площади поверхности и соответствует примерно площади в степени 1,34 либо приблизительно является линейной функцией диаметра шара. В то время как панцирь состоит из слабо сортированной (девять размерных классов) смеси песка и гравия, внутренняя часть представлена относительно чистой глиной и алевролитом.

Полевые наблюдения, а также характер глиняных шаров, изученных в Лас-Позас-Барранке, достаточно убедительно показывают, что глиняные шары образовались из кусков глины в процессе быстрого размыва и срезания отложений; глинистые комки при последующем их перекатывании по течению приобрели гравийный панцирь. Песчаные зерна и галька вдавливались в мягкое внутреннее ядро. Как только поверхность шара покрывается достаточно мощным панцирем, дальнейшее наращивание объема прекращается. Рост шара ограничивается большей структурной прочностью, чем размерами кома глины или транспортирующей способностью потока. Максимальный размер определяется равновесием между силами сцепления и разрушающими ударными силами. Теоретические и экспериментальные данные позволяют прийти

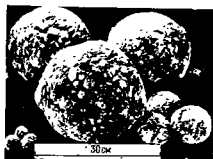


Рис. 12-12 Пандириные глиняные шары Лас-Позас-Барранка, Калифорния, США [По 7]

Шары перемещались на расстояние около 45 км. Обратите внимание на относительно высокий панцирь и высокую степень сферичности.

к выводу, что скорость, с которой шар без разруш в потоке, обратно пропорциональна диаметру. Для г Лас-Позас-Барранки Белл определял следующие зав диаметром 5 см может выдержать транспортировку со 9,8 м/с, в то время как шар диаметром 30 см может выдержи рость только 1,5 м/с. Белл отмечал, что глиняные шары зна крупнее, чем другие обломки твердого стока потока.

Глиняные шары, будучи второстепенным и редким компонентом осадка, служат средством оценки максимальных скоростей палеопотоков, характера материала дна, приблизительного расстояния до области питания и природы водного агента, который их образовал.

### Онколиты

Онколиты представляют собой карбонатные аккреционные тела водорослевого происхождения; они являются сферическими строматолитами (см. рис. 10-19). Они характерны для многих известняков. Современные морские онколиты были описаны Гинзбургом [38]. Ярким примером древних онколитов являются окаменелости из верхнеюрских пород гор Холд-Кросс в Польше [53].

По форме онколиты почти сферические; наиболее крупные онколиты достигают 5—10 см в диаметре (макроонколиты); чаще всего они имеют размер от 1 до 2 см. При уменьшении размера они переходят в водорослевые пизолиты. Их форма отчасти зависит от того, имеют ли они инородное ядро или нет; форма ядра в той или иной степени определяет форму онколита. Наиболее характерно для них внутреннее квазиконцентрическое строение. Слонистость несколько изменяется по мощности и ритмичности. Существуют микронесоогласия, которые отражают перерывы в росте.

Их формирование связывается с улавливанием обломочного материала окутывающей массой сплеленных водорослей. Рост онколитов происходит по сторонам и вверх. Если онколит перекачивается, то на нижней стороне рост прекращается и возобновляется на новой верхней поверхности; в результате идеального концентрического строения не достигается.

### Озерные катуны

В некоторых современных озерах обнаружены сферические озерные катуны природного войлока, которые состоят полностью из волокнистого материала растений. Они были найдены на берегах оз. Мичиган, а также на некоторых озерах Финляндии [70]. Встречаются ли они в древних геологических разрезах, точно не установлено.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Adams, S. F., 1920. A microscopic study of vien quartz. *Econ. Geol.*, v. 15, pp. 623—631.
- 2 Allen, J. R. L., 1965. The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, north Wales. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, v. 35, pp. 139—184.
- 3 Baluch, W., and Rundwanski, J., 1962. Armored mud balls in streams in the vicinity of Nowy Sacz (Polish Carpathians). *Acta Geol. Polonica*, v. 12, pp. 341—366.
- 4 Barbour, E. H., 1901. Sand crystals and their relations to certain concretionary forms. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 12, pp. 165—172.
- 5 Bassler, R. S., 1908. The formation of nodules, with remarks on the silification of fossils. *Proc. U. S. Nat. Mus.*, v. 35, pp. 132—154.

6. Bales, R. L., 1938, Occurrence and origin of certain limonite concretions: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 91—99.
7. Bell, H. S., 1940, Armored mud balls — their origin, properties and role in sedimentation: Jour. Geol., v. 48, pp. 1—31.
8. Berner, R. A., 1964, An idealized model of dissolved sulphate distribution in recent sediments: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 28, pp. 1497—1503.
9. Berner, R. A., 1968a, Rate of concretion growth: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 32, pp. 477—483.
10. Berner, R. A., 1968b, Calcium carbonate concretion formed by decomposition of organic matter: Science, v. 159, pp. 195—197.
11. Biggs, D. L., 1957, Petrography and origin of Illinois nodular cherts: Illinois Geol. Surv., circ. 245, 25 pp.
12. Bramlette, M. N., 1941, The stability of heavy minerals in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 11, pp. 32—36.
13. Brown, R., 1954, How does cone-in-cone material become emplaced? Amer. Jour. Sci., v. 252, pp. 372—376.
14. Brownell, G. M., 1942, Quartz concretions in gypsum and anhydrite. Univ. Toronto Studies, geol. ser., no. 47, pp. 7—18.
15. Burf, F. A., 1928, Melikaria: vein complexes resembling septaria veins in form. Jour. Geol., v. 36, pp. 539—544.
16. Buti, F. A., 1932, Formative processes in concretions formed about fossils as nuclei: Jour. Sed. Petrology, v. 2, pp. 38—45.
17. Cayeux, L., 1929, Les roches sédimentaires de France, roches siliceuses: Paris, Masson, 696 pp.
18. Choquette, P. W., 1955, A petrographic study of the «State College» siliceous oolite: Jour. Geol., v. 63, pp. 337—347.
19. Clifton, H. E., 1957, Carbonate concretions of the Ohio Shale: Ohio Jour. Sci., v. 57, pp. 114—129.
20. Colton, G. W., 1967, Orientation of carbonate concretions in the Upper Devonian of New York: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 575-B, pp. 57—59.
21. Cressman, E. T., 1962, Nondetrital siliceous sediments: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-T, 31 pp.
22. Crouais, C. and Grubbs, D. M., 1939, Silurian sea balls. Jour. Geol., v. 47, pp. 598—612.
23. Crook, T., 1913, Septaria: a defense of the «shrinkage» view: Geol. Mag., v. 10, pp. 514—515.
24. Cartis, C. D., 1967, Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 31, pp. 2109—2123.
25. Daly, R. A., 1900, The calcareous concretions of Kettle Point, Lambton County, Ontario: Jour. Geol., v. 8, pp. 135—150.
26. Davies, A. M., 1913, The origin of septarian structure: Geol. Mag., v. 10, pp. 99—101.
27. Dietz, R. S., Emery, K. O., and Shepard, F. P., 1942, Phosphorite deposits on the sea floor off southern California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 815—848.
28. Diller, J. S., 1898, The educational series of rock specimens: Bull. U. S. Geol. Surv. 168, 400 pp.
29. Edwards, A. B., and Baker, G., 1961, Some occurrences of supergene iron sulphides in relation to their environment of deposition: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 34—46.
30. Emery, K. O., 1950, Ironstone concretions and beach ridges of San Diego County, California: California Jour. Mines Geol., v. 46, pp. 213—221.
31. Eskola, Pentti, 1932, Conditions during the earliest geological times: Ann Acad. Sci. Fennicae, ser. A, v. 35, no. 4, 74 pp.
32. Eugster, H. P., 1967, Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya. precursors of bedded chert: Science, v. 157, pp. 1177—1169.
33. Fernandez, D., 1961, Sull'origine delle selci stratigrafiche e in noduli nel calcare: Bull. Soc. Geol. Italiana, v. 80, pp. 3—5.
34. Fisher, O., 1873, On the phosphatic nodules of the Cretaceous rocks of Cambridgehire: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 29, pp. 52—63.
35. Flack, K. W., Nettleton, W. D., Gile, L. H., and Cady, J. G., 1969, Pedocementation: Induration by silica, carbonates, and sesquioxides in the Quaternary: Soil Sci., v. 107, pp. 442—453.
36. Fuhrmann, W., 1968, Sandkristalle und kugelsandstein, Ihre Rolle bei der Diagenese von Sanden: Der Aufschluss, v. 5, pp. 105—111.
37. Gilman, R. A., and Metzger, W. J., 1967, Cone-in-cone concretions from western New York: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 87—95.
38. Ginsburg, R. N., 1960, Ancient analogues of Recent stromatolites: 21st Sess. Int. Geol. Congr., Norden, pt. 22, pp. 26—35.



39. Glazek, J., and Radwanski, A., 1962, Armored in  
Ravine (Holy Cross Mountains, central Poland); *Acta Geol. Polonica*, v. 7.
40. Gries, J. P., and Rothrock, E. P., 1941, Manganese deposits of  
sour Valley in South Dakota. *South Dakota Geol. Surv., Rept. Inv.* 38, 96 pp.
41. Groat, F. F., 1946, Microscopic characters of vein carbonates; *Econ. Geol.*,  
pp. 475-502.
42. Ham, W. E., and Merditt, C. A., 1944, Barite in Oklahoma; *Oklahoma*  
*Surv.*, circ. 23, 42 pp.
43. Hanna, M. A., 1936, Barite concretions from the Yazoo Clay (Eocene) of Louis-  
iana; *Jour. Sed. Petrology*, v. 6, pp. 28-30.
44. Harnly, H. J., 1896, Cone-in-cone (an impure calcite); *Trans. Kansas Acad. Sci.*,  
v. 15, 22 pp.
45. Hayes, J. B., 1964, Geodes and concretions from the Mississippian Warsaw For-  
mation, Keokuk region, Iowa, Illinois, Michigan; *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, pp. 123-133.
46. Hendricks, T. A., 1937, Some unusual specimens of cone-in-cone in mangani-  
ferous siderite; *Amer. Jour. Sci.*, ser. 5, v. 33, pp. 458-561.
47. Hoes, J., 1970, Kohlenstoff und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Kar-  
bonat-konglomeraten und umgebendem Gestein; *Contrib. Min. Pet.*, v. 27, pp. 68-79.
48. Hoes, H., 1940, Über die erdgeschichtliche Bedeutung der Konglomerate; *Zeitschr.*  
*Deutschen Geol. Gesell.*, v. 101, pp. 95-98.
49. James, H. L., Dalton, C. E., Pettyjohn, F. J., and Wier, K. L., 1968, Geology and  
ore deposits of the Iron River-Crystal Falls District, Iron County, Michigan; *U. S. Geol.*  
*Surv. Prof. Paper* 570, 134 pp.
50. Kindle, E. M., 1923, Range and distribution of certain types of Canadian Pleis-  
tocene concretions; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 34, pp. 614-617.
51. Kirschwanger, M., 1962, Gespöckte Tongerölle (armored mud balls) in steirischen  
Becken, Steiermark/Österreich. *Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Mh.*, v. 10, pp. 548-554.
52. Kugler, H., and Saunders, P., 1959, Occurrence of armored mud balls in Trinid-  
ad, West Indies; *Jour. Geol.*, v. 67, pp. 563-565.
53. Kutek, J., and Radwanski, A., 1965, Upper Jurassic onkolites of the Holy Cross  
Mountains (central Poland); *Bull. Acad. Polonaise Sci.*, v. 13, no. 2, pp. 155-160.
54. Loney, G. W., and Loney, A. T., 1957, Armored mud balls in the Pleistocene out-  
wash of southeastern Michigan; *Jour. Geol.*, v. 65, pp. 105-106.
55. Lopez, L. W., 1949, A note on (oid) concretions in the El Miliagro formation  
of western Venezuela; *Jour. Sed. Petrology*, v. 19, pp. 39-42.
56. Luppen, I., 1955, Ton-Gerölle und Minerale des Barrême von Hoheneggelsen;  
*Geol. Rundschau*, v. 43, pp. 475-503.
57. Lowenstein, H. A., 1912, Facies relation and origin of some Niagaran cherts  
(abstract); *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 53, pp. 1805-1806.
58. McConnell, D., 1935, Spherulitic concretions of dolomite from Ishawood, Wyoming;  
*Amer. Mineral.*, v. 20, pp. 693-698.
59. Mertens, J. H. C., 1925, Barite and associated minerals in concretions in the  
Genesee Shale; *Amer. Mineral.*, v. 10, pp. 102-104.
60. Masson, P. H., 1955, An occurrence of gypsum in southwest Texas; *Jour. Sed.*  
*Petrology*, v. 25, pp. 72-77.
61. Mathias, H. E., 1928, Syngenetic origin of pyrite concretions in the Pennsylvan-  
ian shales of north-central Missouri; *Jour. Geol.*, v. 36, pp. 440-450.
62. Mathias, H. E., 1931, Calcareous concretions in the Fox Hills Formation, Colo-  
rado; *Amer. Jour. Sci.*, ser. 5, v. 22, pp. 354-359.
63. Maxwell, J. A., 1953, Geochemical study of chert and related deposits; *Univ.*  
*Minnesota Ph. D. thesis*.
64. Murray, I., and Renard, A. F., 1891, Report on deep-sea deposits based on the  
specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872-1876;  
*Challenger Repts.*, Deep-sea deposits, pp. 391-400.
65. Nurgali, P. I. C., 1969, Microtextures in Recent and fossil calcite; *Leids*  
*Geol. Meded.*, v. 42, pp. 131-132.
66. Nurgali, M. H., 1959, Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous  
to Eocene Presmyr Valley & Cantabrian Mountains, Spain; *Ph. D. thesis*, Leiden.
67. Nurgali, M. H., 1927, Some forms of iron sulphide occurring in coal and other  
sediment rocks; *Jour. Geol.*, v. 35, pp. 73-83.
68. Nurgali, M. H., 1906, New forms of concretions; *Feld. Columbian Mus. Geol.*  
*Publ.*, v. 3, pp. 25-54.
69. Nurgali, G., and Curtis, C. D., 1972, Clay-ironstone concretion preserving fabrics  
due to progressive compaction; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 83, pp. 2597-2606.
70. Ohlsson, B., 1961, Observations on Recent lake balls and ancient *Corycium*  
inclusions in Finland; *Bull. Comm. Geol. Finlande* 196, pp. 377-390.

71. Pecora, W. T., Hearn, B. C., Jr., and Milton, C., 1962, Origin of spherulitic phosphate nodules in basal Colorado Shale, Bearpaw Mountains, Montana: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-B, pp. 30-35.
72. Pettijohn, F. J., 1926, Intraformational phosphate pebbles from the Twin City Ordovician: Jour. Geol., v. 34, pp. 361-373.
73. Pogue, J. E., 1910, On sand-barites from Kharga, Egypt: Proc. U. S. Nat. Mus., v. 38, pp. 17-24.
74. Quirk, T. T., 1917, Espanola district, Ontario: Geol. Surv. Canada Mem. 102, 92 pp.
75. Raiswell, R., 1971, The growth of Cambrian and Liasic concretions. Sedimentology, v. 17, pp. 147-171.
76. Ramberg, H., 1952, The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, Univ. Chicago Press, pp. 220-225, 232-233.
77. Revell, R., and Emery, K. O., 1951, Barite concretions from the ocean floor: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 707-724.
78. Richardson, W. A., 1919a, On the origin of septarian structure: Mineral Mag., v. 18, pp. 327-338.
79. Richardson, W. A., 1919b, The origin of Cretaceous flint: Geol. Mag., v. 36, pp. 535-547.
80. Richardson, W. A., 1921, The relative age of concretions: Geol. Mag., v. 38, pp. 114-124.
81. Richardson, W. A., 1923, Petrology of shales with chert: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 79, pp. 88-89.
82. Robertson, P., 1944, Silica gel and Warsaw geodes: Trans. Illinois Acad. Sci., v. 37, pp. 93-94.
83. Robertson, P., 1951, Geode note. Science, v. 114, p. 215. Ruhland, M., 1961, Quelques observations sur les nodules des grauwackes du Culm des Vosges meridionales: Bull. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine, v. 14, pp. 65-68.
84. Schwartz, G. M., 1927, Iron sulphide pseudomorphs of plant structures in coal: Jour. Geol., v. 35, pp. 375-399.
85. Selbold, E., 1962, Kalk-kongressionen und karbonatisch gebundenes Magnesium: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 26, pp. 899-909.
86. Shaw, E. W., 1917, The Pliocene history of northeastern and central Mississippi: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 108, 138 pp.
87. Shear, A. C., 1923, Notes on barite in Oklahoma with chemical analyses of barite rosettes: Proc. Oklahoma Acad. Sci., v. 3, pp. 102-106.
88. Smith, L. L., 1948, Hollow ferruginous concretions in South Carolina: Jour. Geol., v. 56, pp. 218-226.
89. Slout, W. E., 1944, The iron ore bearing formations of Ohio: Geol. Surv. Ohio, Bull. 45, 230 pp.
90. Slout, W. E., and Schoenlaub, R. A., 1945, The occurrence of flint in Ohio: Bull. Geol. Surv. Ohio 46, 110 pp.
91. Taffner, N. L., 1934, Contraction phenomena in cherts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 45, pp. 189-232.
92. Tanton, T. L., 1944, Conchillites: Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, v. 38, sec. 4, pp. 97-104.
93. Tarr, W. A., 1917, The origin of the chert in the Burlington Limestone: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 44, pp. 409-452.
94. Tarr, W. A., 1921, Syngenetic origin of concretions in shale: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 32, pp. 373-384.
95. Tarr, W. A., 1926, The origin of chert and flint: Univ. Missouri Studies, v. 1, pp. 1-54.
96. Tarr, W. A., 1932, Cone-in-cone, in: Treatise on sedimentation (Twenhofel, W. H., ed.), Baltimore: Williams and Wilkins, pp. 716-733.
97. Tarr, W. A., 1933, The origin of sand barites of the Lower Permian of Oklahoma: Amer. Mineral., v. 18, pp. 260-272.
98. Tarr, W. A., 1935, Concretions in the Champlain Formation of the Connecticut Valley: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 1493-1534.
99. Tarr, W. A., and Twenhofel, W. H., 1933, Chert and flint, in: Treatise on sedimentation (Twenhofel, W. H., ed.), Baltimore: Williams and Wilkins, pp. 519-545.
100. Taylor, J. H., 1949, Petrology of the Northampton sand ironstone formation: Great Britain Geol. Surv. Mem., 111 pp.
101. Taylor, J. H., 1950, Barite-bearing nodules of the Middle Lias of the English east Midlands: Mineral. Mag., v. 29, pp. 18-26.
102. Tadd, J. E., 1903, Concretions and their geological effects: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 14, pp. 353-368.

- 103 Foidl, F. E., 1913, More about septarian structure. *Geol. Mag.*, v. 30, pp. 361-363.
- 104 Trejethen, F. M., 1947, Some features of the cherts in the vicinity of Columbia, Missouri. *Amer. Jour. Sci.*, v. 245, pp. 56-58.
- 105 Uśdowski, H. J., 1963, Die Linsen der Tümmertegel oder Nagelkalke (cone-in-cone). *Ber. Min. Petrog.*, v. 9, pp. 95-110.
- 106 Vago, M., 1961, Il problema della spongia. *Atti dell'istituto Geol. Univ. Padova*, v. 15, pp. 32-88.
- 107 Van Tuyl, F. M., 1912, A study of the cherts of the Osage series of the Mississippi system, Iowa. *Iowa Acad. Sci.*, v. 19, pp. 173-174.
- 108 Van Tuyl, F. M., 1916, The cherts of the Kaskask beds. *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 42, pp. 31-42.
- 109 Van Tuyl, F. M., 1918, The origin of chert. *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 45, pp. 149-155.
- 110 Wenzel, B. P., 1907, Carbonate concretions in natural sediments. *California. Earth. Sci.*, v. 3, 333 pp.
- 111 Weber, J. A., & Rhines, E. G., and Kersh, M. L., 1961, Petrographical significance of carbon isotopic composition of siderite nodules in some strata of Pennsylvanian age. *Amer. Jour. Sci. Petrology*, v. 34, pp. 811-818.
- 112 Weeks, L. G., 1953, Environment and mode of origin and facies relationships of carbonate concretions in shales. *Amer. Jour. Sci. Petrology*, v. 23, pp. 162-173.
- 113 Weeks, L. G., 1957, Origin of carbonate concretions in shales. *Memphis Valley, Columbia Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, pp. 97-102.
- 114 Wilcox, O. W., 1911, Iron concretions of the Redbank sands. *Ind. Geol.*, v. 14, 213 pp.
- 115 Woodland, B. C., 1961, The nature and origin of cone-in-cone structures. *Earth Planet. Sci.*, v. 13, no. 1, pp. 287-305.

## ГЛАВА 13. ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ

### Введение

Мы переходим теперь от описания и классификации осадочных пород, а также от непосредственно связанных с этим вопросов, касающихся их консолидации, к проблеме интерпретации и к весьма важному вопросу: что помимо сохранения следов жизни на Земле дает летопись осадконакопления геологии и геологической истории? Что мы хотим узнать? Нас интересует, как и при каких условиях образуются осадки. Для кластических пород — это вопросы питающих провинций (provenance), т. е. климата, рельефа и литологии исходных пород в области сноса. Ответ на эти вопросы дает главным образом изучение состава гравелитовых обломков и песчанников, которое непосредственно указывает на тип пород источников сноса. Однако состав осадков отличается от состава исходных пород в области сноса, поскольку обломочный материал этого района был просеян через «геологическое сито» и претерпел существенные изменения в результате селективной утери одних компонентов и обогащения другими (вопрос, затрагивающий стабильность минералов при выветривании в области сноса), абразии при транспортировке, а также изменения или растворения на стадии диагенеза. Для решения этой проблемы необходимы данные минералогического анализа в сочетании с изучением как механической, так и химической стабильности минералов.

Другой вопрос, который нас интересует, где и на каком удалении находился источник сноса, как он был связан с конфигурацией и батиметрией бассейна осадконакопления? Иными словами, какова была палеогеография во время отложения той или иной конкретной формации? Для ответа на этот вопрос необходимо установить региональные палеонаклон, простирание зоны осадконакопления, систему палеотечений, участвовавших в процессе седиментации, и распределение фаций. Решить эту палеогеографическую задачу может помочь система палеотечений, реконструированная по первично-ориентированным текстурам, характеру распределения обломков («конусы рассеяния») и латеральным фациальным изменениям, включая изменения таких скалярных свойств, как размер и степень окатанности гальки. Этот подход предусматривает замеры и картирование таких распространенных признаков, как косая слоистость, размер гальки, осадочная структура, т. е. требует большого объема полевых наблюдений.

Третий вопрос, на который мы ищем ответа, это — какова была обстановка осадконакопления. Вначале, однако, мы должны решить, что мы под этим понимаем — химические и физические параметры среды либо геоморфологическую (или географическую) характеристику? Что является более значимым для геолога? Затем нам надлежит решить, какие критерии мы должны использовать для того, чтобы различать все возможные обстановки осадконакопления: структуры, минералогию или текстуры осадков, или, может быть, содержащиеся в них ископаемые остатки, или же, как показывают исследования и выводы последних лет, — вертикальную последовательность, т. е. разрез? Конечно, мы должны использовать все доступные критерии, однако наш коллектив-

ный опыт показывает, что, пожалуй, <sup>наиб</sup>наиболее эффективным методом изучения древних условий осадконакопления является вертикальной последовательности литологии и текстур, по кономерностей которой мы черпаем в трехмерном изучении осадков. Этот путь решения проблемы требует изучения стратиграфических разрезов в полевых условиях — метод древний, но вновь рожденный новыми концепциями и новыми данными по геологии современных осадков.

В этой и двух последующих главах мы рассмотрим очень кратко основные понятия и принципы, применяемые для определения источников сноса, при анализе палеотечений, а также при реконструкциях палеогеографии и условий осадконакопления.

## Определения и понятия

В основном кластические осадки являются остатками, т. е. нерастворимыми продуктами химического разрушения и дезинтеграции пород, существовавших ранее. Состав этих остатков зависит отчасти от состава материнских пород, а отчасти — от их зрелости, которая является показателем степени осуществления процессов химического выветривания в направлении их полного завершения. Зрелость породы является функцией времени, в течение которого происходят эти процессы, и интенсивности, с которой они протекали. Время и интенсивность процессов выветривания зависят соответственно от рельефа и климата.

Но кластические породы являются промытыми остатками; они подвергались процессам сортировки, конечным результатом которых явилось фракционирование по размерам зерен на несколько групп. Эти фракции отличаются друг от друга не только размером зерен, но и минералогическим и химическим составом. Наиболее тонкие фракции являются продуктами наибольшего разложения — т. е. глинными и илестами; более грубые фракции представляют собой недезинтегрированные остатки, производные от материнской или исходной породы.

Задача петролога сводится к тому, чтобы, исследовав конечный фракционированный остаток, т. е. осадок, определить, откуда он привнесен (расстояние и направление транспортировки), установить тип зрелости этого остатка сделать вывод о климате и рельефе области сноса (рис. 13-1). Последняя группа задач составляет предмет изучения источников сноса, первые же имеют отношение к палеотечениям и вообще к палеогеографии.

Термин «питающие провинции» используется для охвата всех факторов, связанных с образованием или «рождением» осадка. Чаще всего он относится к материнским породам, из которых образовались осадки. Каждому типу материнской породы, как правило, соответствует свой особый набор минералов, который является «ключом» к определению характера этой породы. Однако состав осадка определяется не только характером материнской породы; он является также функцией климата и рельефа области сноса («распределяющей провинции», по Брэмелу), которые определяют зрелость остатков, ведущую свое происхождение из этой области.

Эрозия обычно прерывает процессы выветривания на полпути, особенно в районах с высоким рельефом. Эродированный материал в этих случаях содержит фрагменты пород и минералов, не подвергшихся изменению или измененных лишь частично. Аналогичным образом при

определенных климатических режимах процессы химической дезинтеграции протекают замедленно либо их вообще нет. Таким образом, состав продуктов выветривания и образующихся в конечном итоге осадков является результатом чаще всего комбинированного влияния рельефа и климата на исходные породы; любые выводы, касающиеся этих факторов или типа материнской породы, должны основываться на химическом и минералогическом составе осадков. Для того чтобы оценить зрелость осадка, следует обладать определенными сведениями о мобильности составляющих его химических компонентов и в особенности об относительной стабильности различных порообразующих минералов. Вначале мы рассмотрим минералы, как ключ к типу исходной породы, а затем исследуем зрелость осадка в свете мобильности окислов и стабильности минералов.

## Минералы и материнские породы

Ученых, изучающих кластические осадочные породы, интересуют тип и характер материнской породы, из которой образовались осадки. Знание этого могло бы помочь им идентифицировать область сноса. Фрагменты характерных пород или присутствие в песках необычных минералов подкрепляют эту идентификацию и, таким образом, ведут к пониманию палеогеографии древних эпох. Дополнительное влияние на характер осадков, отлагающихся в бассейне, оказывают геологические события, происходившие вне бассейна осадконакопления. Резкий подъем и эрозия области сноса вызывают поступление новых минералов, ранее отсутствовавших в этом бассейне; вулканизм за пределами бассейна регистрируется также по притоку новых характерных минеральных ассоциаций. Поэтому необходимо знать и уметь распознавать наборы минералов, присущие существенно отличающимся друг от друга источникам и характерные для них.

Совершенно необходимо также знать, является ли осадок продуктом первого цикла отложения, образовавшимся из кристаллических пород, или же это — продукт второго цикла, т. е. возникший из осадочных пород. Многие свойства, такие как окатанность, могут быть унаследованы от ранних циклов абразии; поэтому интерпретация истории такого осадка является делом сложным. В среднем песчанники, по оценке Крынина [36], на 30% состоят из переработанного материала, на 25% — из нового материала вулканического происхождения и на 45% — из материала метаморфических источников сноса.

Хотя различие между осадками первого и второго циклов фундаментально, для весьма зрелых пород его бывает трудно установить. Незрелые осадки, такие как, например, аркозовые пески, чаще всего относятся к первому циклу. Кварц в песках первого цикла в большинстве случаев является угловатым, однако иногда может быть и окатанным — за счет резорбции в магме или коррозии в процессе выветривания. Ре-

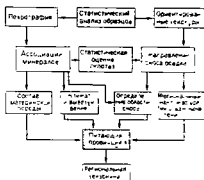


Рис. 13.1. Методология изучения питающих провинций. По Поттеру и Сиверу [Potter and Siever, 1956, Journ. Geologic., 64]

генерационные каемки на кварце являются дения в результате второго цикла.

Весьма важно различие между плутоиническими и ными питающими провинциями. Глубина, с которой поступает м ал, является своего рода мерой амплитуды воздымания, за счет кот го происходило поступление обломочного матернала. В соответствии с этим гнейсы и плутоинические изверженные породы образуют одну группу, а слабометаморфизованные и осадочные породы—другую. Плутоинические породы характеризуются грубой зернистостью и продуцируют кварц и полевой шпат песчаной размерности; при размыве супракрстальных пород образуются кварц второго цикла и обломки пород песчаной фракции. Отношение обломков полевошпатовых пород в песках используется (см. главу «Песчаники») в качестве индекса, характеризующего питающую провинцию, и является мерой относительного вклада плутоинических и супракрстальных зон.

Для определения источников сноса используются также легкие и тяжелые минералы. В песках наиболее обычным минералом является кварц. Поэтому наиболее многочисленные исследования были направлены на определение связи различных типов кварца с материнской породой. Одна из первых попыток в этом направлении была предпринята Макки [44], который использовал включения в кварце, как ключ к определению источников сноса. Более обстоятельными были работы Крынина [36, 39], который создал классификацию кварца, включающую три группы: изверженного кварца (включая плутоинический, вулканогенный и гидротермальный), метаморфического (включая деформированный и инъекционный кварц) и осадочного кварца либо в виде аутигенных образований, либо выполнения жил или пустот. Критериями для распознавания различных типов кварца являются включения, погасание (волястое или нет), форма зерен (удлиненность) и поликристалличность. Классификацией Крынина трудно пользоваться, так как она основана на признаках, которые могут быть присущи различным классам (а это затрудняет объективное выделение последних), а также из-за неадекватности наших представлений о кварце материнской породы. Эти вопросы были подвергнуты критическому анализу многими исследователями; рассмотрение взглядов по проблеме в целом было произведено Блаттом [8, 9]. Более подробно история вопроса изложена в главе о песчаниках.

Совершенно очевидно, что, несмотря на возникающие трудности, изучение детритового кварца может привести к существенным выводам. Даже при отсутствии возможности с полной уверенностью судить об источнике сноса обычного кварца, могут быть подчеркнуты различия между обычным и поликристаллическим кварцем, а также, вероятно, между сутурированным и полигонизированным кварцем [77], между плутоиническим и вулканогенным кварцем [74]. Эти различия имеют значение при анализе источников сноса и в любом случае могут быть весьма полезными при определении минеральных ассоциаций в зрелых песчаниках.

Наиболее распространенным после кварца минералом является полевой шпат. Однако обычно при расшифровке источников сноса ему уделялось меньше внимания, если не считать исследования Римсэя [55]\*. Обычно полевой шпат кислых вулканитов представлев санди-

\* А также важной методической разработкой В. Д. Шутова (в сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, 1956, изд. Львовского университета).—  
Прим. ред.

ством провинции.

супракрусталь-  
ступает матерье  
за счет матерье  
В соответствии  
образуют осад-  
я—другую пла-  
ю и производят  
змыве супракру-  
омки пород пе-  
пород в песках  
да, характерны  
геллового цвета

также легкие  
ралом являются  
а были напраз-  
гистеринской  
та предприятия  
как ключ к  
а работы Кры-  
лючающую ту  
вулканогенные  
эмирований  
аутигенных об-  
для распозна-  
вание (волок-  
насталась  
она основана  
классам (я это  
е из-за вазе-  
зроды. Эта во-  
4 исследовате-  
о произведено  
а в главе о пе-

не трудности  
ным выводом  
ую судить об  
различия меж-  
ероятно, меж-  
[77], между  
личия имеют  
е могут быть  
ний в зрелых

является по-  
из сноса еру-  
ния Римский  
явлен салидо-

1. «Вопросы ге-  
литература».—

ном; для кислых магматических пород это — ортоклаз или микроклин. Пертвитовый полевой шпат указывает на медленное остывание магмы и поэтому характерен для глубинных источников. Полевыми шпатами пирокластического происхождения, как правило, свойственны эвгедральные (идиоморфные) формы, обычно нарушенные и в ряде случаев имеющие тонкую оболочку вулканического стекла, тогда как плутонические полевые шпаты — ангедральны (ксеноморфны). Плагиоклаз в вулканогенных и гипабиссальных породах характеризуется волнистой зональностью; в плутонических и метаморфических породах такая зональность встречается реже [49].

Одним из наиболее информативных детритовых компонентов являются обломки пород; их тщательное изучение должно быть неотъемлемой частью исследований по определению питающих провинций. В песчанниках обычно содержатся обломки пород, которые в силу ограниченности размера песчаных зерен являются мелкозернистыми. Это могут быть вулканогенные (в основном базальтовые или фельзитовые), осадочные (как правило, пелитовые или микролитовые) или мелкозернистые метаморфические породы, например, такие, как аспидные сланцы или филлиты. Частицы пород несут больше информации об источниках сноса, чем какие-либо другие типы зерен, хотя в некоторых случаях их бывает трудно идентифицировать. [11]. Диккинсон [19] предложил довольно простую методику определения некоторых типов обломков пород, наблюдаемых в песках. Его классификация, основанная на структурах пород, включает в себя вулканогенные, кластические, микрогранулярные обломки и тектониты. Вулканогенные обломки имеют структуру изверженных афанитов и включают фрагменты измененных или перекристаллизованных вулканических пород; кластические породы имеют обломочные структуры. Обломки тектонитов характеризуются сланцеватой или полусланцеватой структурой; обломки микрогранулярных пород состоят из примерно равнозернистых хорошо отсортированных зерен. Их идентификация наиболее затруднительна, поскольку фактически они принадлежат к тому или иному из первых трех классов.

Многие неясные вопросы могут быть решены, если в разрезе присутствуют конгломераты. Важными характеристиками являются количество и размеры гальки и валунов. Определенные типы гальки и их соотношения указывают как на тип материнской породы, так и на дальность транспортировки; менее устойчивые обломки по мере увеличения этого расстояния быстро разрушаются. Однако, поскольку различные материнские породы обладают разной способностью к образованию обломков и неодинаковой устойчивостью к абразии, соотношения, наблюдаемые в галечниках, нельзя рассматривать как прямое отражение относительного содержания определенных пород в области сноса (этот вопрос рассмотрен подробнее в гл. 6).

Исключительно важным средством определения характера материнской породы оказались тяжелые минералы [13]. Некоторые минералы являются диагностическими для определенного типа материнской породы. Другие, как и кварц, значительно более распространены и встречаются почти во всех типах исходных материалов. В этом случае дополнительным средством, указывающим на характер материнской породы, могут служить второстепенные признаки, такие, как включения, цвет, форма и т. п. Возможности использования второстепенных признаков продемонстрировала работа Крыкина [40], которому удалось с помощью этого метода распознать 13 разновидностей турмалина. Сходным образом в качестве ключа к определению питающих провинций



## Наборы детритовых материалов, характерные для различных материнских пород

### Переработанные осадки

Барит	Лейкоксен
Глаукофит	Рutil
Кварц (в особенности с окатышными регенерационными кварцами)	Турмалин (окатанный)
Кремень	Циркон (окатанный)
Обломки кварцита (типа ортокварцита)	

### Слабометаморфизованные породы

Обломки асбидных сланцев и филлитов	Обломки кварца или кварцита (тип метакварцита)
Биотит и мусковит	Турмалин (небольшие светло-коричневые звездчатые включения карбонатов)
Полевые шпаты обычно отсутствуют	
Лейкоксен	

### Сильнометаморфизованные породы

Гранат	Кварц (метаморфическая разность)
Амфибол (голубовато-зеленая разность)	Мусковит или биотит
Кнаит	Полевой шпат (кислый плагиоклаз)
Силлиманит	Эпидот
Андалузит	Циоцит
Ставролит	Магнетит

### Кислые изверженные породы

Апатит	Циркон звездчатый
Биотит	Кварц (изверженный разность)
Амфибол	Микроклин
Монацит	Магнетит
Мусковит	Турмалин (небольшие розовые кристаллы)
Сфен	

### Основные изверженные породы

Анастас	Лейкоксен
Авгит	Оливин
Брукит	Рutil
Гиперстен	Плагиоклаз средний
Ильменит и магнетит	Серпентин
Хроит	

### Пегматиты

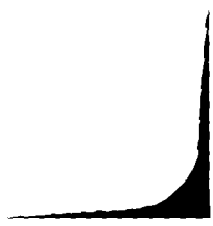
Флюорит	Мусковит
Турмалин, обычно голубой (индиго-лиловый)	Торит
Гранат	Альбит
Монацит	Микроклин

Примечание. Разности, выделенные разрядкой, наиболее распространены.

были использованы разновидности циркона [75, 76]. Наборы минералов, характерные для определенных материнских пород, приведены в табл. 13-1.

Как и в случае с компонентами галечников, состав набора тяжелых минералов может изменяться не только за счет потери менее стабильных минералов в процессе выветривания, но и в результате селективной потери как при абразии в процессе транспортировки, так и вследствие растворения уже после осадконакопления (внутрипластовое растворение). Эти проблемы будут рассмотрены ниже.

The first part of the paper discusses the importance of the  
 second part of the paper discusses the importance of the  
 third part of the paper discusses the importance of the  
 fourth part of the paper discusses the importance of the  
 fifth part of the paper discusses the importance of the  
 sixth part of the paper discusses the importance of the  
 seventh part of the paper discusses the importance of the  
 eighth part of the paper discusses the importance of the  
 ninth part of the paper discusses the importance of the  
 tenth part of the paper discusses the importance of the  
 eleventh part of the paper discusses the importance of the  
 twelfth part of the paper discusses the importance of the  
 thirteenth part of the paper discusses the importance of the  
 fourteenth part of the paper discusses the importance of the  
 fifteenth part of the paper discusses the importance of the  
 sixteenth part of the paper discusses the importance of the  
 seventeenth part of the paper discusses the importance of the  
 eighteenth part of the paper discusses the importance of the  
 nineteenth part of the paper discusses the importance of the  
 twentieth part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-first part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-second part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-third part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 twenty-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 thirtieth part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-first part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-second part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-third part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 thirty-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 fortieth part of the paper discusses the importance of the  
 forty-first part of the paper discusses the importance of the  
 forty-second part of the paper discusses the importance of the  
 forty-third part of the paper discusses the importance of the  
 forty-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 forty-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 forty-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 forty-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 forty-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 forty-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 fiftieth part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-first part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-second part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-third part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 fifty-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 sixtieth part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-first part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-second part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-third part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 sixty-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 seventieth part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-first part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-second part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-third part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 seventy-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 eightieth part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-first part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-second part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-third part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 eighty-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 ninetieth part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-first part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-second part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-third part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-fourth part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-fifth part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-sixth part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-seventh part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-eighth part of the paper discusses the importance of the  
 ninety-ninth part of the paper discusses the importance of the  
 hundredth part of the paper discusses the importance of the



там, часть которых была удалена за счет выщелачивания глинозем является довольно инертным и менее склонен в растворе по сравнению с большинством других оксидов, претерпевает, что его количество осталось прежним. Если это так, то масса выветрелой породы будет равна 14,62/26,14·100, или 55,88. Это количество выветрелой породы содержит столько же граммов глинозема, сколько его было в 100 г свежей породы. Поэтому выветрелый остаток (колонка В) содержит 55,88 части каждого оксида колонки Б; например 30,83 г алюминия и т. д. При определении каждого показателя в колонке на основе соответствующего показателя в колонке А и допущения, что количество глинозема остается постоянным, мы можем величину обогащения и потерь каждого компонента приведенные в колонке Г. В данном примере наблюдается явное обогащение окисным железом, титаном и потерю кремния, закисного железа, магния, кальция, оксидов натрия и калия.

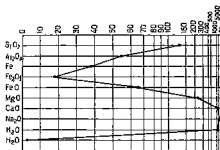


Рис. 13-2. Потери и обогащение составляющих оксидов при выветривании мортонских гранито-гнейсов. По [30].

Очевидно также увеличение воды и двуокиси углерода (из атмосферы).

Допущение о том, что количество какого-либо оксида остается постоянным, необязательно. Если процент каждого химического соединения, входящего в состав свежей породы, отнесенный к его содержанию в выветрелой породе и умноженный на 100, нанести на соответствующий график в подходящем масштабе, то на графике можно легко прочесть относительные потери или обогащения [43]. На рис. 13-2 дан такое изображение результатов анализа свежих и выветрелых мортонских гнейсов. Полученная диаграмма показывает, что 55,88 г измененной породы содержат столько же глинозема, сколько 100 г исходной породы; однако потребуется 120 г выветрелого остатка для того, чтобы в нем содержалось столько же кварца (71,54 г), сколько его присутствует в 100 г материнской породы, и т. д. Очевидно, что содержание глинозема по отношению к кварцу повысится или, что вернее, — содержание кварца по отношению к глинозему уменьшится. Аналогичным образом все точки, находящиеся на диаграмме слева от глинозема, характеризуют повышение содержания по сравнению с этим оксидом, тогда как все точки, лежащие справа, соответствуют потерям. Из данной диаграммы можно вывести величины потерь или обогащения по отношению к любому оксиду. Из всех первоначальных компонентов данной породы наибольшими потерями в процессе выветривания характеризуются оксиды натрия, а наименьшими — оксидное железо. По величине потерь компоненты располагаются в следующем порядке:  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , оксиды железа.

Среднюю величину потерь можно определить путем изучения названного большого числа пород по аналогичной методике (или состав

для средние данные по изверженным и осадочным породам). Исследователя процесса выветривания сходятся на том, что все компоненты, за исключением воды, подвержены потерям при продолжительном выветривании. Порядок мобильности окислов (порядок потерь различных окислов) в интерпретации различных исследователей приводится в табл. 13-3. Различия в порядках, приведенных в этой таблице, объясняется, по-видимому, ограниченностью использованных данных. Можно предполагать, что некоторые расхождения связаны с различием типов пород. Более существенным фактором является, по-видимому, разница в климате [54].

Таблица 13-3

Средний порядок потерь окислов при выветривании

Порядок	Штейнман	Лейт и Мид	Гольдман
1	CaO	CaO	Na <sub>2</sub> O
2	MgO	Na <sub>2</sub> O	CaO
3	Na <sub>2</sub> O	MgO	MgO
4	K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
5	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>
6	Железо	Железо	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
7	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Железо

Именно на различиях в мобильности окислов основываются выводы о степени зрелости продукта выветривания (или о потенциале выветривания).

### Стабильность минералов

Если существует определенный порядок или дифференциальная скорость потерь химических окислов, то и породообразующие минералы, содержащие эти окислы, должны характеризоваться различной степенью стабильности. Этот вывод постоянно подтверждается как наблюдениями, так и экспериментальными данными, описанными в геологической литературе. Мафические минералы как группа менее стабильны, чем щелочные полевые шпаты; кислые полевые шпаты более стабильны, чем натро-известковые и т. д.

Стабильность минерала — это его устойчивость к изменениям. В данном случае его химическая стабильность, т. е. устойчивость к растворению и химическому разложению, интересует нас больше, чем его механическая стабильность, т. е. устойчивость к абразии. Во время своего образования минералы, по-видимому, находятся в равновесии со средой и потому стабильны. Однако, попадая в новые условия, отличные от тех, в которых эти минералы образовались, они проявляют тенденцию к растворению и химическому разложению. Многие породообразующие минералы были образованы на больших глубинах, при повышенных температурах и давлениях. Когда эти минералы попадают в условия низких температур и давлений, в обводненную среду, которая преобладает у поверхности Земли, многие из них становятся нестабильными и претерпевают растворение и химическое разложение. Такие изменения, происходящие в почвенном слое и вообще в осадочном чехле, необходимо изучить для того, чтобы надлежащим образом интерпретировать осадочные породы. Наука об этих изменениях получила меткое название — «платология минералов».

Существуют различные признаки «патологическим» признакам, указыва-  
ются травленные поверхности или корродиро-  
ванные оболочки или вторичные обрастания, напротив,  
о стабильности, поскольку указывают на тенденцию м  
а не к разложению. Исчезновение минералов или их отсутствие  
наряду с присутствием других остатков, свойственных породе, в  
содержатся интересные нас минералы, свидетельствует об их  
бильности. В определенных пределах стабильности минералов  
быть определена экспериментально, путем измерения потерь при рас-  
творении в несколько ограниченных и упрощенных условиях выветрива-  
ния.

Все минералы обладают различной устойчивостью к растворению  
и распаду. Было предпринято много попыток определить относи-  
тельную стабильность минералов в почвах и осадках. Известен ряд  
обобщающих работ по этому вопросу [13, 14, 46, 48, 1, 54, 67].

Наметились два главных подхода к определению относительной  
стабильности обломочных минералов. Первый, возможно более непо-  
средственный и более важный, заключается в изучении разрезов почв  
и в наблюдении за исчезновением минералов по мере перехода от све-  
жей породы к измененной. Второй подход сводится к определению в  
сопоставлению частоты встречаемости нескольких минеральных групп  
в современных и древних осадочных отложениях. Он основан на доку-  
ментации, что частота встречаемости определенных минералов, соотношен-  
ная с их содержанием в исходной породе, некоторым образом связана  
с их устойчивостью.

Таблица 13-4

Ряд стабильности минералов при выветривании. По [30]

Оливин	Известковый плагиоклаз
Авгит	Известково-щелочной
Амфибол	плагиоклаз
Биотит	Щелочно-известковый
	плагиоклаз
	Щелочной плагиоклаз
	Калиевый полевой шпат
	Мусковит
	Кварц

Гольдих [30], основываясь на количественном анализе нескольких  
разрезов почв, расположил наиболее распространенные порообразую-  
щие минералы в «ряд минеральной стабильности», почти идентичный  
реакционному ряду Боуэна (табл. 13-4). Однако это расположение не  
следует интерпретировать как реакционный ряд. Выветривание оливи-  
на не приводит к образованию пироксена, который, в свою очередь, превра-  
щается в амфибол, и т. д. Скорее можно ожидать, что в нормальной из-  
верженной породе, которая содержит оливин и пироксен, скорость ха-  
мического разложения у оливи-на будет больше, чем у пироксена,  
а у пироксена — больше, чем у роговой обманки, и т. д. Аналогично  
быстрее, чем гранит. Гольдих имел дело в основном с обычными поро-  
образующими минералами. Другие исследователи изучали и редкие  
акцессорные минералы и пытались определить сравнительную стабиль-  
ность этих «тяжелых» минералов [21, 67, 81].

нестабильности.  
Билльность, отво  
ая. Регенерация  
видеельности  
инерала к рост  
утствие в осе  
роде, в котор  
ет об их вост  
инералов чоти  
отерь при рас  
товича вышена

к растворени  
лнть отнош  
. Известен эс  
31, 67]  
относительно  
но более мю  
разреза пов  
ерехода от ос  
определению л  
ральных гру  
новая на допл  
лов, соответс  
разом связия

Таблица 14

диагности  
елочной

нстий

з  
г

изе несколько  
породообразу  
и идентичный  
положение не  
ание оливины  
ередь, превра  
рмальной из  
скорость ли  
у пироксена,  
. Аналогично  
разрушаются  
чными поро  
али в реакце  
ную стабилн

Синдовский с соавторами [62] сгруппировал тяжелые минералы в несколько классов в порядке их устойчивости к выветриванию (табл. 13-5). Отчасти этот ряд был определен путем сопоставления содержания тяжелых минералов в молодых и древних террасах Рейна. Древние террасы обеднены тяжелыми минералами, по-видимому, за счет выщелачивания или растворения и выноса наименее стабильных минералов. Как указывает Синдовский, любое существенное различие в содержа-

Таблица 13-5

Стабильность тяжелых минералов\*. По [67], с изменениями

Внутрипластовое растворение		Выветривание (?)	Выветривание (полюсовый снос)	
Петтджон [48]	Синтсон [65]	Синдовский** [62]	в годах [30]	Дрейбен [21]
Рутил	Циркон	{ Циркон Рутил Турмалин		Циркон
Циркон	Рутил			Турмалин
Турмалин	Турмалин			Моноцит
Моноцит	Апатит	{ Ставролит Кизанит Роговая обманка <sup>2*</sup>	Биотит	Моноцит
Гранат	Моноцит			Кизанит
Биотит	Гранат			Роговая обманка
Апатит	Ставролит			Ставролит
Ставролит	Кизанит			Гранат
Кизанит	Железо-магнетитовые минералы	{ Гранат Ацил	Авгит	Кизанит
Роговая обманка				Ставролит
Авгит		{ Апатит Оливин	Оливин	Авгит
Оливин				Оливин

\* Пропуски и перечеркнутые названия, чтобы подчеркнуть сходство выделенных рядов.

\*\* Синдовский располагает минералы не в виде непрерывного ряда, а по группам, которые в данной таблице объединены фигурными скобками; в каждой группе минералы расположены в том порядке, который подчеркивает соответствие с другими рядами.

<sup>2\*</sup> В оригинале название вишфобол.

ний тяжелых минералов между осадочными образованиями двух разновозрастных террас следует рассматривать скорее как результат селективной потери определенных минералов после осадконакопления, чем как следствие различных источников сноса или различных условий выветривания материнских пород до отложения продуктов выветривания. Потери после осадконакопления являются следствием внутрипластового растворения, результаты которого обычно сходны с результатами растворения в разрезе исходной породы.

### Зрелость

Геолога, изучающего осадочные породы с точки зрения химической подвижности породообразующих окислов и стабильности породообразующих минералов, интересует, насколько эти свойства согласуются с концепцией зрелости осадка. Зрелость кластических осадков определяется степенью их приближения к конечному продукту тех породообразующих процессов, которым они подвергаются. Поэтому индекс по-

тенциала выветривания, введенный Райхе [54], является зрелости. Чем более зрелым является осадок, тем меньше его ал выветривания. Однако этот индекс нельзя применять ко всем осадкам без исключения. В качестве показателя зрелости он применим лишь к выветрелым остаткам или к их промытым эквивалентам. Для пород смешанного механико-хемогенного происхождения он не может быть применим. Песчанники с карбонатным цементом, выделившимся из водного раствора, содержат в большом количестве окислы кальция и магния. Обогащенные материалами, утерянными в процессе выветривания, повышают потенциал выветривания и маскирует первоначальную зрелость осадка, к которому добавляются эти материалы.

Фогт [34] определял зрелость как степень приобретения осадком остаточного характера. Фогт допускал с достаточным основанием, что глинистые осадки по мере того, как они становятся более зрелыми, должны обогащаться глиноземом. Однако истинное обогащение глиноземом может быть замаскировано изменением содержания независимого кварцевого компонента, а это приводит к тому, что глинистые осадки с различным остаточным характером могут характеризоваться одним и тем же содержанием глинозема и наоборот. Для того чтобы устранить маскирующий эффект кремнезема, меняющийся в зависимости от структуры (см. табл. 8-4), Фогт пересчитал результаты химического анализа, исключив  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  и приняв сумму оставшихся компонентов за 100. Обычно содержание  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  понижается постепенно и равномерно с возрастанием остаточного характера, тогда как содержание  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  повышается. Содержание окислов железа остается постоянным, в то время как состав остальных компонентов меняется в широких пределах. Глинозем является, по-видимому, наименее подвижным, тогда как  $\text{Na}_2\text{O}$  вымывается из породы в первую очередь. Однако в отличие от окислов кальция, магния и калия его содержание не восстанавливается за счет вторичного обогащения в обычном цикле седиментации. Поэтому отношение глинозема/сода в глинах можно использовать как упрощенный химический показатель зрелости.

Единственным химически и физически стойким минералом, образующим плутоонические горные породы и достаточно распространенным чтобы образовывать крупные скопления, является кварц. Поэтому минералогическая зрелость песка выражается содержанием кварца. Поскольку большая часть кварца первоначально была связана с полевыми шпатами, зрелость песка можно также выражать через дефицит полевого шпата или через отношение кварц/полевой шпат. Последний показатель не очень подходит для песков, которые образовались из обломочных пород, обедненных полевыми шпатами. Обедненность исходной породы полевыми шпатами приводит к ложному завышению отношения кварц/полевые шпаты. Пески, образовавшиеся за счет супракристаллического комплекса, содержат обломки пород, ни одна из которых, за исключением кремня, не обладает ни химической стабильностью, ни механической прочностью. Отношение кремнистых пород к некремнистым может служить хорошим показателем зрелости. Однако наиболее часто применяется отношение кварц/кремни к полевым шпатам/обломкам остальных пород.

Недостаточно оценить зрелость осадка; более важно раскрыть ее значение или геологический смысл. В каких условиях образовались в высшей степени зрелые осадки? Что означает незрелость? Поскольку зрелость есть степень приближения кластического осадка к тому конечному стабильному состоянию, к которому он стремится под воздействи-

ем влияющих на него осадкообразующих процессов, постольку она является также совокупным отражением продолжительности и интенсивности проявления этих процессов. Если они непродолжительны, то независимо от их интенсивности конечный продукт останется незрелым. Если же интенсивность процесса (доступление энергии за единицу времени) низка, то конечный продукт также останется незрелым, как бы продолжительнее ни был этот процесс. С другой стороны, если интенсивность процесса высока, а его действие достаточно продолжительно, то конечный продукт будет зрелым.

Какие геологические факторы определяют время действия или продолжительность процесса и его интенсивность? Естественно полагать, что время или продолжительность определяются в значительной степени рельефом. Скорость эрозии есть функция рельефа. Высокий рельеф обуславливает высокую скорость эрозии, тогда как низкому рельефу сопутствует замедленная эрозия. В условиях быстрой эрозии почвообразующие процессы отстают от процессов транспортировки и существенная часть не полностью выветрелого материала выносятся потоками. В условиях замедленной эрозии выветривание достигает своей завершающей стадии, так что в осадках встречаются только наиболее стабильные остатки. В районах с высоким рельефом, но «молодой» топографией остаются относительно выровненные участки водоразделов. Эрозия этих участков продуцирует зрелый, выветрелый обломочный материал, тогда как глубоко врезаемые каньоны являются источниками свежего, невыветрелого материала. Поэтому эрозия таких территорий образует как зрелые, так и незрелые продукты выветривания. Обычно зрелые продукты тонкозернисты и слагают глины, незрелые продукты — грубозернисты и характерны для песчанников. Однако разделение их никогда не бывает полным или совершенным.

Влияние климата более сложно и привлекает к себе внимание исследователей уже в течение многих лет. В тропических условиях, характеризующихся высокой температурой и обилием влаги, выветривание происходит наиболее интенсивно, а его продукты существенно обогащены оксидами железа и алюминия; соответственно содержание кремнезема является относительно низким. Конечными продуктами таких почвообразующих процессов в тропиках являются латериты и бокситы. Глины или глинистые сланцы, образовавшиеся за счет таких исходных пород, богаты алюминием и часто бокситоносны. Вообще, можно сказать, что более теплый и более гумидный климат способствует большему распаду исходной породы, тогда как в более холодном, или же в более аридном климате, продукты выветривания характеризуются меньшей зрелостью. Обычно нехватка воды замедляет химические процессы; более грубые остатки, образовавшиеся в аридных условиях, могут содержать много нестабильных минералов.

Однако действительный состав осадочных образований является результатом взаимодействия или совокупного влияния климата и рельефа на исходную породу, а также на процессы абразии и сортировки продуктов выветривания. По Бэррелу [5], характер тонкого аллювиального или промывного обломочного материала в районе его происхождения обычно можно использовать в качестве индикатора климата. С другой стороны, зернистость и обилие грубых фракций являются мерой скорости эрозии и, следовательно, топографического рельефа. Поскольку рельеф зависит от баланса между воздыманием и эрозией, характер грубого материала указывает также на тектонический режим.



В какой степени вышеописанные приципы, Бэррелом [5], Крыниним [38, 42] и др. [25], согласуются с тами геологического изучения осадочного материала, транс-го современной речной сетью в районах с различными климатом и рельефом? Как правило, мы не располагаем достаточным фактическим материалом по этому вопросу, однако бывают и исключения. Исследования Крынина [35] в тропиках Южной Мексики показали, что речные пески являются полевощпатовыми, несмотря на высокую среднегодовую температуру (26,5°C) и обилие осадков (300 см). Гиббс [29] в своем блестящем исследовании осадков, выносимых Амазонкой, подтвердил вывод Крынина о том, что рельеф контролирует содержание полевых шпатов в осадке в большей степени, чем климат. Гарнер [28], на основании изучения четырех регионов в Андах, полагал, что на зернистость кластических осадков климат влияет сильнее, чем рельеф. Аридный климат обуславливает образование грубозернистого аллювия, свидетельствующее о полном выветривании; гумидный климат формирует в основном алевроиты и глинны. Исследования с целью проверки концепций о связи рельефа и климата со зрелостью осадка в определенных, специально выбранных для этого регионах проводится очень мало. Уэбб и Поттер [80] исследовали песчаные наносы ручьев в аридном регионе с высокими рельефом. Робелен [56] изучал аналогичные образования, но в гумидном регионе с низким рельефом. Эти работы в числе немногих других характеризуют попытки определить и дифференцировать влияния климата, рельефа и исходной породы на характер осадков.

Не следует забывать, что зрелость песчано-галечных образований в отношении их структуры и состава до некоторой степени является результатом механического воздействия, т. е. уничтожения обломков пород, поликристаллического кварца и выноса глинистого материала. Этот вопрос составляет предмет следующего раздела данной главы.

### **Стабильность минералов в процессе транспортировки**

Можно предположить, что остатки, образовавшиеся в результате механического разрушения и химического разложения исходной породы, претерпевают и дальнейшее преобразование или изменение в процессе транспортировки от места их образования из исходной породы до места их окончательного отложения в осадок. Происходит не только отделение глинистой фракции от песчаной и гравийной, но и дальнейшие модификация и фракционирование последних. Можно, например, предположить, что процессы, происходящие во время транспортировки и ведущие к окатыванию переносимых обломков, преобразуют также и их состав за счет селективной абразии (и сортировки).

К сожалению, тщательные исследования того, что действительно происходит в процессе транспортировки, проводятся исключительно редко. То, что бывают какие-то изменения состава в процессе транспортировки, кажется в высшей степени вероятным. Известна наблюдались изменения в составе аллювиальных галечников вниз по течению потоков (сводка исследований по этому вопросу приведена в гл. 6). В общем они показывают довольно быстрое исчезновение менее стойких компонентов (известняки, глинистые породы, рыхлые песчанки), из-за чего происходит обогащение более стабильными типами пород (кварцит, кремнистый сланец, жильный кварц) (см. рис. 6-8). Галечники мо-

достичь зрелости (по составу) при относительно коротком расстоянии транспортировки.

С другой стороны, данные о селективном механическом преобразовании и уничтожении минералов в песчаной фракции представляются сомнительными. Можно предполагать, что более мягкие и склонные к раскалыванию разновидности будут разрушены абразией, из-за чего должны произойти обогащение более твердыми и стойкими компонентами. Что свидетельствует в пользу этого предположения?

С целью определения сопротивления минеральных зерен износу был осуществлен ряд экспериментов. Фризе [27] определял устойчивость при транспортировке (Transportwiderstand) значительного числа мине-

Таблица 13-6

Устойчивость минералов к абразии (в порядке ее возрастания) \*

По Фризе [27]	По Тиле [72]	По Фризе [27]	По Тиле [72]
Гематит (100)** Монокит (117 в ср.) Ортоклаз (150) Диопсид (169) Андалузит (220) Кварцит (269) Апатит (275) Обычный оливин (290) Эпидот (320) Ильменит (325) Гранат (378 в ср.) Магнетит (380)	Барит Сидерит Флюорит Гётит Эвстатит Каннит Бронзит Гематит Лавит Апатит Сподумен Гиперстен	Топаз (390) Обычный аавит (420) Ставролит (420) Кордиерит (480) Пирит (500) Турмалин (817 в ср.)	Диагидрит Ртуть Роговая обманка Циркон Эпидот Гранат Титанит Ставролит Микроклин Турмалин Кварц

\* Минералы, отсутствующие в обоих списках, выделены разрядкой для удобства сопоставления.

\*\* Устойчивость в процессе транспортировки гематита принята за 100.

ралов. Приняв за эталон кристаллический гематит (индекс 100), он выразил числовыми характеристиками сопротивление абразии каждого из исследованных им минералов (табл. 13-6). Аналогичным образом Коэкс [18] определял степень износа наиболее распространенных минералов как функцию их твердости. По-видимому, индексы устойчивости и показатели твердости по шкале Мооса связаны очень тесной корреляцией, по крайней мере, для минералов с твердостью, меньшей, чем у кварца. Хотя точная функциональная зависимость не была выведена, она, вероятно, должна иметь вид  $y = (x/a^n)$ , где  $y$  — индекс устойчивости;  $x$  — твердость по шкале Мооса;  $a$  — твердость кварца (7);  $n$  — экспонента (близкая к 4). Довольно частые расхождения между рассчитанными и установленными эмпирически величинами могут быть обусловлены процессами уменьшения размера зерен, не связанными с абразией, неравномерностью шкалы Мооса и другими свойствами минералов (например, упругостью).

Тиле [71] определял устойчивость наиболее распространенных минералов к абразии экспериментальным путем. Он расположил минералы по возрастанию их устойчивости к абразии в следующем порядке: (1) апатит, (2) роговая обманка, (3) микроклин, (4) гранат, (5) турмалин, (6) кварц. В более поздней работе [72] он добавил к этому ряду другие минералы. Несмотря на некоторые существенные отличия, этот

ряд в общем согласуется с результатами, полученными Фризе [13-6]. Устойчивость минералов к абразии изучали также Марсден Вудруф [45]. Их работа была основана на действии воздушной струи и показала, что сопротивление окатыванию возрастает по мере увеличения твердости минералов: гипса, кальцита, апатита, магнетита, графита, ортоклаза, кварца.

Согласуются ли изменения, выявленные при изучении песков в процессе транспортировки, с экспериментальными данными? Рассел [58, 59] установил, что для крупных рек изменения минерального состава либо невелики, либо вообще не отмечаются, даже при длительной транспортировке; те же слабые изменения, которые все-таки бывают, не являются результатом дифференцированной абразии. Его наблюдения за минералогией песков р. Миссисипи между Каиром, штат Иллинойс, и Мексиканским заливом на протяжении 1771 км как будто подтверждают этот вывод, поскольку они фиксируют лишь небольшие потери полевого шпата относительно кварца и никаких сколько-нибудь заметных потерь роговой обманки, пироксена и других, относительно мягких и легко-раскалывающихся минералов. Выводы Рассела подтверждаются и результатами изучения песков Рейна [2].

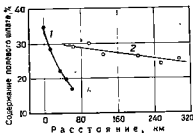


Рис. 13-3. Зависимость процентного содержания полевого шпата в обломочной фракции с размером зерен 1,0—1,414 мм от расстояния транспортировки в реках Батл-Крик (1) и Чейсна (2) района Блэк-Хилс, Южная Дакота. По [50]

С другой стороны, наблюдения Макки [44] и Пламли [50] свидетельствуют о существенных потерях полевого шпата в быстрых речках, обладающих высоким базисом эрозии и несущих гравий, при относительно короткой дистанции транспортировки (рис. 13-3).

В ручьях района Блэк-Хилс резкое понижение содержания полевого шпата вряд ли можно объяснить чем-либо иным, кроме абразии. Близость значений плотности и сходная сферичность полевого шпата и кварца исключают процесс селективной сортировки, а зернистость фракции, изучавшейся Пламли, была настолько грубой (класс 1—1,414 мм), что постепенное разбавление полевого шпата в результате поступления других минералов было невозможно. Имеются некоторые данные о том, что существенное окатывание песков, а следовательно, и существенное изменение их минералогии может быть связано с деятельностью прибой (см. гл. 7).

Существуют хорошо документированные примеры весьма важных и значительных изменений состава песков при транспортировке их в волноприбойных зонах и реках. Можно показать, что большинство из них связаны с интенсивными процессами селективной сортировки либо являются результатом разбавления за счет новых источников сноса материала. В заключение следует отметить, что тенденции к избирательным потерям при абразии реальны; в одних случаях она проявляется резко, в других — может быть затухающая. Изменения состава по другим причинам. Таким образом, последовательное изменение состава вовсе не обязательно является достаточным доказательством дифференцированной абразии.

## Стабильность минералов внутри пластов

После отложения осадки подвергаются действию артезианских вод и выщелачиванию. Как это отражается на их минералогии? Обычно легкие минералы и, в первую очередь, полевой шпат и кварц остаются в основном не измененными, хотя имеются данные о том, что в некоторых случаях полевой шпат растворяется [33]. Во многих случаях отдельные зерна кварца и полевого шпата испытывают регенерацию, что указывает на их стабильность. Некоторые обломки пород могут претерпевать дробление и образовывать цемент (матрикс).



Рис. 13-4. Зубчатые окончания, обусловленные внутрипластовым растворением По [23].

а — обломки минералов; б — схематическая диаграмма гребенчатой структуры обломочного агглюта параллельно НПО.

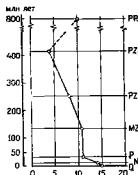


Рис. 13-5. Число видов тяжелых минералов и возраст осадка [48].

Против возраста отложений в качестве числа видов тяжелых минералов, встречаемых более чем в половине исследованных формаций.

Хотя преобладающая фракция легких минералов остается неизменной, этого нельзя сказать об аксессуарных или тяжелых минералах, которые подвергаются растворению на ранней или более поздней стадии диagenеза. Дифференциальное растворение малых аксессуарных или тяжелых минералов может затруднить интерпретацию набора тяжелых минералов, тем самым стратиграфическую корреляцию, основанную на таких минералах, а также выяснение источников сноса.

Свидетельства о том, что такое растворение действительно происходит в осадочных толщах, многочисленны и разнообразны. Надежным подтверждением такого растворения являются зерна со следами травления [15]. Правда, не всегда ясно, когда произошло травление — до или после осадконакопления. Однако хрупкие, гребенчатые отростки или «зубчики» на некоторых тяжелых минералах, особенно на амфиблах и пироксенах (рис. 13-4), вряд ли могли уцелеть в ходе транспортировки [22, 23]. В отдельных случаях удается доказать, что зубчатая или гребенчатая структура зерен сформировалась внутри пласта после осадконакопления [57].

Иногда даже кварц обнаруживает признаки внутрипластового растворения. Это свойственно пескам с карбонатным цементом, у которых первоначально округлые очертания зерен становятся зубчатыми, изрезанными, в особенности на участках контакта с карбонатами. В других случаях на некоторое внутрипластовое растворение указывают микро-

стклянистые контакты, а особенности контактов  
иными зернами [63].

Наиболее убедительным доказательством внутрипластового растворения является контраст между содержанием определенных типов тяжелых минералов внутри известковых конкреций и в матриксе, в котором находятся эти конкреции [15] (см. также табл. 7-12). Подобно этому тяжелые минералы в когенетичных с песчаниками глинистых сланцах, также в «запечатанных» условиях, являются иными, чем в ассоциирующих с ними песчаниках [10]. Исследователи тяжелых минералов уже давно заметили, что чем моложе возраст исходной породы,

Таблица 13-7

Ряд устойчивости обломочных минералов. По [48]

—3. Анастаз *	10. Квантит
—2. Мусковит **	11. Эпидот
—1. Рутил	12. Роговая обманка
1. Циркон	13. Андалузит
2. Турмалин	14. Топаз
3. Моноцит	15. Сфен
4. Грават	16. Цонзит
5. Биотит	17. Август
6. Апатит	18. Силлиманит
7. Ильменит	19. Гиперстез
8. Магнетит	20. Диопсид
9. Ставролит	21. Актинолит
	22. Оливин

\* Отрицательные значения указывают на то, что содержание данного минерала в древних породах больше, чем в современных.

\*\* Разрядкой выделяемы члены реакционного ряда Боуэна.

тем сложнее набор тяжелых минералов, которые из нее образовались [73, 12] (рис. 13-5). Хотя существует некоторая неясность в отношении причины этой зависимости, возможно или даже весьма вероятно, что древние осадки утратили менее стабильные тяжелые минералы из-за внутрипластового растворения. Если это так, то расположение тяжелых минералов в порядке их устойчивости во времени образует ряд стабильности, составивший предмет исследований Петтиджона [48].

Установление порядка устойчивости основывалось на публикациях о содержании минералов в осадках всех возрастов в районах. Для каждого конкретного минерала определялись частота встречаемости (отношение числа зарегистрированных находок данного минерала к числу исследованных формаций) в современных осадках и средняя частота встречаемости в древних осадках. Отношение этих двух величин принималось в качестве показателя «жизнестойкости» каждого исследованного минерала (табл. 13-7). Ряд устойчивости минералов, установленный таким путем, обнаруживает тесную связь с рядом стабильности наиболее распространенных породообразующих минералов, который был определен Гольдихом [30] для профиля коры выветривания. Некоторые существенные исключения могут быть результатом различия между условиями почвенного слоя и пластового залегания, которые, несмотря на некоторое сходство, отнюдь не идентичны. Апатит, например, нестабилен в почве, но стабилен в древних отложениях; аналогичным образом щелочные полевые шпаты, разлагающиеся в почве, могут испытывать рост зерен (регенерацию) в осадочных породах. Несмотря

на эти и другие исключения, ряд устойчивости — мера стабильности минералов в осадочных породах. Это подтверждается и другими исследованиями [64, 65, 66].

Даже в отдельно взятом осадочном бассейне более молодые породы характеризуются большим разнообразием тяжелых минералов. Более того, по мере перехода от более древних отложений к более молодым эти минералы встречаются в порядке, обратном порядку их стабильности, установленному другими, независимыми наблюдениями. Поэтому было высказано предположение, что зоны тяжелых минералов являются зонами стабильности и объясны как самим своим существованием, так и характером селективного уничтожения наименее стабильных минералов в глубинных зонах за счет внутрипластового расщепления. Этот вопрос будет еще раз рассмотрен ниже.

### Зоны тяжелых минералов

То, что осадочные породы различного возраста даже в одном и том же районе характеризуются различными ассоциациями тяжелых минералов, является общепризнанным фактом. Вначале предполагалось, что изменения минералогии связаны с появлением (в результате разрыва в обнажения) нового источника сноса в распределяющей провинции. Если это так, то набор тяжелых минералов, образовавшихся в данный конкретный момент времени, уникален и все пески, несущие их в пределах определенного бассейна, одновозрастны. Поэтому тяжелые минералы считались важным средством стратиграфической корреляции.

Таблица 13-8

Порядок появления индексо-минералов в зонах тяжелых минералов

Меловые и третичные отложения штата Вайоминг, по Стоу	Третичные отложения Гольф-Коста, по Сидли	Третичные и четвертичные отложения Атлантического побережья США, по Адлерову	Третичные отложения Южного Бирмы, по Эвансу и др.	Третичные отложения Румынии, по Миллеру
Циркон Турмалин Гранат Ставролит Кинцит	Циркон Турмалин Гранат Ставролит Кинцит Эпидот Сфен	Рутит Циркон Турмалин Гранат Ставролит Хлоритовид Эпидот Сфен Кинцит	Рутит Циркон Гранат Ставролит Хлоритовид Эпидот	Рутит Циркон Турмалин Гранат Ставролит Эпидот
Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка

Примечание. Разрядкой выделены минералы, присутствующие в наиболее древних формациях; порядок в таблице не имеет значения.

Но, как показали дальнейшие исследования, такой упрощенный подход неправилен. Тщательное изучение зон тяжелых минералов в третичных и мезозойских разрезах, в которых такие зоны, как оказалось, выделяются наиболее четко, выявило два обстоятельства. Во-первых, число типов минералов увеличивается по мере перехода от более древних пород к более молодым; во-вторых, порядок появления минералов, даже в значительно удаленных друг от друга и не связанных между собой бассейнах, оказывается в большой степени сходным. Если отбросить нетипичные случаи и учитывать только такие минералы, ко-

торые встречаются более чем в половине изученных денудация становится совершенно очевидной (рис. 13-6 и табл. 13-7).

Как было отмечено выше, зоны минералов в различных, не связанных и географически разобщенных районах имеют много общего не только в увеличении числа минералов в каждой зоне, но и в порядке появления главных, доминирующих минералов; более того, этот порядок, как правило, является обратным порядку увеличения их стабильности.

Как можно видеть на рис. 13-6 и в табл. 13-8, роговая обманка является наиболее типичным минералом для наименее глубоко залегающих зон; наиболее погруженные зоны характеризуются такими минералами, как турмалин, циркон и рутил (а в некоторых случаях также

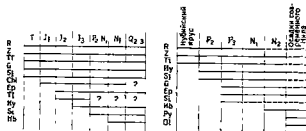


Рис. 13-6. Зоны тяжелых минералов.

Сплошные линии соответствуют минералам, присутствующим более чем в половине исследованных образцов; пунктирные линии — присутствующим менее чем в половине образцов. Слева — Атлантическое побережье, штат Мэриленд, по [4]; справа — осадочные породы Египта, по [6]. R — рутил; Z — циркон; Ti — турмалин; G — гранат; Si — ставролит; Chl — хлороит; Ep — эпидот; Tl — титанит; Ku — кшанит; Si — силлиманит; Nb — роговая обманка; Py — пироксен; Ol — оливин.

ставролит и гранат). Для зон промежуточного залегания характерны кшанит, эпидот и титанит. Минералы глубинных зон, как правило, могут встречаться и в верхних зонах, так что последние, это уже отмечалось, обладают более богатым набором минералов. Эти наблюдения, однако, не свободны от исключений. Порядок убывания минералов с глубиной не всегда является одним и тем же; в некоторых случаях минералы нижних зон не переходят в верхние (возможно, они очень сильно разбавлены обилием других минералов). Кроме того, отмечаются случаи, когда минерал появляется на определенном уровне, затем исчезает и вновь появляется на более высоком уровне.

Как объяснить результаты этих наблюдений? Согласно традиционной точке зрения, усложнение минералогии объясняется усилением денудации и вскрытием новых источников сноса (рис. 13-7, левая часть). По мере проявления эрозии в бассейне осадконакопления поступает материал из все более глубоких частей земной коры. Поскольку минералы пород из более глубоких зон в среднем менее стабильны, последовательность появления новых минералов может быть как нормальной, так и коррелируемой с порядком их стабильности. Эту точку зрения отстаивали Крыний [37] и Ван-Андель [2].

Другая гипотеза допускает наличие коррелятивной связи между изменением минерального состава по разрезу и воздыманием области сноса (рис. 13-7, центральная часть). Согласно этому положению, комплекс пород с различной литологией, залегавший первоначально вблизи уровня базиса эрозии, испытывает последовательное воздымание, сопровождающееся повышением градиента потоков и ускорением эрозионной дея-

тельность. На первой стадии этого процесса лишь наиболее стабильные минералы избегают разрушения в почвенном слое; на конечной же стадии в осадках появляются даже самые нестабильные минералы [12].

Согласно третьей гипотезе, предполагается, что все накопленные осадки в момент их отложения характеризовались примерно одним и тем же набором минералов, но вследствие внутрипластового растворения более древние и глубоко залегающие слои утратили все нестабильные минералы. Вероятность «выживания» минерала является функцией глубины залегания и времени. Чем больше глубина залегания и чем древнее возраст породы, тем меньше вероятность присутствия в ней данного минерала, как это показано на рис. 13-7, в правой части [48].

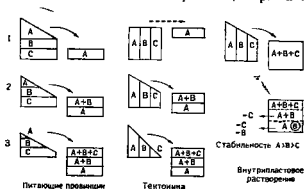


Рис. 13-7. Три гипотезы, объясняющие устойчивость тяжелых минералов

В пользу этой точки зрения свидетельствует такое прямое указание на эффективность внутрипластового растворения, как демонстрация Врамлеттом сохранения первоначального набора минералов в условиях «запечатанности», в данном случае в конкреции. Более того, известны случаи визуального наблюдения коррозии и удаления многих минералов в глубинных зонах [23]. Еще одним свидетельством в пользу данной гипотезы является сохранение более сложного набора минералов в менее проницаемых пластах, в особенности в глинистых сланцах [10].

Таким образом, зоны тяжелых минералов примерно одинакового характера и со сходными наборами минералов могли образоваться несколькими различными путями. Очевидно, что если зоны тяжелых минералов определяются только стабильностью, то они имеют небольшое (или не имеют никакого) значение для стратиграфии. Если же они являются результатом прогрессирующей денудации или прогрессирующей тектонической деятельности, то набор тяжелых минералов изменяется во времени и минеральные зоны могут оказаться полезным средством для стратиграфической корреляции. Эта зональность, вероятно, — результат одновременного действия нескольких факторов: она может быть обусловлена как различной стабильностью минералов, так и неоднородными питающими провинциями. Если это так, то проблема зональности и отделения факторов, не имеющих стратиграфического значения, от тех, которые можно использовать, является значительно более сложной, чем это до сих пор предполагалось. Не исключено, что при решении



этой задачи могут помочь вариации признаков признаков минералов. Например, появление новых разновидностей цирконов в случае не может быть связано с внутрипластовым растворением или бирательными потерями при выветривании в распределяющей провинции. Изменение характера циркона можно объяснить только прогрессирующей денудацией и обнажением нового источника сноса. Тщательное изучение турмалина может так же, как и в случае с цирконом, помочь решению проблемы минеральных зон.

Хотя любой из перечисленных гипотез может оказаться справедливой для какой-то части разреза или для какого-то одного тектонического цикла, ни одна из них не доказана для всего геологического разреза в целом. Возможно, что возрастание сложности минерального набора вверх по разрезу является отражением только ряда стабильности минералов (Петтиджон считает это наиболее вероятным). Однако было высказано предположение, что с течением времени фазы орогенеза становятся все более частыми, а скорость седиментации все увеличивается. Если это так, то со временем должна возрастать и сложность минеральных наборов. С другой стороны, ни один из древних осадочных комплексов, даже из тех, которые отлагались вслед за эпохами интенсивного орогенеза, не обогащены так минералами, как пески плейстоцена и голоцена. Отсюда следует вывод, что обеднение их минерального набора связано с длительно продолжавшимся внутрипластовым растворением.

### Стабильность минералов: теоретические и прочие соображения

Предпринимались неоднократные попытки рассчитать или предугадать стабильность минералов и пород и подвести теоретическую основу под эмпирически установленные ряды стабильности. Райхе [54], например, предложил рассчитывать для минерала или породы индекс потенциала выветривания, используя обычные химические анализы. Этот индекс определяется как процентное отношение суммы молей щелочных и щелочноземельных металлов минус число молей связанной воды к общему числу всех молей, исключая воду, или

$$\frac{100 \times \text{молей } (K_2O + Na_2O + MgO + CaO - H_2O)}{\text{молей } (SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + CaO + Na_2O + K_2O)}$$

Это отношение грубо выражает процентное содержание четырех окислов, эмпирически признанных наиболее подвижными. В случае содержания в породе свободного кремнезема (как, например, в граните) его количество исключается из расчета. В тех случаях, когда количество свободного кремнезема не поддается точному учету, как, например, в глинистых сланцах, принимается во внимание общее содержание кремнезема, однако полученные при этом результаты в известной степени могут вводить в заблуждение. Минералы или породы, обладающие низкой стабильностью, имеют высокие индексы; минералы с высокой стабильностью — низкий, а в некоторых случаях даже отрицательный индекс (за счет вычитания молей  $H_2O$ ). Значение потенциала выветривания для некоторых наиболее распространенных минералов приводится в табл. 13-9.

Ряд стабильности наиболее распространенных породообразующих минералов, выведенный на основе потенциала выветривания, очень хо-

полю согласуется с рядом, эмпирически установленным Гольдихом. Главные отличия этих рядов касаются кварца (индекс которого равен нулю) и относительной стабильности группы полевых шпатов в целом по сравнению с мафическим набором.

По Ферсману [6], стабильность минералов подчиняется определенным термодинамическим принципам: «чем больше количество энергии, выделяемой ионом в процессе его перехода в кристаллическое состояние, тем стабильнее полученный кристалл, тем труднее его перевести в дисперсное состояние, растворить и расплавить, или снова разделить атомы решетки на свободные ионы; чем стабильнее такая минеральная система, тем выше ее способность к накоплению в ходе естественных процессов и тем менее она подвержена деструкции, расплаву, растворе-

Таблица 13-9

Индекс потенциала выветривания. По [54]

Минерал	Среднее значение	Интервал значений	Минерал	Среднее значение	Интервал значений
Оливин	54	45—65	Лабрадорит	20	18—20
Автит	39	21—46	Анiedzин	14	—
Роговая обманка	36	21—63	Олигоддаз	15*	—
Биотит	22	7—32	Альбит	13*	—
Мусковит	—10,7*	—	Ортоклаз	12*	—

\* Вычислено по среднему анализу.

нию...». Более того, согласно Батурнину [6], исследования в области кристаллохимии показали, что решетки, характеризующиеся промежуточным координационным числом средней симметрии и меньшим радиусом иона, обнаруживают наибольшую стабильность.

Были предприняты и другие попытки связать стабильность минерала с кристаллической структурой. Фэйрбэйри [26], например, сделал попытку установить корреляцию скорости изменений или готовности к изменениям с индексом упаковки. Этот индекс определяется как отношение объема иона к объему элементарной ячейки. Внутри определенной группы минералов наличие некоторой корреляционной связи между этими двумя параметрами очевидно. Из двух минералов одинакового химического состава более стабильный тот, у которого выше индекс упаковки. Связь между кристаллической структурой и стабильностью минералов была рассмотрена также Муаром [51]. Попытка расположить силикатные минералы в порядке их стабильности была сделана также Грюнером [31]. Ряд Грюнера был основан на «индексе энергии», рассчитанном исходя из электроотрицательности составляющих элементов и коэффициентов координации. В общем, ряд Грюнера согласуется с рядом Гольдиха и другими эмпирически установленными рядами стабильности.

В нашем обзоре стабильности минералов мы как бы приняли допущение, что стабильность есть некоторая независимая характеристика — свойство минерала, — не изменяемая и не связанная с окружающей средой. Однако это не так. Минерал может быть стабильным в одних условиях и нестабильным в других. Апатит, например, стабилен в некоторых песчанниках, но нестабилен в почве. Как отмечалось Босвелом [14], стабильность — функция химических свойств поровых флюидов, содержащихся в осадке, температуры и pH, а также структуры самого минерала.

ла. Босвел привлек внимание к корродированному ставролиту в д  
никах Бунтер в Англии, для которых характерны жесткие сульфиды  
воды, в к свежему ставролиту в песках нижнего Гринсанда, поровый  
вода которых мягкая. Аналогичным образом гранат в песчанниках Бун  
тер окатан и неизменен, но характеризуется серповидными и неправиль  
ными формами в нижнеюрских отложениях. Следовательно, все попыт  
ки оценить стабильность минералов, основанные как на эмпирическом  
изучении осадочных образований, так и на теоретических рассуждени  
ях, приводят в лучшем случае к установлению некоей «средней» ста  
бильности. Многие разногласия в опубликованных результатах исследо  
ваний стабильности возникают от того, что объектами наблюдений бы  
ли минералы, находящиеся в различных природных условиях.

### Восстановление истории питающих провинций

Можем ли мы определить питающие провинции для данного осадка  
после того, как минералы исходной породы просеяны через «геологиче  
ское сито», т. е. после того, как часть их была утеряна в результате вы  
ветривания, абразии или внутрипластового растворения? Наша цель  
состоит в том, чтобы распознать «линию преобразования» осадка. Лишь  
пески и гравийно-галечные образования поддаются такому типу анализа.

Как вытекает из предыдущей части  
данной главы, расшифровка истории пи  
тающих провинций является трудной  
задачей. Возможно, нам придется иметь  
дело со многими источниками сноса и  
многими геологическими циклами. Весь  
ма трудно отличить непосредственный  
источник сноса от первоначального. Пу  
тей решения этой проблемы несколько.  
Даже одна песчинка может пролить свет  
на данную проблему. Как было показа  
но Потером и Прайором [52], случайная  
турмалиновая песчинка может иметь чет  
ко определяемую окатанную регенерац  
онную кайму (рис. 13-8). Такая песча  
нка позволяет предположить: 1) образо  
вание ее из изверженной или метамор  
фической исходной породы; 2) выветри  
вание и высвобождение этой песчинки;  
3) транспортировку и абразию; 4) отл  
жение в песке, за которым последовало:  
5) формирование регенерационной кай  
мы в результате аутогенеза или метамор  
физма низкой степени; 6) вторичное  
выветривание и высвобождение зерна  
7) возобновление транспортировки и ока  
тывания и, наконец, 8) переотложение



Рис. 13-8. Абрадированное обра  
щение обломочного ядра турма  
лина, песок Мак-Накри (мел).  
штат Теннесси. Без анализатора.  
×250. По [52]

в другом песке. Используя критерии, разработанные Крынным [40],  
можно определить даже тип исходной породы, из которой образо  
лась данная песчинка.

Более полно, чем по одному зерну, историю питающей провинции  
можно воспроизвести по образцу. Какие предположения о природе в

характере исходных пород могут быть сделаны на основании единичной пробы песка, взятой в дельте р. Миссисипи? Типичный образец содержит 61% кварца, 19% полевого шпата, 16% кремния и других обломков тонкодисперсных пород [58]. Кварц и полевой шпат в основном представлены угловатыми зернами, хотя в небольшом количестве встречаются и хорошо окатанные зерна кварца [60]. Полевой шпат представлен главным образом калиевой разновидностью и в меньшей степени олигоклазом и андезитом. Большинство зерен — свежие, хотя наблюдаются также выветрелые зерна полевого шпата. Обломки пород включают кремний и тонкозернистый кварцит (4%), а также некоторые разновидности вулканических пород, нечуждые шиферных и кристаллических сланцев. Имеется незначительное количество кальцита и глаукогонита.

Главными тяжелыми минералами являются ильменит, пироксены и амфиболы, в меньших количествах присутствуют гранат, циркон, монацит, рутил и титанит. Это позволяет сделать вывод о том, что главной исходной породой был гранит или гранодиорит, а второстепенными источниками сноса являлись вулканические лавы, метаморфические и осадочные породы. Такой анализ не устанавливает, однако, непосредственный источник большей части этих песков — ледниковые наносы плейстоцена, но он все же указывает на первоначальный источник, а именно, кристаллические породы Канадского щита, откуда в основном поступал ледниковый материал. Результаты анализа не отражают также того, что большая часть бассейна р. Миссисипи сложена палеозойскими и более молодыми осадочными породами (хотя указанием на то, что эти породы также являлись дополнительным источником сноса, служат зерна глаукогонита, кремния и известняка, а также окатанность отдельных зерен кварца).

Мы можем точно установить лишь различные исходные породы и оценить их сравнительную роль как источников сноса в образовании этих песков. Однако мы не можем оценить их распространение по площади в пределах распределяющей провинции.

Нашу оценку можно было бы, по-видимому, уточнить, если бы вместо одной пробы мы располагали бы определенным набором образцов, в особенности, если это касается древних песчанников. Эти образцы должны быть равномерно распределены по всей толще изучаемых осадков.

Анализ питающих провинций лучше всего представить в виде диаграммы. Эти диаграммы могут быть двух типов. Диаграмма первого типа составляется только на основе изучения собственно породы — шифров и тяжелых минералов (рис. 13-9). Она отражает выводы о типе исходной породы и условиях в области сноса, сделанные на основе изу-



Рис. 13-9 Диаграмма питающих провинций для архейских песчанников в районе оз. Миссисипи, западная часть провинции Онтарио, Квебек По [78]

чения всех компонентов осадка, как в галечнике, так и грамма второго типа лишь отчасти основывается на данных того исследования образцов пород (рис. 13-10). Она учитывает сведения о региональной геологии и стратиграфии. Она отражает возможную и наиболее вероятную информацию об источниках сноса и дает сравнительную оценку вклада каждого из них.

Для того чтобы решить проблему питающих провинций, спеди-сту в области петрологии осадочных пород необязательно ограничив-ся лишь данными об обломочных породах. Он может также исполь-зовать данные стратиграфии и сведения о палеотечениях.

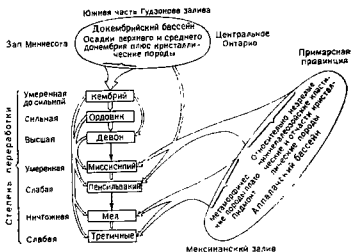


Рис. 13-10. Центры рассеяния и соотношения источников сноса палео-лоэических и более молодых песчаников долины верхнего течения р. Миссисипи. По [52]

С учетом того, что многие пески (если не большинство) являются переотложенными, т. е. образовались из более древних формаций, а в свою очередь, образовались из еще более древних песчаников, знание стратиграфии окажет существенную помощь при анализе питающих провинций, поскольку поможет установить относительный возраст слев и определить, какие породы могли и какие не могли служить источ-ником сноса для изучаемого песчанника. Наиболее важным является распознавание несогласий, отражающих периоды эрозии. Составлены палеогеологических карт позволит выяснить, какие формации были о-нажены, и поэтому могут рассматриваться в качестве потенциальных источников сноса. Данные стратиграфии могут выявить, что крупны-потенциальные области (типа кратона) во время отложения исследу-емых песков были покрыты известняками и, следовательно, не могли являться областями сноса.

Анализ палеотечений также может оказаться полезным при изу-чении питающих провинций, в особенности при изучении формаций аллю-виального происхождения. Направление вверх по течению, восстан-ленное по косой слоистости и другим текстурам, укажет нам, с к-стороны происходил снос. Можно даже оценить и расстояние до кр-области сноса — путем измерений изменения размера гальки в конгл-

мератах, если таковые присутствуют в изучаемых осадках (этот вопрос и другие, связанные с ним, рассматриваются в следующей главе).

Подводя итог, следует сказать, что исследователь должен собрать воедино все возможные данные — распределение легких и тяжелых минералов, информацию о палеореках, фациальных соотношениях, распределении и типах обломков пород как в песках, так и в конгломератах, сведения о стратиграфии и крупных структурных элементах, — конечно говоря, всю возможную геологическую информацию.

Ценные сведения об анализе питающих провинций можно почерпнуть в трудах Крынина [36], Дотти и Хьюберта [20], Тодда и Фолька [74], Уолкера и Петтиджона [78]. Приведенные выше примеры основывались главным образом на данных петрологии, т. е. на том, что можно извлечь из анализа самих песчаников или конгломератов. Исследования Пэйна [47], Саттнера [70], Поттера и Прайора [52] и Тен-Хаафа [32] относятся ко второму типу, и они используют для расшифровки истории питающих провинций данные региональной геологии, тектоники и стратиграфии.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen, V. T., 1948. Weathering and heavy minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 38—42.
2. van Andel, T. H., 1950. Provenance, transport and deposition of Rhine sediments: Ph. D. dissertation, Univ. Groningen, 129 pp.
3. van Andel, T. H., 1959. Reflections on the interpretation of heavy-mineral analyses: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 153—163.
4. Anderson, I. L., 1948. Cretaceous and Tertiary subsurface geology. Maryland Dept. Geol. Mines Water Resources, Bull. 2, 1—113 pp.
5. Barrell, J., 1908. Relations between climate and terrestrial deposits: Jour. Geol., v. 16, pp. 159—190, 255—295, 363—384.
6. Baturin, V. P., 1942. On stability and formation of minerals of abyssal geosites in the stratisphere: Complex Rendus, Dokl. Akad. Sci. USSR, v. 37, pp. 32—34.
7. Biscaye, P., 1965. Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and ocean: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 76, pp. 803—832.
8. Blait, H., 1967a. Provenance determination and recycling of sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 1031—1044.
9. Blait, H., 1967b. Original characters of elastic quartz: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 401—424.
10. Blait, H. and Sutherland, B., 1969. Intrastratal solution and nonopaque heavy minerals in shales: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 591—600.
11. Boggs, S. Jr., 1968. Experimental study of rock particles: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1326—1339.
12. Boswell, P. G. H., 1923. Some aspects of the petrology of sedimentary rocks: Proc. Liverpool Geol. Soc., v. 13, pp. 231—303.
13. Boswell, P. G. H., 1933. On the mineralogy of sedimentary rocks. London: Murby, 393 pp.
14. Boswell, P. G. H., 1942. The stability of minerals in sedimentary rocks: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 97, pp. 1vi—1xxv.
15. Bramlette, M. V., 1929. Natural etching of detrital garnet: Amer. Mineral., v. 14, pp. 336—347.
16. Bramlette, M. V., 1941. The stability of heavy minerals in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 11, pp. 32—36.
17. Cogen, W. M., 1930. Heavy mineral zones of Louisiana and Texas Gulf Coast sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 24, pp. 2069—2101.
18. Cozzens, A. B., 1931. Rates of wear of common minerals: Washington Univ. Stud. Sci. Tech., n. s., no. 3, pp. 1—80.
19. Dickinson, W. R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 695—707.
20. Doty, R. W., and Hubert, J. F., 1962. Petrology and paleogeography of the Warrensburg Channel Sandstone, western Missouri: Sedimentology, v. 1, pp. 7—39.
21. Dryden, A. L., and Dryden, C., 1910. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 16, pp. 91—96.
22. Edelmann, C. H., 1931. Diagenetische Umwandlungsvorgänge an detritischen Pyroxenen und Amphibolen: Fortschr. Min. Krist. Pef., v. 16, pp. 67—68.

23. Edelman, C. H., and Doeglas, D. J., 1931, Reliktstrukturen und Amphibole: Min. Pet. Mitt., v. 42, pp. 482-490.
24. Evans, P., Hayman, R. J., and Majeed, M. A., 1933, The graphic of heavy mineral analyses: Proc. World Petrol. Congr., 1933 (London), pp. 251-256.
25. Folk, R. L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Tex., 170 pp.
26. Fairbairn, H. W., 1943, Packing in ionic minerals: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 1305-1374.
27. Friese, F. W., 1931, Untersuchungen von Mineralien auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung ins Wasser: Min. Pet. Mitt., v. 41, n. s., pp. 1-7.
28. Garner, H. F., 1959, Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1327-1366.
29. Gibbs, R. J., 1967, The geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 1203-1232.
30. Goldich, S. S., 1938, A study in rock weathering: Jour. Geol., v. 46, pp. 17-58.
31. Gruner, J. W., 1950, An attempt to arrange silicates in the order of reaction energies at relatively low temperatures: Amer. Mineral., v. 35, pp. 137-148.
32. ten Haaf, E., 1964, Fluvial formations of the northern Apennines, in Turbidities: Developments in sedimentology v. 3 (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds): Amsterdam, Elsevier, pp. 127-136.
33. Heald, M. T., and Larese, R. E., 1973, The significance of the solution of feldspar in porosity development: Jour. Sed. Petrology, v. 43, pp. 458-460.
34. Kennedy, W. Q., 1951, Sedimentary differentiation as a factor in Moine-Torridonian correlation: Geol. Mag., v. 88, pp. 257-265.
35. Krynnine, P. D., 1935, Arkose deposits in the humid tropics. A study in sedimentation in southern Mexico: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 29, pp. 353-363.
36. Krynnine, P. D., 1940, Petrology and genesis of the Third Bradford Sand: Bull. Pennsylvania State Coll. Min. Ind. Expt. Sta. 29, 134 pp.
37. Krynnine, P. D., 1942a, Provenance versus mineral stability as a controlling factor in the composition of sediments (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1850-1851.
38. Krynnine, P. D., 1942b, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: An. Primer Congr. Panamericano Ing. Minas Geol., pt. 1, v. 2, pp. 537-561.
39. Krynnine, P. D., 1946a, Microscopic morphology of quartz types: An. Segundo Congr. Panamericano Ing. Minas Geol., v. 3, pp. 35-49.
40. Krynnine, P. D., 1946b, The tourmaline group in sediments: Jour. Geol., v. 54, pp. 65-87.
41. Krynnine, P. D., 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130-165.
42. Krynnine, P. D., 1949, The origin of red beds: Trans. New York Acad. Sci., ser. 2, v. 11, pp. 60-68.
43. Leith, C. K., and Mead, W. J., 1915, Metamorphic geology: New York, Holt, Rinehart and Winston, 337 pp.
44. Mackie, W., 1896, The sands and sandstones of eastern Moray: Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 7, pp. 148-172.
45. Marsland, P. S., and Woodruff, J. G., 1937, A study of the effect of wind transportation on grains of several minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 7, pp. 18-30.
46. Milner, H. B., 1940, Sedimentary petrography, 3rd ed.: London, Murby, 666 pp.
47. Payne, T. G., 1942, Stratigraphical analysis and environmental reconstruction: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 26, pp. 1697-1770.
48. Pettijohn, F. J., 1941, Persistence of heavy minerals and geologic age: Jour. Geol., v. 49, pp. 610-625.
49. Pittman, E. D., 1963, Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 380-386.
50. Plumley, W. I., 1948, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526-577.
51. Potynoz, B. B., 1937, Cycle of weathering (Muir, A., trans): London, Murby, 220 pp.
52. Potter, P. E., and Pryor, W. A., 1961, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1195-1250.

53. Pryor, W. A., 1961, Petrography of Mesaverde sandstones in Wyoming, in Symposium on Late Cretaceous rocks, 16th Ann. Field Conf. Wyoming Geol. Assoc., pp. 34-46.
54. Reiche, P., 1950, A survey of weathering processes and products, rev. ed.: Univ. New Mexico Publ. Geol., no. 3, 94 pp.
55. Rimsaite, J., 1967, Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks: Min. Pet. Miti. Schweiz., v. 47, pp. 61-76.
56. Robelen, P., 1974, pers. commun.
57. Ross, C. S., Miser, H. D., and Stephenson, L. W., 1929, Water-laid volcanic rocks of early Upper Cretaceous age in southwestern Arkansas, southeastern Oklahoma, and northeastern Texas: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 154-F, pp. 175-202.
58. Russell, R. D., 1937, Mineral composition of Mississippi River sands: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 48, pp. 1307-1348.
59. Russell, R. D., 1939, Effects of transportation on sedimentary particles, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 32-47.
60. Russell, R. D., and Taylor, R. E., 1937, Roundness and shape of Mississippi River sands: Jour. Geol., v. 45, pp. 225-267.
61. Shukri, M. N., and El-Ayouty, M. K., 1954, The mineralogy of Eocene and later sediments in the Angabia area—Cairo-Suez district: Bull. Fac. Sci., Cairo Univ., no. 32, pp. 47-61.
62. Sindowski, F. K. H., 1949, Results and problems of heavy-mineral analysis in Germany: a review of sedimentary-petrological papers, 1936-1948: Jour. Sed. Petrology, v. 19, pp. 3-25.
63. Sloss, L. L., and Ferry, D. E., 1948, Microstylolites in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 3-13.
64. Smithson, F., 1939, Statistical methods in sedimentary petrology: Geol. Mag., v. 76, pp. 417-427.
65. Smithson, F., 1941, The alteration of detrital minerals in the Mesozoic rocks of Yorkshire: Geol. Mag., v. 78, pp. 97-112.
66. Smithson, F., 1942, The Middle Jurassic rocks of Yorkshire, a petrological and paleogeographical study: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 98, pp. 27-59.
67. Smithson, F., 1950, The mineralogy of arenaceous sediments: Sci. Prog., v. 149, pp. 17-21.
68. Steidtmann, E., 1908, A graphic comparison of the alteration of rocks by weathering with their alteration by hot solutions: Econ. Geol., v. 3, pp. 381-409.
69. Stow, M. H., 1938, Dating Cretaceous-Eocene tectonic movements in Big Horn Basin by heavy minerals: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 731-762.
70. Sullivan, L. J., 1969, Stratigraphic and petrographic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Morrison and Kootenai formations, southwest Montana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 1391-1410.
71. Thiel, G. A., 1940, The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand: Jour. Sed. Petrology, v. 10, pp. 103-124.
72. Thiel, G. A., 1945, Mechanical effects of stream transportation on mineral grains of sand size (abstract): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 56, 1207 pp.
73. Thoulet, J., 1913, Notes de lithologie sous-marine: Ann. Inst. Oceanog., v. V, fasc. 9.
74. Todd, T. W., and Folk, R. L., 1957, Basal Claiborne of Texas, record of Appalachian tectonism during the Eocene: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 2545-2566.
75. Tyler, S. A., Marsden, R. W., Grout, F. F., and Thiel, G. A., 1940, Studies of the Lake Superior pre-Cambrian by accessory-mineral methods: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 1429-1538.
76. Villanage, P. W., 1957, Studies of zircon types in the Ceylon pre-Cambrian complex: Jour. Geol., v. 65, pp. 117-128.
77. Voll, G., 1960, New work on petrofabrics: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pt. 3, pp. 503-567.
78. Walker, R., and Pettijohn, F. J., 1971, Archæan geosynclinal basin: analysis of the Minnitiaki Basin, northwestern Ontario: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099-2129.
79. Warner, C. E., 1958, Geological interpretation of argillaceous sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 254-271.
80. Webb, W. M., and Potter, P. E., 1969, Petrology and geochemistry of modern detritus derived from a rhyolitic terrain, western Chihuahua, Mexico: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 32, pp. 45-61.
81. Wiffman, H. B., Glass, H. D., and Frye, J. C., 1968, Mineralogy of glacial tills and their weathering profiles in Illinois: Illinois Geol. Surv. circ. 400, 76 pp.



## Введение

Интерес к палеотечениям, т. е. к течениям, которые были в далеком прошлом, но оставили отпечаток своей деятельности в породах, впервые был проявлен еще Сорби [109], который писал: «...изучение современных морей, эстуариев и рек показывает, что существует отчетливая связь между их физической географией и течениями, которые в них существуют; течения оставляют столь отчетливые следы в осадках, которые откладываются под их влиянием, что можно определить характер ранее существовавших течений, изучая древние породы. Следовательно, в известных пределах можно предполагать, какова была физическая география бассейнов прошлого». Сегодня мы называем это палеогеографической реконструкцией.

Несмотря на столь раннее признание связи между палеотечениями и палеогеографией, в последующие 100 лет очень мало сделано в этом направлении. Сам Сорби, создававший целесообразность замеров ориентировки текстур течения [110], не составлял карт палеотечений. Такие карты не составлялись никем до 1897 г., когда Рудемани [94] закартировал ориентировки колоний рабдосом (грантолитов) в ордовикских глинистых сланцах Утика в штате Нью-Йорк. В 1911 г. Хайд [42] опубликовал карту ориентировки волноприбойной ряби формаций Береа и Бедфорд (миссисипий) на юге штата Огайо. Позднее Руби и Басс [93] закартировали косую слоистость в русловых песчаниках мелового возраста в округе Рассел, штат Канзас.

Однако до Бринкмана [9] объекты и методы исследования палеотечений не были четко сформулированы. Бринкман первый отчетливо понял, что систематическое картирование косой слоистости может дать существенные сведения о палеогеографии и что такой подход применим и к другим признакам осадочных пород, например, таким, как зернистость, ориентировка ископаемых остатков, мощность и т. п. Вслед за Бринкманом, который изучал косую слоистость бунтзандштейна (триас) в Центральной Европе, аналогичные исследования проводились Шоттеном [106] для песчаников нижнего Бунтера в Англии и Райхе [89] для пермских песчаников Коконино в Аризоне. Особо следует отметить работу Поттера и Олсона [85] о пенсильванских песчаниках Кейсвилл и Мэнсфилд в Иллинойском бассейне.

Затем как в Европе, так и в Северной Америке появились многочисленные статьи, посвященные анализу косой слоистости [86]. В то же время возобновился интерес к текстурам течения, называемым «сподвижными знаками» (sole marks) наблюдаемым на нижней стороне многих песчаных слоев, в особенности во флишевых фациях. Эти текстуры, описанные Хэллом еще в 1843 г. [32], долгое время не привлекали к себе особого внимания, вплоть до появления монографического исследования Вассоничи [115] и основополагающих статей Рича [90], Кюнена [60, 59], Дзунинского и Радомского [20], а также Кроуэлла [11], которые осознали потенциальные возможности этих текстур при исследовании палеотечений.

Другие ориентированные текстуры оказались менее эффективными, чем косая слоистость и подошвенные следы, и поэтому являются второстепенными критериями. К ним относятся: волнопробойная рябь, линейность течения на плоскостях напластования, ориентированные ископаемые остатки, а также упаковка гальки и зерен. Они либо нехарактерны, либо их замеры требуют слишком больших затрат времени, что не оправдывается полученными результатами. Однако при отсутствии иных критериев для суждения о направлении течения и эти признаки могут быть полезными. Исключение составляет, по-видимому, структура ледниковых отложений, которая оказалась важным признаком для изучения движения ледника.

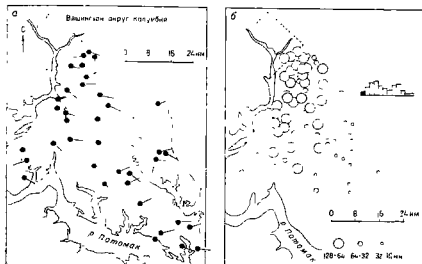


Рис. 14-1. Направление косой слоистости (а) и размеры галек (б) в плейстоцен-плейстоценовых гравелистах Брандывайл, близ г. Вашингтона, округ Колумбия. По [96]. Вверху справа показан класс максимальных размеров

Направление течения потока может быть определено и на основании других характеристик осадочных пород: помимо первичных текстур течения можно упомянуть о гальке для минеральных зерен, заведомо происходящих из уникальных источников сноса; такой подход применяется при изучении ледников, когда нужно идентифицировать и закартировать моренные гряды. Менее известен метод идентификации и картирования «конусов рассеяния», основанный на определении ассоциаций тяжелых минералов в песчанниках аллювиального происхождения [25, 26].

В дополнение к этим характеристикам состава геологический используют скалярные свойства, из которых наибольшее значение имеет размер обломков (он обычно уменьшается вниз по течению), позволяющий определить не только направление, но и расстояние транспортировки (рис. 14-1). Практика показала, что наиболее эффективно картирование максимального размера гальки и валунов в древних конгломератах.

В настоящей главе кратко обобщены вопросы анализа ний и его применимости при расшифровке геологической особенности при анализе палеогеографин. Детали, относящиеся тодики полевых исследований, а также к методике статистичес графической обработки результатов, читатель может найти в др работах, таких, как «Палеотечения и палеогеография» Петтид [80] и в особенности «Палеотечения и анализ бассейнов» Поттера Петтиджона [86].

Как отмечалось выше, анализ палеотечений имеет очень большое значение для палеогеографических реконструкций. Он помогает установить направление сноса осадочного материала, положение палеосклонов, выявить направление перемещения береговой линии, а также положение границ осадочного бассейна и их перемещения, короче говоря, — изучить соотношение между системой палеотечений и архитектурой или геометрией бассейна. Этот метод помогает очертить источник сноса и бассейны осадконакопления. Несколько менее важным, но также существенным результатом анализа палеотечений является установление связи между палеотечениями, контурами, или конфигурацией, отдельных песчаных тел, а также карбонатных рифов и распределением обломочного материала, ведущего от них свое происхождение.

Как отмечалось выше, существуют различные подходы к анализу палеотечений. Однако все они базируются на результатах картирования. Это требование обуславливает необходимость проведения в большом объеме полевых работ, измерений и их графического оформления в виде карт. Признаки, которые подлежат картированию, включают первичные текстуры течения, скалярные свойства (такие, как размер обломков), характеристики состава и фации осадочных пород. Рассмотрим их по порядку.

### **Ориентированные текстуры и структуры**

Ориентированные признаки — это те главные черты, которые при их визуальном рассмотрении показывают, как было направлено течение, несущее осадок, в определенный отрезок геологического времени. Они присутствуют во всех видах осадков, но наиболее характерны для песчаников, хотя некоторые известняки (например, калькарениты, которые являются карбонатными песками) обладают теми же чертами. Мы относим сюда косую слоистость (продукт мигрирующих знаков ряби и дюн), подошвенные знаки, вызванные эрозийным действием течения или обломков, переносимых течением, а также взаимное расположение зерен, преимущественную ориентировку обломочного материала или ископаемых остатков.

#### **Косая слоистость, знаки ряби и палеотечения**

Косая слоистость любого масштаба — ценный признак палеотечения. Требуется лишь систематически замерять и картировать ее ориентировку. Вопросы методики картирования и статистического обобщения результатов изложены в многочисленных статьях и крупных работах [86]. Для того чтобы восстановить систему палеотечений, преобладающих во время отложения какого-либо песчаного пласта или другой стратиграфической единицы, требуется лишь достаточное число замеров азимутов падения переловых слоев, а также их доста-

точно частое и равномерное распределение как по площади, так и по вертикали. В пласкосклонных системах такие замеры проводятся легко. Более сложными являются замеры желобковой или фестончатой слоистости, требующие определения азимута оси желобка. В разрезе поверхности напластования он соответствует бисектрисе волнистого следа на переходном слое.

Практика показывает, что азимуты потоков, определенные на основании косой слоистости, ориентированы не беспорядочно. Если изобразить их в виде розы течений (см. рис. 4-12), то намечается явная преимущественная ориентация с азимутами, попадающими в один квадрант, и с четко определяемой модой. Более того, во многих песчаных пластах преимущественная ориентация сохраняется как по вертикали, так и по площади. Даже следующие в разрезе друг за другом песчаные пласты характеризуются сходными узорами диаграмм и общностью ориентировки (см. рис. 14-12), что свидетельствует о большой стабильности палеотечений на протяжении длительного геологического времени [87]. Это в особенности справедливо для песчаных наносов, образованных реками и в результате эоловой деятельности. Исключением составляют некоторые типы морской косой слоистости, характеризующиеся бимодальным распределением азимутов, причем главная мода противоположна по направлению малой моде, так что они образуют так называемый «бантиковский тип» диаграммы (см. рис. 10-52). Предполагается, что это связано с переменной течению вследствие приливов и отливов.

Поскольку ориентировка косой слоистости — это функция направления потока, изменчивость — функция других факторов, таких как стабильность системы течений в коротких интервалах времени. В случае речных систем изменчивость может быть связана с извилистостью русла. Чем сложнее система меандр, тем больше изменчивость, которая, в свою очередь, может быть связана с градиентом реки. Поэтому можно ожидать, что изменчивость будет возрастать вниз по течению реки по мере того, как уменьшается градиент [9, 43, 33].

Изменчивость может также отражать изменения условий осадконакопления. В большинстве аллювиальных осадков 2/3 азимутов течения обычно лежат в секторе между 90 и 120° [43]; в морских условиях влияние регионального палеонаклона сказывается меньше и изменчивость может быть значительнее, а в некоторых, правда редких, случаях ориентировка азимутов может приближаться к случайной. Эоловые отложения, по-видимому, по своей изменчивости не очень отличаются от речных [86] (см. также табл. 4-2).

Связь между косой слоистостью и первоначальным наклоном во время осадконакопления — основа региональной интерпретации. Такой наклон называется палескломом. Его направление перпендикулярно к простиранию осадка во время его накопления, которое обычно принимается субпараллельным к береговой линии. Термин палесклон применяется по отношению к морским или речным осадкам, но не имеет никакого смысла для эоловых образований. Совершенно ясно, что водные потоки в прошлые времена стекали вниз по склону точно так же, как и теперь, так что косая слоистость находится в простой и очевидной зависимости от палесклона. Поэтому средний азимут косой слоистости указывает на направление вниз по склону. В проксимальных условиях — вблизи края бассейна — неморская косая слоистость может обнаруживать некоторые отклонения, которые связаны с аллювиальными конусами выноса. Азимуты течения радиально рас-

ходятся здесь от некоторых центров — вершин конусов рис. 15-8, [38]). Связь между косой слоистостью морских осадков с подводным склоном менее ясна. В некоторых случаях косая слоистость морских осадков связана с приливно-отливными или другими режимными течениями, которые могут происходить в различных направлениях, в том числе и почти параллельно береговой линии, а следовательно, и контурам бассейна. Исследования некоторых древних морских осадков показывают регионально выдержанную систему течений, у которых преобладает азимут, нормальный к береговой линии и направленный вниз по склону [101]. Петтнджон склонен считать это положение в общем справедливым, хотя я недостаточно доказанным.

Считается, что косая слоистость эоловых песков является «ключом» к направлениям палеоветров. Так оно и есть, однако, неясно, отражают ли эти направления планетарную систему или же это локальные отклонения, связанные с орографическими или какими-либо другими чертами. Некоторые исследователи использовали предположительно эоловую косую слоистость для реконструкции планетарной системы и определения на базе этой реконструкции положения полюсов Земли [75].

Наблюдения за региональной ориентацией знаков волноприбойной ряби проводятся сравнительно редко. Хайд [42] уже давно обратил внимание на преобладающую ориентировку волнистой (симметричной) ряби в миссисиппских песчанниках Береа, развитую по всей территории штата Огайо; 149 замеров на протяжении 185 км показали поразительное постоянство этой ориентировки. Бретт [8] обнаружил, что знаки ряби в докембрийских кварцитах Барабу в штате Висконсин в основном перпендикулярны к направлению течения, определенному на основании косой слоистости. Асимметричная рябь, как можно предполагать, должна быть ориентирована поперек направления потока; это подтверждается теми немногочисленными данными, которыми мы располагаем. Среднее протирание ряби совпадает поэтому с протиранием осадконакопления. Факторы, влияющие на ориентацию симметричной ряби, недостаточно изучены. Хайд [42] считал, что рябь в песчанниках Береа параллельна древней береговой линии. Гребни волн имеют тенденцию к рефракции и независимо от направления ветра становятся параллельными берегу, поэтому можно ожидать, что знаки ряби, порожденные этими волнами, параллельны береговой линии [44, 102]. В одной из работ, посвященной современным знакам ряби, отмечается их параллельность подводному склону, а следовательно, и субпараллельность береговой линии [116]. Для ископаемых знаков ряби также предполагалась их ориентировка параллельно береговой линии, но из других соображений [77].

### Подожженные знаки и палеотечения

Большое число разнообразных знаков обнаружено на контактах песчаных пластов с подстилающими их глинистыми сланцами. Из-за дезинтеграции или под действием выветривания эти текстуры присутствуют только в подошве песчанников и поэтому получили название «подошвенных знаков» (их определение, описание и иллюстрации помещены в гл. 4).

Как правило, вышеописанные подошвенные знаки широко развиты лишь во фланжевых фациях. Они рассматриваются как продукты действия мутьевых потоков. Поэтому предполагается, что они ориен-

тированы параллельно направлению течения, которое, будучи течением под действием силы тяжести, должно проявляться как подводный поток тяжелой жидкости, перемещающейся вниз по подводному склону морского бассейна. В некоторых случаях такие течения характеризуются постоянным направлением, выдержанным на большой территории (рис. 14-2). Некоторые данные современных наблюдений не совсем согласуются с этой концепцией и иногда даже вызывают сомнения в турбинтовом происхождении текстур и слоев, в основании которых обнаружены подошвенные знаки [74, 67]. Хотя многие рифленые отпечатки желобков и отпечатки выемок на подошве властов ха-

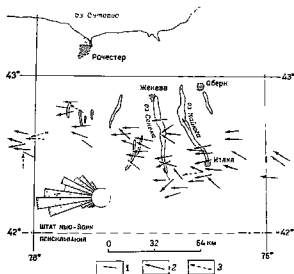


Рис. 14-2. Ориентировка подошвенных знаков рифы на горизонте Портэдж (верхний девон), штат Нью-Йорк (по Саттону, 1959, *Вест. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* v. 43)

Слева внизу приведена диаграмма, составленная по данным 186 наблюдений.

1 — отпечатки желобков; 2 — отпечатки совогидных выемок; 3 — масса слоистости

актеризуются поразительной выдержанностью ориентировки, сохраняющейся при переходе от пласта к пласту, другие обнаруживают хаотическое разнообразие ориентировок даже на подошве одного и того же пласта. Очевидно, что если одни из этих поразительно ориентированных знаков указывают на направление наклона, то другие не имеют к нему никакого отношения. Эти аномалии позволяют предположить, что либо уклон дна оказывал мало (или вообще не оказывал) влияния на подводное течение, либо дно моря не имело выраженного наклона, а направление течения контролировалось другими факторами [61], либо эти текстуры вообще не связаны с мутьевыми потоками.

Вопрос еще более усложняется тем, что, согласно результатам наблюдений, направление движения, предполагаемое на основании анализа складок оползания, находится в противоречии с направлением течения, определяемым по подошвенным следам. Как замечено Камминсом [13], «оползание... контролируется силой тяжести и поэтому должно проходить вниз по склону». Во многих местах создается

впечатление, что оползание происходило в направлении, перпендикулярном к направлению течения [13, 74, 30, 91, 103, 40]. Эти явления объясняются [70] смещением оползающего материала с боковых склонов бассейна, поставляющих грубый «дикий флиш» в его более глубокие зоны, где преобладают продольные мутьевые потоки. Как отмечалось Лажауа [62], использование осей складок оползания в качестве критерия для определения уклона может привести к ошибочным выводам, поскольку наблюдаемые оси имеют различную ориентацию даже в пределах одного оползня; аналогичное наблюдение было сделано Кроуэллом с соавторами [12].

Некоторое время большой интерес вызывало соотношение между системой течений и тектоническим простираем. Многие исследования [30, 13] показали, что система палеотечений обычно параллельна тектоническому простираению. Кюнен [59] считал, что во многие выходящие в длину бассейны впадали главным образом крупные реки, дренирующие субконтинентальные пространства, и что поступление осадков происходило в основном у одного из концов такого бассейна. Однако другие исследователи полагают, что незначительные по площади тектонически поднятые участки суши, вытянутые вдоль бортов бассейна, могли поставлять в него значительное количество осадков [39, 19] и что потоки, стекающие в него с боковых склонов, по доставке осевой части трога, где происходило осадконакопление, становились продольными.

Результаты изучения глубоководных бассейнов и их краевых зон позволяют предполагать поступление мутьевых потоков через глубокие подводные каньоны. Материал, приносимый с побережья, поступает в верховья этих каньонов, которые заходят далеко в пределы шельфовых участков, откуда он перемещается либо периодическими мутьевыми потоками, либо потоками, более устойчивыми, несущими более грубый материал\* и, по-видимому, образующими глубоководные конусы выноса. Направления течения в пределах последних, очевидно, радиально расходятся от вершин конусов [11, 86] (см. также рис. 5-13). Такие течения должны иметь, как правило, поперечную к оси бассейна ориентировку. Вопросы о мутьевых потоках, оползаниях и контролирующем влиянии бортового склона рассмотрены Уолкером [118]. По поводу интерпретации систем палеотечений, реконструируемых по данным подошвенных знаков, мы отсылаем читателя к последним монографическим сводкам [62, 5, 6, 21].

### Структура и палеотечения

Ориентировка линейных элементов в породе обуславливает ориентированность ее структуры, и, если они определяются течением, то структура представляет собой критерий для определения его направления. Хотя уже давно известно, что при наличии плоской или дискообразной гальки в результате деятельности потока часто образуется черепитчатая структура, — этот факт практически не использовался при картировании систем течения. В последние годы структура галечников, в особенности ледниковых, изучалась весьма тщательно и использовалась для определения направления потоков. Понятия об осадочной структуре, симметрии и типах осадочных структур в связи с

\* Автор употребляет здесь термин «зернистый поток» (grain flow) в отличие от мутьевого потока (mudflow). — Прим. перев.

вопросом о соотношении между структурой и осадкообразующими течениями изложены в гл. 3. Здесь же мы рассматриваем проблемы картирования и интерпретации осадочных структур.

Систематическое картирование осадочных структур производилось весьма редко. Большинство опубликованных карт палеотечений, базировавшихся на структуре, составлены для ледниковых, главным образом плейстоценовых, отложений (рис. 14-3). Сюда относятся исследования Вирккала в Финляндии [117], Уэста и Донкерса в Юго-Восточной Англии [121]. Одним из немногих исследований доплейстоценовых ледниковых отложений является работа Ляндсея [65], закартировавшего ориентировку продолговатых галек докембрийской формации Гуаганда в Канаде. Еще меньше исследований посвящено ориентировке песчаных зерен в тиллах. В качестве исключения можно назвать работу Зиферта [107], который провел картирование зернистой структуры тиллей северной части ФРГ. Во всех перечисленных работах отмечалось, что длинные оси моренных валунов и песчаных зерен параллельны направлению течения ледника.

Известно очень мало примеров картирования песчаной или гравийной структуры неледниковых отложений. Возможно, это объясняется тем, что направление палеотечения легче определить по другим его признакам, таким, как, например, косая слоистость.

Наиболее значительная работа по картированию зернистой структуры была проведена Копштейном [46] для кембрийских отложений Харлех-Доум в Уэльсе. Копштейн считал, что зернистая структура является первичной структурой осадконакопления, хотя другие исследователи тех же пород [2] не разделяют этой точки зрения. При исследовании отложений, смятых в складки, следует проявлять осторожность, поскольку ориентировка зерен здесь может быть вызвана деформацией. При благоприятных условиях можно выделить влияние тектонической ориентировки и воссоздать первичную осадочную структуру [22].

Картирование ориентировки длинных осей эоценовых калькаренигов в некоторых районах Италии, проведенное Сестини [105], позволило установить в них систему палеотечений. Эти отложения и ориентировка в них зерен связываются с мутьевыми потоками. Сестини удалось реконструировать систему палеотечений и установить источник сноса карбонатного обломочного материала. В Англии, в графстве Девоншир, картирование черепитчатой структуры галек в фангломератах Нью-Ред Сэндстоун проводилось Лейшином [64].

Осадочная структура, если бы ее можно было легко и уверенно определять, могла бы стать наиболее полезным критерием для опре-

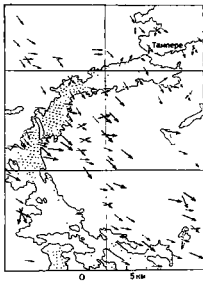


Рис. 14-3. Структура и штриховка тиллей в районе Тампере, Финляндия. По [117] с упрощением



деления ориентировки песчаных тел по данным изучения керна в скажинах, где другие ориентировочные признаки отсутствуют либо трудно распознаваемы. Совершенно очевидно, что для использования структуры в этих целях необходимо знать ее соотношение с геометрией песчаного тела в целом, а также располагать данными об ориентированности керна.

Многие исследователи изучали связь между ориентацией песчинок или галек с направлением потока, однако мало кто пытался установить зависимость между ориентацией зерен и геометрией песчаного тела в целом путем наблюдений или замеров. Известны несколько исследований такого рода, проведенных для современных осадков. Керри [14] подметил, что длинные оси кварцевых зерен ориентированы перпендикулярно к простиранию некоторых пляжевых отмелей и береговых валов Галф-Коста, а Уэндлер [120] установил, что длинные оси песчинок в основном параллельны направлению течения.

Хотя одна из первых опубликованных карт палеотечений основывалась на ориентировке граптолитов в глинистых сланцах [94], известно очень мало других карт, отражающих ориентированные органические структуры. Правда, на эту тему написано довольно много статей (см. гл. 3).

Более часто встречается и используется отчетливая ориентировка линейных фрагментов древесного угля. Это углефицированные фрагменты растительных остатков — вытянутых листьев, стеблей и других удлинённых фрагментов растений. К сожалению, такой материал в одних случаях ориентирован параллельно течению, в других — перпендикулярно к нему. Как правило, скелетные текстуры, отражающие действие течения, являются столь рассеянными или спорадическими, что их в лучшем случае можно использовать как дополнение к другим признакам течения. В исключительных случаях они могут иметь широкое развитие и характеризоваться достаточной выдержанностью для того, чтобы стать картировочным признаком, как, например, веретенообразные фузулины [45].

### **Скалярные свойства и палеотечения**

Теоретически любое скалярное свойство, систематически меняющееся в направлении течения, может быть использовано для определения этого направления. Однако в противоположность ориентированным признакам здесь недостаточно произвести наблюдения только над одним объектом. Следует собрать данные, как минимум, из трех, не лежащих на одной прямой, точек наблюдения. К скалярным свойствам, обнаруживающим систематические изменения, относятся размеры и окатаемость обломочного материала. Наиболее явно реагируют на условия транспортировки галька и валуны рек, для которых отмечается последовательное уменьшение размера и увеличение степени окатаемости вниз по течению.

#### **Уменьшение размера обломков вниз по течению**

Несмотря на наблюдаемую обычно тенденцию кластических элементов к уменьшению их размеров вниз по течению, полевые замеры таких изменений проводится сравнительно редко. Вероятно, первый, кто документировал размеры обломков и изучал их связь с расстоянием транспортировки и профилем реки, был Штернберг [111], статьи которого часто цитируют, но редко читают.

Он измерял максимальные и средние размеры гальки в русле Рейна вниз по течению от Базеля на расстоянии около 260 км. Штернберг не только наблюдал уменьшение размера гальки вниз по течению, но и пришел к выводу, что это уменьшение пропорционально массе гальки в воде и расстоянию транспортировки. Это правило является, по-видимому, наилучшим выражением наших знаний по этому предмету на сегодняшний день и согласуется с результатами многих, хотя и не всех, полевых наблюдений. Оно справедливо для намываемых галечников, но не для галечников в эрозионных руслах. Закон Штернберга может быть выражен в экспоненциальном виде с отрицательным показателем степени:  $W = W_0 d^{-as}$ , где  $W$  — масса гальки на каком-то расстоянии  $S$ ,  $W_0$  — первоначальная масса гальки;  $a$  — коэффициент уменьшения гальки. Это уравнение остается также справедливым, если размер выразить через диаметр, а не через массу (см. рис. 3-14).

Изучение других рек показывает, что размер галек действительно убывает по экспоненте. Это, по-видимому, справедливо для галек р. Мур в Австралии [28] и для крупнейших валунов р. Арройо-Секо в Калифорнии [48]. В 1933 г. Шоклич [99] обобщил большую часть имевшихся в то время в Европе данных о связи размера обломков с расстоянием транспортировки. Пламиди [83], производивший замеры изменения размеров галек вниз по течению трех ручьев в районе Блэк-Хилс, в Южной Дакоте, отмечал, что в этом направлении наблюдается уменьшение как уклона ручьев, так и размера галек (рис. 14-4). Хотя это уменьшение было наиболее интенсивным в верхних ручьях и замедленным в их нижнем течении, так же как и на Рейне, оно не подчинялось закону Штернберга. Аналогичные наблюдения были сделаны Хэком [31] для ручьев в штатах Вирджиния и Мэриленд. Быстрое уменьшение размера валунов (от 1,5 до 0,5 м на протяжении 11,3 км) отмечалось для паводковых галечников в реках Арройо-Секо [48] и Рубикон [104] в Калифорнии. Десятикратное уменьшение диаметра галек при расстоянии транспортировки 26 км установлено для грубого галечника р. Кинг на Аляске [7]. Максимальный размер гранитных валунов в р. Дунаец, в Польше, уменьшается на расстоянии 250 км от 1 м до 10 см [114].

В отложениях современных аллювиальных конусов выноса также наблюдается быстрое уменьшение размера обломков от вершин этих конусов к периферии [4, 3, 16]. Обычно это уменьшение размера резче, чем в реках, за исключением галечников, отложенных катастрофическими наводнениями, селевыми потоками и т. д. Убывание размера часто, но не всегда является экспоненциальным (см. рис. 15-7).

Аналогичным образом уменьшение как средних, так и максимальных размеров галек отмечается и для древних аллювиальных отложений [98, 84] (см. рис. 14-1). Систематическое убывание размера гальки по мере удаления от источника сноса отмечалось также и для древних палеозойских конгломератов [76, 125, 70], для молассовых

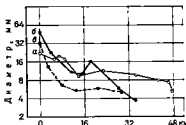


Рис. 14-4. Зависимость среднего размера зерен от расстояния транспортировки в ручьях района Блэк-Хилс, Южная Дакота. По [83].  
а — ручей Рэянда; б — ручей Блэк-Батт;  
в — ручей Блэк-Крик

конгломератов Баварии [27] и для докембрийских фангломератов [34] (см. также рис. 14-5).

Менее хорошо изучены изменения размеров зерен вниз по течению рек, несущих преимущественно песок. Пески р. Миссисипи обнаруживают заметное уменьшение зерен вниз по течению [95]; то же отмечается и для песков р. Тессин [10]. В обоих случаях скорость уменьшения размера зерен меняется в широких пределах от одной точки наблюдения к другой, поскольку отбор образцов производился недостаточно систематически, а для р. Тессин отмечаются случаи укрупнения зернистости, коррелируемые с участками резкого увеличения крутизны профиля реки.

Закономерное убывание размера в направлении течения в прибрежных наносах отмечалось как для галечников [55], так и для песков [69, 84]. Многие золотые отложения также характеризуются закономерным экспоненциальным убыванием размера зерен [113] (см. также рис. 9-13).

Приведенные выше примеры с очевидностью показывают, что, как правило, размер эластических элементов, переносимых течением, последовательно убывает в направлении перемещения. Очевидно, что для материала, переносимого реками, такое убывание тесно связано с градиентом, причем диаметр обломков донной части твердого стока — функция третьей степени градиента или уклона [99]. Если градиент убывает по экспоненте, таким же образом убывает размер. Однако, как было указано Пламали, на уменьшение размера влияют и другие факторы, например средний дебит реки, прочность материала и др. Эти факторы, обуславливающие уменьшение размера зерен, еще недостаточно изучены. История исследований зависимости уменьшения размера гальки от расстояния транспортировки и попыток выделить наиболее важные причины изложена в работах Лелявского [65], Шейдгера [96] и особенно полно — Хамберта [41].

Одно время убывание размера эластических элементов вниз по течению связывалось главным образом с абразией или другими процессами. Однако ни в коем случае нельзя приписывать наблюдаемое уменьшение размера зерен, даже в речных гравийных образованиях, исключительно одной абразии. Как отмечено Бэррелом [1], эксперименты Добри показали, что гранитные обломки теряют вследствие абразии от 0,001 до 0,004 своей массы на 1 км расстояния транспортировки, однако высшая степень износа составляет лишь 0,4 от той, которая, по данным Штериберга, свойственна галечникам Рейна, если устойчивость этих галек к износу принимается в среднем такой же, как у гранита. Такой результат является неожиданным, поскольку можно было предполагать, что в лабораторных условиях породы изнашиваются в большей степени, чем в природных. Поэтому Бэррел полагал, что в реках должны существовать условия, вызывающие избыточный износ галек в процессе их перемещения вниз по течению. Предполагаемая причина такого изнашивания связывалась с «водным истиранием» гальки значительными массами песка, проносимого мимо. Этот механизм предполагал также Рупп [93] для того, чтобы объяснить быстрое исчезновение гальки и валунов, приносимых в р. Миссисипи ее многочисленными притоками, размывающими плейстоценовые галечники. Кюнен [58] показал, однако, что этот механизм не является важным фактором для обломков меньшего размера, чем валуны. Бредли, Фаисцток и Роувкамп [7] считали, что заметное убывание размера вниз по течению р. Кинг в Аляске является результатом се-

лестивного процесса. Галечник р. Кник при его искусственной абразии (в лабораторных условиях) в кольцевом канале снижал размер зерен на 8% за каждые 25 км транспортировки, тогда как в природных условиях, в реке, за тот же путь перемещения отмечалось убывание размера на 90%. Следовательно, убывание размера объясняется сортировкой.

Подводя итог, можно сказать, что размер гальки или другого обломочного материала уменьшается вниз по течению; это уменьшение в различных ситуациях варьирует в широких пределах и лишь

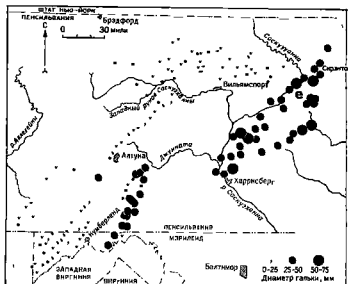


Рис. 14-5. Максимальный размер гальки в формации Поконо (чессипик) в Центральных Аппалачах. По [76]

в очень малой степени является результатом абразии или других процессов, снижающих размер гальки. Тем не менее такое уменьшение размера — показатель направления транспортировки и может быть использовано с известным ограничением для определения расстояния транспортировки при условии, что можно определить первоначальный размер обломков и что убывание размера в существенной степени подчиняется закону Штернберга. Если эти условия соблюдены, картирование размера обломков в конгломератах, в особенности максимального размера, является эффективным средством анализа палеотечений. Обычно бывает очень трудно определить средний размер гальки в галечниках и конгломератах в каком-то одном определенном месте. Для этого необходим отбор образцов по всему руслу в вертикальном и горизонтальном сечениях, а поскольку это обычно невозможно, средний размер может быть использован лишь в очень редких случаях. Однако максимальный размер гальки обычно находится в некотором соотношении со средним (см. рис. 6-5). Следовательно, во флювиальных галечниковых отложениях максимальный размер гальки может быть без особого труда замерен и закартирован. Обычно пласты на-

более грубых конгломератов характеризуются наибольшей мощи в разрезе и, следовательно, их присутствие в обнажении вероятнее, чем пропластков с меньшей зернистостью. На практике замеряются 10 крупнейших галек, выбранных из наиболее мощных пластов конгломератов, и по ним берется средняя величина. Использование 10 измерений дает более стабильную оценку максимального размера. Отличные примеры применения такой методики анализа палеотечений приведены в статьях [24, 82, 98, 76, 124, 71 и др.] (см. также рис. 14-1, а и 14-5).

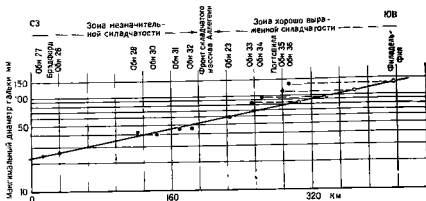


Рис. 14-6 График логарифмической зависимости размера гальки от расстояния транспортировки в конгломератах Поттсвалд (Пенсильвания). Пенсильвания. По [76]. Залитые кружки соответствуют наблюдаемым диаметрам; незалитые — предполагаемому положению до привнесения складчатости

Логарифмы максимальных размеров, определенные в нескольких точках наблюдения, можно нанести на график размер — расстояние (расстояния должны быть скорректированы на растяжение или сжатие в складчатых или дисъюнктивно нарушенных толщах). Если изменения размера подчиняются экспоненциальному закону, то нанесенные точки окажутся на прямой линии (см. рис. 3-14). Если исследователь постулирует (на разумном основании) первоначальный размер, то он может оценить расстояние до ближайшей точки, откуда мог сноситься обломочный материал. Она принадлежит к границе бассейна, т. е. к линии между площадью эрозии и площадью седиментации, иногда имеющей «линии водопадов»\* (рис. 14-6).

### Окатанность, форма зерен и палеотечения

Как отмечалось в гл. 3, окатанность галек возрастает с увеличением расстояния транспортировки. Наиболее быстро окатанность возрастает в начале пути, последующие изменения происходят медленнее, но тем пор, пока не будет достигнута предельная степень окатанности, которая либо вообще больше не меняется, либо в лучшем случае увеличивается весьма медленно. В большинстве современных рек на-

\* «Линия водопада» — линия, соединяющая водопады на реках и отмечающая пункты быстрого спуска рек с пасторий на низменность. — Прим. ред.

чальное интенсивное окатывание происходит лишь на первых немногих километрах пути; это расстояние для некоторых галек карбонатных пород не превышает 15 км [83] даже в мелких быстрых реках. Даже жильный кварц или кварцит, которые окатываются весьма медленно, достигают высокой степени окатанности на расстояниях менее 100 км. Следовательно, угловатые обломки в галечнике могут быть найдены лишь в непосредственной близости от скального обнажения, послужившего источником их сноса. Поэтому замеры и картирование окатанности гальки нельзя считать эффективным средством для определения как направления, так и расстояния транспортировки, за исключением тех случаев, когда мы имеем дело с наиболее проксимальными (приближенными к источникам сноса) из всех осадков — аллювиальными конусами выноса. Теоретически направление транспортировки можно было бы определять путем картирования числовых характеристик окатанности и проведения перпендикуляров к линиям, соединяющим одинаковые значения (см., например, работу Лейсинга [64], который картировал окатанность фангломератов Нью-Рэд Сэндстоун в Девоншире).

Поскольку окатывание кварцевых песков является очень медленным процессом и в современных реках характеризуется ничтожными изменениями вниз по течению, представляется маловероятным, чтобы степень окатанности древних аллювиальных песчаников могла быть использована в качестве индикатора палеотечения. Однако, несмотря на незначительную ценность этого признака, он, как уже отмечалось, все же может быть полезен для распознавания обстановки осадкообразования.

Однажды приобретенная окатанность уже не может быть утрачена, поэтому наблюдаемая в осадках степень окатанности может выражать суммированный эффект нескольких циклов транспортировки, а не только последнего из них; следовательно, в морских условиях окатанность почти не связана или совсем не связана с расстоянием транспортировки. В пляжевых условиях песчаные и галечные отложения, в очень локальных обстановках, могут приобрести весьма хорошую окатанность. Поэтому окатанность как признак имеет весьма ограниченное значение для определения направления или расстояния транспортировки.

Хотя форма обломков в процессе транспортировки меняется весьма незначительно или вообще не меняется, некоторые изменения ее вниз по течению были все же отмечены и предположительно объясняются сортировкой [4]. Поскольку как окатанность, так и сферичность тесно связаны с размером, уменьшение размера вниз по течению сопровождается уменьшением этих признаков. Поэтому для того, чтобы установить какие-либо независимые изменения этих признаков вниз по течению, необходимо сравнивать между собой обломки одинаковые по размеру (и литологии).

### Изменения состава обломков и палеотечения

Обломочный материал, образовавшийся в результате выветривания, не остается в районе своих коренных пород. Он рассевается, размельчается, перемещается и отлагается в другом районе, местоположение, размеры и очертания которого определяются топографией (или батиметрией) и преобладающей системой течений. Этот материал перемещается вниз по течению и, если система течений относи-

тельно стабильна, имеет тенденцию отлагаться в направлении мещения от источника сноса. Такая аккумуляция приводит к образованию конусов рассеяния, или «тени рассеяния».

Конусы, или «тени рассеяния», устанавливаются в первую очередь по распределению определенного составляющего компонента. На основании наличия или отсутствия определяющего компонента их можно идентифицировать и картировать. В то же время наблюдениями установлено, что концентрация определяющего компонента убывает вниз по течению по мере того, как этот компонент распространяется на все большую площадь. Вызвано ли это убывание селективными потерями при абразии или оно является следствием «разбавления» вследствие увеличения концентрации других компонентов — для анализа палеотечений не существенно. Важен тот факт, что вниз по течению изменения последовательны. Если эти изменения подчиняются

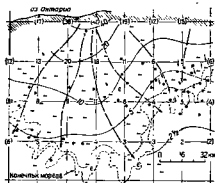
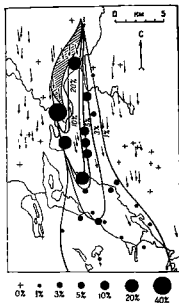


Рис. 14-7. Распределение красно-зеленых песчаников в ледниковых отложениях, радиально-центральная часть штата Нью-Йорк. По Холмсу [1952].

Диагональной штриховкой показано схематическое положение зоны обнажений материнских пород, черными кружками — точки наблюдения; цифры в местах пересечения координатных линий — средние величины для четырех смежных квадратов с центром в данной точке, нормированные и горизонтально указывают на направление движения ледника, маленькие стрелки показывают ледниковую штриховку и действительное направление движения.

Рис. 14-8. Рассеяние адунов слюисто-сланцевых пород из района Штальберг, Швеция. По [67].

Направление транспортировки является направлением движения ледника, прослеживаемого по штриховке (стрелки); количественные характеристики адунов, по Н. Х. Магнусону



какой-то закономерности, можно оценить как расстояние до коренного обнажения, так и направление, в котором оно расположено.

Эта концепция особенно хорошо иллюстрируется отложениями континентальной ледниковой покрова. По мере того, как ледник перемещается над различными коренными породами, переносимые наносы последовательно изменяются из-за обогащения новым материалом. В результате содержание какого-либо специфического компонента быстро уменьшается по мере удаления от области его сноса. С другой стороны, наибольшей концентрацией в той или иной точке развития

ледниковых отложений характеризуются компоненты местного происхождения. Тщательный анализ состава валунов в различных точках наблюдения может позволить установить направление, в котором перемещался ледник и оценить расстояние до обнажений, питающих его характерными компонентами (рис. 14-7).

Особый случай проявления этой закономерности представляют моренные гряды с концентрацией валунов, имеющих специфический источник сноса. Такие валуны распределяются в «теневой зоне» источника сноса и образуют наиболее мощные скопления в непосредственной близости от края этого обнажения (рис. 14-8). Как показано

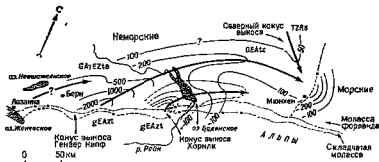


Рис. 14-9. Система палеотечений и минеральные провинции, выделенные на основании тяжелых минералов в нижней пресноводной молассе (вакантайский ярус) к северу от Альп. По [25].

Е — элювий; G — гравит; А — аллювий; Т — турмалин; Z — циркон; S — стaurolит. Промежкие буквы указывают более обильное распространение; строчные — менее обильное распространение.

Крамбеином [47], концентрация валунов на единицу площади убывает по экспоненте по мере удаления от источника сноса. Опубликованные Лундквистом [67] карты концентрации галек (для небольших единиц объема пород или для образца) показывают быстрое ее убывание с удалением от источника сноса; весьма возможно, что оно происходит также по экспоненте. Характер распределения и рассеяния компонентов из ограниченных по площади или точечных источников сноса в результате движения ледника с успехом использовался при поисках рудных тел, не выявляемых другими методами [29, 18]. Более подробные сведения о моренных грядах можно почерпнуть в работах Поттера, Петтиджона [86] и Флинта [23].

Выделение и картирование аналогичных конусов рассеяния в неледниковых отложениях являются более трудным делом. Наиболее изучены конусы рассеяния в песчанниках, определяемые по набору тяжелых минералов. Исследование Фюхтбауэра [25], посвященное конусам рассеяния в песках хаттского яруса (олигоцен), слагающих молассу альпийского Форланда, — яркий пример эффективного использования набора тяжелых минералов для трассирования перемещения осадков (рис. 14-9). Распределение характерных ассоциаций тяжелых минералов позволило выделить локальные минеральные провинции, отражающие определенную систему рассеяния. Эта система рассеяния связана с серией аллювиальных конусов выноса, образовавшихся вдоль фронта новообразованной альпийской горной цепи. Подобным образом, но в более широком масштабе можно трассировать системы



рассеяния в морских песках, отлагающихся в настоящее время в Мексиканском заливе (рис. 14-10).

В связи с необходимостью огромных затрат труда изменения состава мало используются для картирования палеотечений, которое значительно быстрее осуществляется с помощью менее трудоемких методов. Однако минералогический анализ дает нам и другую важную информацию, в особенности о питающих провинциях.

В качестве особого случая характеристики состава можно рассматривать содержание пылинки, выраженное в количестве зерен, приходящихся на 1 г осадка. Высказано предположение, что оно является функцией расстояния от береговой линии [35, 36]. Поэтому изоботанические линии должны быть параллельны простиранию осадконакопления, а концентрация пылинок должна закономерно убывать в направлении погружения берегового склона. Такой подход к палеогеографическому анализу может оказаться особенно эффективным для глинистых сланцев, в которых содержится мало других признаков, свидетельствующих о палеотечениях или региональном палеонаклоне. Однако о результатах подобных исследований опубликовано мало работ.

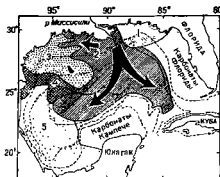


Рис. 14-10 Главные провинции тяжелых минералов предполагаемое распределение осадков Миссисипи по Юго-западу и главные направления рассеяния осадков в Мексиканском заливе. Карта составлена по данным различных источников Дэвисом и Муром [1970, Journ. Sed. Petrology, v. 40]

1 — Восточно-Галфская провинция; 2 — Миссисипийская провинция; 3 — Центрально-Тетасская провинция; 4 — провинция Рио-Гранде; 5 — Мексиканская провинция

Скалярные свойства осадков и характеристики их состава имеют свои преимущества и недостатки по сравнению с ориентированными признаками. Существенная информация может быть получена при анализе неориентированного зерна и даже шлама из буровых скважин, тогда как ориентированные признаки должны изучаться в обнажении или в лучшем случае в ориентированном керне. С другой стороны, на основании скалярных признаков нельзя сделать вывод о направлении потока по данным одного обнажения или одного керна; здесь требуется большое число замеров во многих точках. В противоположность этому ориентированные признаки, например косая слоистость, позволяют установить направление течения в данной точке.

### Мощность пласта, изопакиты и палеотечения

Геологи считают целесообразным составление карт, изображающих мощность изучаемых отложений. Такие карты изопакитов обычно составляются для крупных стратиграфических единиц — формаций или групп формаций. Они отражают в изопакитах мощность отложений, замеряемую во многих точках наблюдения, включая как скважины, так и обнажения. Изопакиты являются линиями, соединяющими значения равной мощности, выражаемые обычно в футах или метрах.

смя в

еиения  
оторое  
их ме-  
ажную

о рас-  
и, при-  
ляется  
еиовой  
отани-

парал-  
онных  
ыльвы  
в вва-  
гварп

палео-  
может  
ивных  
ториз-  
озна-  
леоте-  
леова-

ав по-  
икова-

дков в  
ичеют  
тки по  
нныме  
инфор-

а брн  
кенин  
сказ-  
бна-

д с  
с с  
с с  
с с  
с с

с с  
с с  
с с  
с с  
с с

**Выводы о палеотечениях, которые можно сделать на основании таких карт, довольно ограничены.** С другой стороны, можно ожидать, что изменения мощности одного слоя кластических пород, такого, как, например, ледниковые ленточные глин, пелловый слой, лёссовый покров или турбидиты с градиционной слоистостью, покажут закономерное уменьшение мощности в направлении палеотечения. Эти изменения мощности тесно связаны с убыванием размера зерен: и те и другие подчиняются экспоненциальному закону. Лишь в немногих случаях эта связь может быть подкреплена фактическими данными полевых наблюдений, однако теоретические расчеты позволяют считать, что дело обстоит именно так [88, 97]. Наилучшими примерами этого положения являются, вероятно, отложения пеллопадов [113] (см. также рис. 14-11) и ледниковые ленточные глин [15]. Эти весьма специфические случаи — примеры эффективного использования метода мощностей в качестве «ключа» к пониманию палеогеографии.

Обычно региональные картины распределения мощностей кластических пород в пределах бассейна сами по себе не являются надежным критерием оценки палеотечений. Такие карты имеют другую ценность, полностью оправдывающую их составление. В некоторых случаях общая мощность в действительности сокращается по мере удаления от источника сноса. В частности, это справедливо для скопленных грубого материала типа конусов выноса, расположенных вдоль дорта бассейна. В других случаях изменения мощности являются лишь мерой оценки прогибания, например увеличение мощности пачки третичных кластических пород на побережье Мексиканского залива в сторону моря. Возможен и третий случай, когда изменения мощности не связаны с историей осадконакопления, а отражают лишь результат эрозии Паллового наклоненных слоев.

## Палеотечения и геологическое время

Одним из наиболее удивительных результатов анализа палеотечений является вывод о стабильности, или устойчивости, определенной системы палеотечений во времени. Косая слоистость в серии мойн в Шотландии мощностью 3660 м обладает столь постоянной ориентировкой, что сэр Эдвард Бейли описал ее как «наиболее удивительный феномен», характеризующий эту толщу [123]. Аналогичные наблюдения были сделаны и в других районах. Так, не отмечается существенных изменений в ориентировке косой слоистости в кварцитах Лоррейи — докембрийской формации мощностью около 2135 м [79]. Пеллеты (76) показал, что в штатах Пенсильвания и Мэриленд направление течения в общем постоянно в породах от верхнедевонского (формация Катскилл) до пенсильванского (формация Поттсвилл) воз-

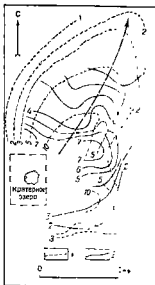


Рис. 14-11. Карта изопакт, показывающая сокращение мощности пеллового слоя по мере удаления от кратера вулкана Поитону [1964, Journ. Geol., v. 72].  
1 — мощность слоя в футах 2 — размер зерен (в мм)

раста. Это позволяет считать, что в течение 150—200 млн. лет наклон оставался практически постоянным. Волее того, направление течения, установленное для верхнеордовикских (Волд-Игл и Освего) и нижнесилурийских (Тускалора) песчаников в этом же регионе, было почти идентичным направлению палеотечения в позднем палеозое [124]. Для всех этих формаций направление транспортировки было

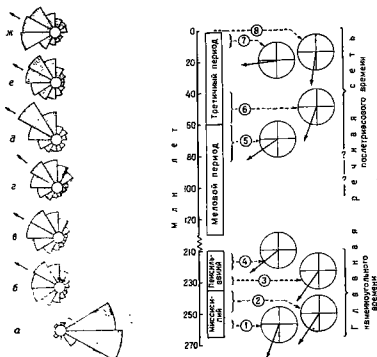


Рис. 14-12. Распределение азимутов косой сдвигности в Центрально-Аппалачском районе По [80].

а — формация Уэвертон (кембрий) — 136 замеров, средний азимут  $100^\circ$  — по [121]; б — формация Бола-Игл (Освего) — 39 точек наблюдений, 1792 замера, средний азимут  $300^\circ$  — по [123]; в — формация Джурмаг — 76 точек наблюдений, 2254 замера, средний азимут  $299^\circ$  — по [123]; г — формация Тускалора (силур) — 6753 замера, средний азимут  $322^\circ$  — по [123]; д — формация Катскалла (пермий) — 13 точек наблюдений, 194 замера, средний азимут  $304^\circ$ ; е — формация Поконо — 22 точки наблюдений, 4968 замера, средний азимут  $290^\circ$  — по [75]; ж — формация Алауч-Чанк (мел, асинх) к Поттсвилу — 12 точек наблюдений, 181 замер, средний азимут  $285^\circ$  — по [75].

Рис. 11-13. Направление транспортировки и масштаб времени постдевонских песчаников Пенноильского и Верхнемиссисиппского бассейнов. По [87].

1 — борзеевское время; 2 — тесгерское время; 3 — кейсвилл-миссисиппское время; 4 — податлен-силурийское время; 5 — позаний мел; 6 — юцен; 7 — олодек; 8 — современный вынос р. Миссисипи.

перпендикулярно к современному тектоническому простиранию (рис. 14-12). Пожалуй, о наиболее значительной инверсии наклона свидетельствует направление транспортировки в нижнекембрийских формациях Уэвертон в штате Мэриленд [122] и Литъетзм, которое, по-видимому, было диаметрально противоположным по отношению к направлению течения во всех остальных формациях Центрально-Аппалачского района, т. е. ориентированным на восток.

Поттер и Прайор [87] отмечают замечательно стабильную и устойчивую систему транспортировки в песчаниках верховьев р. Миссисипи, охватывающих по возрасту интервал от раннего палеозоя до третичной эры. Главное направление транспортировки всех формаций этой толщи лишь незначительно отличается от современного (рис. 14-13).

В заключение следует сказать, что стабильность систем палеотечений на протяжении весьма длительного времени свидетельствует о существовании стабильных тектонических элементов с устойчивыми региональными наклонами, которые в течение долгих периодов контролировали процессы эрозии, транспортировки и осадконакопления. Однако в других районах, в особенности в мобильных зонах, характеризующихся наличием внутренних кратковременных источников сноса типа внутригеосинклинальных или приразломных гряд поднятий, системы транспортировки менее устойчивы во времени.

### Палеотечения и анализ бассейна

Изучение бассейна осадконакопления включает реконструкцию самого бассейна, уточнение положения его границ, установление области или региона сноса, поставляющего осадочный материал, определение положения береговой линии, если это отчасти морской бассейн, и определение соотношения его структурной и батиметрической осей.

Проблема определения границ бассейна уже обсуждалась в разделе этой главы, посвященном расстоянию транспортировки и понятие «линии водопадов». Эта проблема может быть в известном приближении решена, если максимальный размер обломков убывает в направлении течения и это уменьшение подчиняется определенной закономерности, например закону Штерверберга. Во многих случаях прослеживание этих изменений позволило фиксировать верхний по течению край бассейна. Предполагается, что «линия водопадов», установленная таким образом, параллельна простиранию осадконакопления, которое в Центрально-Аппалачском районе параллельно тектоническому простиранию и намечается по ориентировке осей складок и простиранию изопахит.

Принято считать, что область сноса лежит в направлении, противоположном течению. Однако в морских условиях течение может быть литоральным; в этом случае положение области сноса неопределенно. Однако однообразная, развитая на большой территории, система признаков течения не может быть результатом «причуд» береговых течений; в этом случае направление, противоположное течению, должно быть также направлением к источнику сноса. В аллювиальных отложениях теоретически возможно, используя только данные о размере частиц, получить кривую, приблизительно соответствующую профилю реки [31]. Если это так, то можно оценить превышение по профилю, действительный наклон палеосклона и, вероятно, высоту водораздела, а также произвести некоторые реконструкции области сноса в пределах палеосуши.

Многие бассейны осадконакопления представляют собой полу-грабени [119] и заполнены осадками асимметрично. Удаленный от источника сноса край такого бассейна, который, возможно, смещался во времени, трудно установить, тогда как граница бассейна, примы-

квующая к источнику споса, является «ливней водопадов» и ется четко, как было указано выше. «Полярность» седиментацио трогов — одна из наиболее характерных их черт.

Кюнен [60] привлек внимание к продольному заполнению геосинклинальных депрессий, как древних, так и современных. Опыт, накопленный в центральной части Аппалачского бассейна, показал, что поперечным поступлением материала характеризуются в основном аллювиальные скопления [71], которые составляют большую часть кластического выполнения. Ордовикские турбидиты формации Мартинсбург, однако, обнаруживают признаки не только поперечных, но и продольных течений [63]. Эти течения ориентированы в основ-



Рис 14-14. Палеогеография времени Поконо. По [76].

Точки покрыты руды, где содержание песка более чем вдвое превышает содержание глины  
1 — источник сноса, 2 — палеотечения (средние линии косой слоистости), 3 — максимальный размер обломков (мм); 4 — граница распространения эвапоритовых отложений

ном почти вдоль оси бассейна, но местами фиксируются резкие отклонения в виде направлений, радиально расходящихся из вершин мутьевых конусов выноса, питаемых за счет бокового поступления материала. Или же, возможно, боковые, поперечные течения преобразуются в продольный поток по достижении ими осевой части трога.

Береговая линия — это нулевая линия палеосклона; следовательно, она параллельна седиментационному простиранию и простиранию палеосклона. Истинное ее положение трудно фиксировать [37], поэтому наиболее надежным критерием является содержание фауны в слоях. Береговая линия должна лежать выше последнего местонахождения несомненно морской фауны. Будучи установлена в одной точке, береговая линия трассируется по простиранию осадконакопления. Согласно определению, это нулевая линия палеосклона, перпендикулярная к направлению палеотечений. В Центрально-Аппалачском районе она параллельна фацialsным границам и изопакхам (рис. 14-14).

Ось бассейна осадконакопления может быть либо структурной, либо батиметрической осью. Структурная ось — это линия максимального прогибания, а следовательно, линия наибольшей мощности осадочного заполнения: ее положение можно определить по карте изопакхт. Батиметрическая ось — это линия, характеризующая наибольшую глубину моря. Структурная и батиметрическая оси могут совпадать, но могут и иметь и разное положение. Для миссисипской форма-

или Поконо в Центрально-Аппалачском районе наибольшая мощность установлена вблизи обнажений этой формации, с небольшим смещением к востоку, что соответствует прибрежной равнине времени Поконо. Поскольку береговая линия Поконского бассейна проходила в Западной Пенсильвании, наиболее глубоководная часть палеобассейна должна находиться к западу от этой линии, где-то в штате Огайо.

Собрав всевозможные данные о кластической формации, такой, как Поконо, и нанеся наиболее существенные из них на карту, можно осуществить их законченный палеогеографический синтез. Пример такого синтеза показан на рис. 14-14.

## Фацциальные карты и палеогеография

Фашия осадочных пород — это аспект или характерная особенность осадка в пределах пласта одного и того же возраста. Мур [73] предлагал рассматривать фашию как часть определенного комплекса пород, ограниченную по площади и отличающуюся по своим физико-органическим характеристикам от остальной части или от остальных частей данного комплекса.

Поскольку фашия отражает изменения характерных особенностей по площади, то наиболее эффективное средство ее изображения — карта. Хотя фацциальные карты составлялись и более 50 лет назад, сегодня для их построения требуются данные бурения, позволяющие получить трехмерные изображения той или иной стратиграфической единицы. Региональная фацциальная карта должна показывать широкие региональные литологические соотношения. Такая карта, например, должна показывать, что данная стратиграфическая единица, сложенная глинистыми сланцами в одном районе, состоит из смеси глинистых сланцев и известняков — в другом, и, наконец, представляла в основном известняками в прочих районах. Большинство фацциальных карт представляют собой то, что мы называем литофацциальными картами; они отражают литологические особенности комплекса в большей степени, чем биологические или какие-либо другие.

Для составления таких карт используются как данные исследования обнажений, так и информация о породах, залегающих на больших глубинах, полученная в результате глубокого бурения. Эта информация включает литологическое описание керна, а также данные промысловой геофизики, интерпретация которых дает представление о литологии пород. Первичный материал почти для всех типов фацциальных карт — данные о мощности пород, выраженные в футах или метрах. Эти данные линейных замеров могут преобразовываться или сочетаться в различных вариантах, позволяя строить фацциальные карты всевозможных типов. Построению и интерпретации фацциальных карт уделено большое внимание в геологической литературе. Для ознакомления с основными понятиями и методами мы отсылаем читателя к следующим опубликованным работам [108, 73, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 57] и многим другим.

Карты литофаций можно подразделять на несколько категорий. Один из них отражают мощности, будь то общая мощность комплекса или мощность отдельных его компонентов (например, суммарная мощность всех его песчаных прослоев). В других случаях можно показывать литологические изменения в процентах (рис. 14-15), напри-

мер процент содержания песков в данной толще. Такие же жают изменения какого-либо одного компонента по площади.

На одной карте можно показывать изменения и нескольких ко-  
понентов. На многокомпонентных картах показывают соотношения, например, такие как отношение песчаных компонентов к глинистым или кластический коэффициент, отражающий отношение мощности карбонатов к кластическим породам в разрезе. Пропорции между тремя главными литологическими составляющими — песками, глинами и карбонатами (известняками и доломитами) — могут быть изображены с помощью треугольных диаграмм (рис. 14-16), на которых все

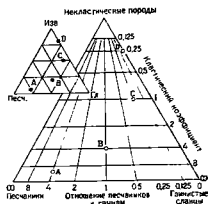
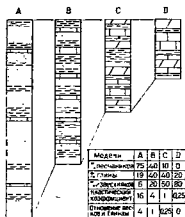


Рис. 14-15. Гипотетические разрезы, показывающие изменения содержания песков, глинистых сланцев и известняков. По [49]

Рис. 14-16. Литофациальный треугольник, показывающий связь кластического коэффициента и отношения пески — глины с обычным 100%-ным треугольником (врезка). По [49].

Точки на треугольнике соответствуют данным, изображенным на рис. 14-15

возможные соотношения группируются в девять классов. Каждый из этих классов можно изобразить на литофациальной карте особым цветом или штриховкой (рис. 14-17). Такая фациальная карта является трехкомпонентной.

Изобретательный исследователь может подобрать великое множество других многокомпонентных параметров, характеризующих аспект, который ему кажется важным. Сюда относятся карты энтропии [78], отражающие меру смешения трех главных типов пород в разрезе, карты коэффициента энтропии, карты фациальных отклонений [52] и различные карты «вертикальной изменчивости» (показывающие количество песчаников, среднюю мощность песчаниковых пластов и другие подобные аспекты). Все они содержат информацию о составе и геометрии составных частей разреза.

Следует еще раз напомнить, что все типы таких карт основаны на данных линейных замеров, данных о мощности пород. Последнее главное, ибо это почти все, что мы можем извлечь из промыслово-геофизических наблюдений, а от них в значительной степени зависит составление литофациальных карт. Конечно, можно наблюдать и кар-

арты отгра-  
и.

ьких как  
отношения  
глинистым  
мошнн  
между пре-  
глинами и  
изображе-  
оторых все

тировать и другие признаки, такие, как углеродный коэффициент, содержание бора и т. п., однако эти данные редко являются доступными. Качество всех карт зависит также от соответствующей плотности точек наблюдения — обычно буровых скважин — и от грамотного проведения изолиний.

Главные недостатки фациальных карт — неадекватность первичного материала и проблема интерпретации. Первичные данные обычно столь малочисленны и редки, что они позволяют обрисовать фациальную картину лишь в общих чертах. Лишь в исключительных случаях точки наблюдения расположены столь близко друг к другу, что

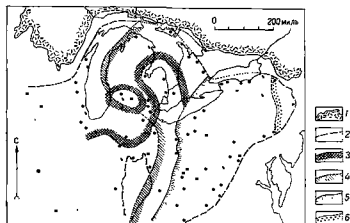


Рис. 14-17. Фациальная карта нижнего силура, района Великих Озер. По Амде-ну [1955].

Границы распространения: 1 — докембри; 2 — силура; 3 — докембрия; 4 — глинистых сланцев (25%); 5 — песков (12,5%); 6 — конгломератов (10%).

по ним можно судить о геометрии отдельного песчаного тела и дета-лях литологии, необходимых для анализа условий осадконакопления.

Неоднократно предпринимались попытки сформулировать основ-ные принципы интерпретации фациальных карт [50, 58]. Литофаци-альные карты характеризуют современное распространение по пло-щади стратиграфических единиц, их мощность и в общих чертах ли-тологию. Считается, что такие карты проливают некоторый свет и на геологическую историю, условия осадконакопления и тектоническое положение изучаемого осадка. Соотношения между данными, изобра-женными на картах, и этими проблемами часто неясны. Интерпрета-ция условий осадконакопления на основе региональных фациальных карт не может быть удовлетворительной, хотя определенные лито-логические ассоциации, например высокое отношение эвапоритов к кар-бонатам, позволяют судить о характере среды осадконакопления. Карта изонахит, если ее можно построить в достаточно крупном мас-штабе и на основании достаточно плотной сети наблюдений, дает на-стоятельно четкие представления о геометрии отдельного песчаного тела, что они позволяют распознать дельтовые рукава или островную барь-ерную форму.



Поскольку на большинстве фацциальных карт показаны фацции и изопакит, интересно проследить их соотношение. Они могут быть параллельными или различными образом пересекаться [5].

Особенно важно соотношение между фацциями и тектонической обстановкой. Положительные структурные элементы обычно являются источниками сноса, поэтому можно ожидать, что фацция должна иметь какие-то признаки, связывающие ее с такими приподнятыми участками. В осадках наблюдается тенденция к уменьшению размера зерен по мере удаления от источника сноса. В этом направлении, например, намечается «глинизация» песков, выражающаяся в постепенном переходе их в глины или переслаивании с ними. Следовательно, возможно картирование отношения пески — глины или других измеримых литологических признаков. Фацциальная картина может отражать перемещение осадка из области сноса (см. рис. 14-17). В некоторых случаях отношение пески — глины может иметь особенно большое значение. Отношение 1:1 наблюдается обычно в зоне перехода неморских осадков в морские или в непосредственной близости к этой зоне; в ряде случаев линия, трассирующая это соотношение, параллельна береговой линии (см. рис. 14-14). Известны неоднократные указания на связь этого коэффициента с нефтеносностью [17, 76, 124].

Хотя карты изопакит и литофацциальные карты являются важными и часто единственными для понимания истории бассейна осадконакопления документами, которые можно составить на основе данных бурения, реконструкция палеогеографии и системы палеотечений легче достигается с помощью ориентированных признаков и анализа условий осадконакопления, который лучше всего производить путем изучения вертикальных разрезов и содержащихся в них осадочных текстур.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barrell, J., 1925, Marine and terrestrial conglomerates: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 36, pp. 279—342.
2. Bassett, D. A., and Walton, E. K., 1960, The Hef's Mith Grills: Cambrian greywackes in St. David's Peninsula, North Wales. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 116, pp. 85—110.
3. Blissenbach, E., 1952, Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans: *Jour. Sed. Petrology*, v. 22, pp. 25—28.
4. Bluck, B. J., 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales: *Sedimentology*, v. 4, pp. 225—245.
5. Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*: Amsterdam, Elsevier, 168 pp.
6. Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds., 1964, *Turbidites: Developments in sedimentology*, v. 3, Amsterdam, Elsevier, 264 pp.
7. Bradley, W. C., Fahnestock, R. K., and Rowehamp, E. T., 1972, Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 83, pp. 1261—1284.
8. Brett, G. W., 1955, Cross-bedding in the Baraboo Quartzite of Wisconsin: *Jour. Geol.*, v. 63, pp. 143—148.
9. Brinkman, R., 1933, Über Kreuzschichtung im deutschen Bundsandsteinbecken: *Nachr. Gesell. Wissensch. 24 Göttingen, Math. Phys. Kl. Fachgruppe IV*, no. 32.
10. Burri, C., 1929, Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flössanden: *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, v. 9, pp. 205—240.
11. Crowell, J. C., 1955, Directional-current structures from the pre-Alpine Flysch, Switzerland: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 66, pp. 1351—1384.
12. Crowell, J. C., Hope, R. A., Kuhle, J. E., Owenshing, A. T., and Sams, R. H., 1966, Deep water sedimentary structures, Pliocene Pico Formation, Santa Paula Creek, Ventura Basin, California: *California Div. Mines Geol. Spec. Rept.* 89, 40 pp.

показаны граде-  
шение. Они вы-  
есекаться [30]  
и) тектоничес-  
обычно являют-  
ция должны из-  
двигаться учас-  
ию размеров и  
влияния, например  
постепенном т.  
вательно, выде-  
ругих из-за  
жет отразит  
17). В некоем  
собой более  
е перехода че-  
зосты к этой  
ние, параллель-  
кратные узла  
6, 124].  
являются в  
и бассейна  
ь на основе  
емы палеотече-  
наков и адиа-  
производить пуч-  
в них осадочны

ull Geol Soc Am  
Grits Cambrian  
Soc London  
ю париче  
ssle cragging  
- 245  
Ams et al  
lophus  
972 Cress  
Soc Amer  
of Wisconsin  
Bundsand-  
c IV.  
alpine  
ie jute Al  
and Soc  
Santa  
40 pp

13. Cummins, W. A., 1959, The Lower Ludlow Grits in Wales. Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pp. 168-179.
14. Curry, J. R., 1956, Dimensional grain orientation studies of Recent coastal sands: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2440-2456.
15. DeGeer, G., 1940, Geochronologia suecica, principles, atlas. Kungl. Svenska Vet. Akad. Handl., ser. 3, v. 18, 360 pp.
16. Denny, C. S., 1965, Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 466, 62 pp.
17. Dickey, P. A., and Rohn, R. E., 1955, Facies control of oil occurrence. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 2306-2320.
18. Dreimanis, A., 1956, Steep Rock Iron ore boulder (rain: Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 8, pp. 27-70.
19. Dziulynski, S., Ksiazkiewicz, M., and Kuenen, Ph. H., 1959, Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089-1118.
20. Dziulynski, S., and Radomski, A., 1955, Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis. Acta Geol. Polonica, v. 5, pp. 47-66.
21. Dziulynski, S., and Walton, E. K., 1965, Sedimentary features of flysch and greywackes. Amsterdam, Elsevier, 274 pp.
22. Elliott, D., 1970, Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 2221-2236.
23. Flint, R. F., 1971, Glacial and Quaternary geology. New York, Wiley, 897 pp.
24. Forche, F., 1935, Stratigraphie und Paläogeographie des Buntsandsteins im Umkreis der Vogesen: Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, v. 15, pp. 15-55.
25. Fuchbauer, H., 1954, Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmasse: Heidelberger Beitr. Min. Petrog., v. 4, pp. 26-53.
26. Fuchbauer, H., 1958, Die Schüttungen im Chablais und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmasse. Eclogae Geol. Helveticae, v. 51, pp. 928-941.
27. Fuchbauer, H., 1967, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. Geol. Rundschau, v. 56, pp. 266-300.
28. Grabau, A. W., 1913, Principles of stratigraphy. New York, Dover, 1185 pp (reprinted 1960).
29. Grip, E., 1953, Tracing of glacial boulders as an aid to ore prospecting in Sweden: Econ. Geol., v. 48, pp. 715-725.
30. ten Haaf, E., 1959, Graded beds of northern Apennines: Ph.D. thesis, Univ. Groningen, 102 pp.
31. Hack, J. T., 1957, Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 294-B, pp. 45-97.
32. Hall, J., 1843, Remarks upon casts of mud furrows, wave lines, and other markings upon rocks of the New York System. Assoc. Amer. Geol. Rept., pp. 422-432.
33. Hamblin, W. K., 1958, Cambrian sandstones of northern Michigan. Michigan Geol. Survey Pubc. 51, 149 pp.
34. Hoffman, P., 1969, Proterozoic paleocurrents and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories. Canad. Jour. Earth Sci., v. 6, pp. 441-462.
35. Hoffmeister, W. S., 1954, Microfossil prospecting for petroleum. U. S. Patent Office, no. 2,686,108.
36. Hoffmeister, W. S., 1960, Palynology has important role in oil exploration. World Oil, v. 180, pp. 101-104.
37. Hough, J. L., and Menard, H. W., Jr., eds., 1955, Finding ancient shorelines. Soc. Econ. Paleon. Min. Spec. Publ. no. 3, 129 pp.
38. Howard, I. D., 1966, Patterns of sediment (dispersa) in the Fountain Formation of Colorado: Mountain Geologist, v. 3, pp. 147-153.
39. Hsu, J. K., 1960, Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetische flysch basins, Switzerland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 577-610.
40. Hubert, J. F., 1966, Sedimentary history of Upper Ordovician geosynclinal rocks, Girvan, Scotland: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 677-699.
41. Humbert, F. L., 1988, Selection and wear of pebbles on gravel beaches: Ph.D. thesis, Univ. Groningen, 144 pp.
42. Hyde, J. E., 1911, The ripples of the Bedford and Berea formations of central Ohio, with notes on the paleogeography of that epoch: Jour. Geol., v. 19, pp. 257-269.
43. Jäggst, H., 1938, Paläogeographische Auswertung der Kreiterschichtung. Geol. Meere Binnengewässer, v. 2, pp. 229-277.
44. Kindle, E. M., 1917, Recent and fossil ripple mark: Geol. Surv. Canada, Mus. Bull. 25, pp. 1-56.
45. King, P. B., 1948, Geology of the southern Graptolite Mountains, Texas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 215, 183 pp.

46. Kopsstein, F. P. H. W., 1954, Graded bedding of the Harlech Dome: Ph. D. diss., Univ. Groningen, 97 pp.
47. Krumbein, W. C., 1937, Sediments and exponential curves: Jour. Geol. v. 45, pp. 577-601.
48. Krumbein, W. C., 1942, Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1355-1402.
49. Krumbein, W. C., 1948, Lithofacies maps and regional sedimentary-stratigraphic analysis: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 32, pp. 1909-1923.
50. Krumbein, W. C., 1952, Principles of facies map interpretation: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 200-211.
51. Krumbein, W. C., 1954, The tetrahedron as a facies mapping device: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 3-19.
52. Krumbein, W. C., 1955, Statistical analysis of facies maps: Jour. Geol., v. 63, pp. 452-470.
53. Krumbein, W. C., 1956, Regional and local components in facies maps: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2163-2194.
54. Krumbein, W. C., 1957, Comparison of percentage and ratio data in facies mapping: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 293-297.
55. Krumbein, W. C., and Griffith, J. S., 1938, Beach environment in Little Sister Bay, Wisconsin: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 629-652.
56. Krumbein, W. C., and Libby, W. G., 1957, Application of moments to vertical variability maps of stratigraphic units: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 197-211.
57. Krumbein, W. C., and Sloss, L. L., 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 660 pp.
58. Kuenen, Ph. H., 1955, Experimental abrasion of pebbles. 1. Wet sandblasting: Leidse Geol. Meded., v. 20, pp. 142-150.
59. Kuenen, Ph. H., 1957a, Sole markings of graded graywacke beds: Jour. Geol., v. 65, pp. 231-258.
60. Kuenen, Ph. H., 1957b, Longitudinal tilting of oblong sedimentary basins: Verhandl. Konink. Ned. Geol. Mijn. Genootsch., genl. ser., v. 18, pp. 189-195.
61. Kuenen, Ph. H., and Sanders, I. E., 1956, Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany: Amer. Jour. Sci., v. 254, pp. 649-671.
62. Lajoie, J., ed., 1970, Flysch sedimentology in North America: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 7, 272 pp.
63. Lajoie, J., 1972, Slump fold axis orientations: An indication of paleoslope?: Jour. Sed. Petrol., v. 42, pp. 584-586.
64. Laming, D. J. C., 1966, Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 940-959.
65. Levitsky, S., 1955, An introduction to fluvial hydraulics: London, Constable, 257 pp.
66. Lindsey, D. A., 1969, Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 1685-1702.
67. Lundquist, G., 1935, Blockundersökningar, Historik och Metodik: Sverige Geol. Undersökn., ser. 3, no. 390, 45 pp.
68. McBride, E. F., 1962, Flysch and associated beds of the Marlinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 39-91.
69. McCarthy, G. R., 1931, Coastal sands of the eastern United States: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 22, pp. 35-50.
70. Marschalke, R., 1961, Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysch of central Carpathians: Geol. Prace (Bratislava), v. 60, pp. 167-230.
71. Meckel, L. D., 1967, Origin of Polsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 223-258.
72. Meckel, L. D., 1970, Paleozoic alluvial deposition in central Appalachians: a summary, in: Studies in Appalachian geology: central and southern (Fisher, G. W., ed.), eds.: New York, Interscience, pp. 49-68.
73. Moore, R. C., 1949, Meaning of facies: Geol. Soc. Amer. Mem. 30, pp. 1-34.
74. Murphy, M. A., and Schlanger, S. O., 1962, Sedimentary structures in flint and São Sebastião formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 46, pp. 457-477.
75. Opdyke, N. D., and Runcorn, S. K., 1960, Wind direction in the western United States in the Late Paleozoic: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 959-972.
76. Pelleter, B. R., 1958, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1033-1064.

77. *Pelletier, B. R.*, 1965, Paleocurrents in the Triassic of northeastern British Columbia, in Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Middleton, G. V., ed.) Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12, pp. 233-245.
78. *Pelto, C. R.*, 1954, Mapping of multicomponent systems: Jour. Geol., v. 62, pp. 501-511.
79. *Pettijohn, F. J.*, 1957, Paleocurrents of Lake Superior Precambrian quartzites: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 469-480.
80. *Pettijohn, F. J.*, 1962, Paleocurrents and paleogeography: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 46, pp. 1468-1493.
81. *Pettijohn, F. J.* and *Lundahl, A. C.*, 1943, Shape and roundness of Lake Erie beach sands: Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 69-78.
82. *Pickel, W.*, 1937, Straligraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Ederthal-sperre. Zeitschr. Deut. Geol. Gesell., v. 89, Abhandl. A, pp. 233-280.
83. *Plumley, W. J.*, 1948, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526-577.
84. *Potter, P. E.*, 1955, The petrology and origin of the Lafayette Gravel: Jour. Geol., v. 63, pp. 1-38, 115-132.
85. *Potter, P. E.* and *Olson, J. S.*, 1954, Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of Eastern Interior Basin, geological considerations: Jour. Geol., v. 62, pp. 50-73.
86. *Potter, P. E.* and *Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 298 pp.
87. *Potter, P. E.* and *Pryor, W. A.*, 1961, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1195-1250.
88. *Potter, P. E.* and *Scheidegger, A. E.*, 1966, Bed thickness and grain size graded beds. Sedimentology, v. 7, pp. 233-240.
89. *Reiche, P.*, 1938, An analysis of cross-lamination: the Coconino Sandstone: Jour. Geol., v. 46, pp. 905-932.
90. *Rich, J. L.*, 1950, Flow markings, groovings, and intrastratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustrations from Silurian rocks of Wales: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 717-741.
91. *Richter, D.*, 1965, Sedimentstrukturen Ablagerungart und Transportrichtung in Flysch der baskischen Pyrenäen: Geol. Mitt., v. 4, pp. 153-210.
92. *Rubey, W. W.*, 1953, The size distribution of heavy minerals within a waterlaid sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 3, pp. 3-29.
93. *Rubey, W. W.* and *Bass, N. W.*, 1925, The geology of Russell County, Kansas: Bull. Kansas State Geol. Surv., 10, pp. 1-86.
94. *Ruedemann, R.*, 1897, Evidence of current action in the Ordovician of New York: Amer. Geol., v. 19, pp. 367-391.
95. *Russell, R. D.* and *Taylor, R. E.*, 1937, Roundness and shape of Mississippi River sands: Jour. Geol., v. 45, pp. 225-267.
96. *Scheidegger, A. E.*, 1961, Theoretical geomorphology: New York, Springer, 333 pp.
97. *Scheidegger, A. E.* and *Potter, P. E.*, 1971, Downcurrent decline in grain thickness of single turbidite beds: a semi-quantitative analysis: Sedimentology, v. 17, pp. 41-49.
98. *Schlee, J.*, 1957, Upland gravels of southern Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1371-1410.
99. *Schottlisch, A.*, 1933, Über die Verkleinerung der Geschiebe in Flussläufen: Proc. Acad. Sci. Vienna, Math. Nat. Sci. Kl., sec. IIIa, v. 142, pp. 343-366.
100. *Schwab, F. L.*, 1970, Origin of the Antietam Formation (Late Precambrian? - Lower Cambrian), central Virginia: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 354-366.
101. *Schwarzacher, W.*, 1953, Cross-bedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia: Geol. Mag., v. 90, pp. 322-330.
102. *Scott, G.*, 1930, Ripple marks of large size in the Fredericksburg rocks west of Fort Worth, Texas, in Contributions to geology, 1930, Bull. Univ. Texas 3001, pp. 53-56.
103. *Scott, K. M.*, 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonia: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 72-107.
104. *Scott, K. M.* and *Granlee, G. C., Jr.*, 1968, Flood surge on the Rubicon River, California - hydrology, hydraulics, and boulder transport: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 422-M, 40 pp.
105. *Seslini, G.*, 1964, Paleocorrenti eoceniche nell' area tosco-umbra: Boll. Soc. Geol. Italiana, v. 83, pp. 1-54.
106. *Shotton, F. W.*, 1937, The lower Bunter sandstones of north Worcestershire and east Shropshire: Geol. Mag., v. 74, pp. 534-653.

107. Siefert, G., 1954, Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels. Abbild der Elsbewegungen, zugleich Geschichte des Elsabbauens in Fehmarn, Ost-Wag. und dem dänischen Wohld.: Meyniana, v. 2, pp. 126—184.
108. Sloss, L. L., Krumbein, W. C., and Dapples, E. C., 1949, integrated facies analysis: Geol. Soc. Amer. Mem. 39, pp. 91—123.
109. Sorby, H. C., 1857, On the physical geography of the Tertiary estuary of the Isle of Wight: Edinburgh New Phil. Jour., n. s., v. 5, pp. 275—298.
110. Sorby, H. C., 1859, On the structures produced by the current present during the deposition of stratified rocks: The Geologist, v. 2, pp. 137—147.
111. Strenberg, H., 1875, Untersuchungen über Längen- und Querprofil guschiebeführender Flüsse: Zeitschr. Bauwesen, v. 25, pp. 483—506.
112. Sullwold, H. H., Jr., 1960, Tarzana fan, deep submarine fan of late Miocene age, Los Angeles County, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 433—457.
113. Thorarinsson, S., 1954, The eruption of Hekla 1947—1948. II, 3, The tephra fall from Hekla on March 29, 1947: Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 68 pp.
114. Unrug, R., 1957, Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec Valley (western Carpathians): Acta Geol. Polonica, v. 7, pp. 217—257.
115. Vassoevich, N. B., 1953, On some flysch textures: Trans. Soc. Geol. Lwow, ser. geol., v. 3, pp. 17—85.
116. Vause, J. E., 1959, Underwater geology and analysis of Recent sediments off the northwest Florida coast: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 555—663.
117. Virkkala, K., 1960, On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande, no. 188, pp. 161—176.
118. Walker, R. G., 1970, Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins in flysch sedimentology in North America (Lajoie, J., ed.): Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 7, pp. 219—251.
119. Weeks, L. G., 1952, Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 2071—2124.
120. Wendler, R., 1956, Zur Frage der Quarz-Kornregelung von Psammiten: Wiss. Zeitschr. Karl Marx Univ. Leipzig, v. 5, pp. 421—426.
121. West, R. C., and Danver, J. J., 1956, The glaciation of East Anglia and the East Midlands. A differentiation based on stone orientation measurement of tills: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 112, pp. 89—91.
122. Whitaker, J. C., 1955, Direction of current flow in some Lower Cambrian elastic of Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 763—766.
123. Wilson, G., Watson, J., and Sutton, J., 1953, Current-bedding in the Moine Series of northwestern Scotland. Geol. Mag., v. 90, pp. 377—387.
124. Yeakel, L. S., 1959, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: Ph. D. thesis, Johns Hopkins Univ., 455 pp.
125. Yeakel, L. S., 1962, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1515—1540.

## ГЛАВА 15. АНАЛИЗ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

### Введение

Осадочная порода представляет собой продукт не только специфических источников сноса и истории транспортировки, но и среды осадконакопления. Некоторые осадочные породы, как, например, химические и биохимические осадки, не несут никакой информации об источниках сноса или транспортировке и отражают лишь условия, в которых они отлагались; другие, такие, как кластические породы, не только содержат в себе сведения об истории, предшествовавшей осадконакоплению, но и имеют отпечатки обстановки осадконакопления. В задачу настоящей главы входит — проанализировать проблему реконструкции обстановки осадконакопления и дать сведения о новейших исследованиях по этому вопросу.

Совершенно очевидно, что в небольшом объеме, отведенном здесь для этой темы, невозможно дать даже краткий обзор обширнейшей литературы, накопленной за последние годы и посвященной многообразным современным условиям седиментации и отложившимся в этих условиях осадкам. Поэтому мы ссылаемся на некоторые из крупнейших работ, обобщающих исследования современных осадков. Точно так же здесь не может быть соответствующим образом рассмотрена обширная литература, посвященная задаче обобщения критериев для распознавания условий осадконакопления древних пород. Следовательно, мы вынуждены свести нашу задачу к дискуссии об основных принципах такого анализа, к короткой сводке наиболее значительных характеристик наиболее общих и хорошо изученных моделей обстановки осадконакопления, иллюстрирующих применение этих принципов.

Для более тщательного изучения обстановки осадконакопления и ее анализа мы отсылаем читателя к оригинальной литературе и некоторым из последних монографий на эту тему. Геология современных осадков обобщена Кукалом [104]; анализу обстановок осадконакопления посвящена последняя работа Рейнека и Сняга [149]. Пожалуй, лучшим современным исследованием по условиям накопления карбонатных осадков является работа Батхерста [16]; исследования об условиях осадконакопления песков обобщены Петтиджоном, Поттером и Сивером [137]. Условия некарбонатного прибрежно-морского осадконакопления разрабатывались Рейнеком [148]; флювиальные условия осадконакопления тщательно проанализированы Алленом [3], а условия осадконакопления в пустынях — Гленни [69]; дельтовые условия были предметом обсуждения на симпозиуме, материалы которого опубликованы под редакцией Моргана [126].

Отличными учебниками по диагностике древних условий осадконакопления являются книга Селли [161] и материалы симпозиума, опубликованные под редакцией Ригби и Хемблина [153]. Условия отложения кластических осадков обобщены Медейросом, Шаллером и Фриданом [123].

Вопросы диагностики осадконакопления вкратце  
же в многочисленных образцовых работах по стратиграфии и седимен-  
тации [181, 52, 192, 97, 108].

### Понятие «обстановки осадконакопления»

Термин обстановка является весьма распространенным; однако мало, кто давал ему точное определение. Часто такое определение давалось с точки зрения одного (или нескольких) физических или химических параметров. Некоторые исследователи допускали, что этого достаточно, чтобы дать определение и описание среды. Такое понимание подразумевает определение обстановки как «комплекса физических, химических и биологических условий, в которых накапливаются осадки» [97]. Можно, например, описывать обстановку как окислительную или восстановительную, определяя ее для конкретного значения  $E_h$  — окислительно-восстановительного потенциала. Можно также охарактеризовать среду как соленую или пресноводную исходя из определенной солёности вод бассейна. Термин «обстановка с высоким или низким энергетическим уровнем» также применяется для характеристики среды довольно свободно. Популярно и такое определение отложений, как, например, продукта «низкого режима потока» или объяснение их через другие условия, характеризующие поток. Каждый или почти каждый такой подход может представлять некоторую ценность, однако большинство из них не являются описаниями условий осадконакопления, имеющими геологический смысл.

Другие термины, используемые для характеристики среды, такие, как условия кратона, стабильного шельфа, геосинклинальные условия, хотя в них и вложен геологический смысл, являются слишком общими. Существует и еще одно определение обстановки, а именно, как «пространственной единицы», в которой внешние физические, химические и биологические условия и воздействия, влияющие на развитие осадка, достаточно постоянны, чтобы сформировать отложения с характерными свойствами [162]. Эта точка зрения близка к геоморфологической концепции, традиционно используемой геологами — концепции, которую отстаивал Твенхофел [182], которой придерживались Поттер [140] и Селли [161]. По мнению Петтиджона, геоморфологическая концепция представляет собой такой подход к проблеме определения и классификации обстановки осадконакопления, который в наибольшей степени отражает геологический смысл вопроса. Обстановка осадконакопления обусловлена определений системой физических и химических переменных, отвечающих геоморфологической единице, имеющей определенные размеры и форму. Так, дюны, береговой бар, приливная равнина, дельта представляют собой геологические сущности, определяющие обстановку осадконакопления. Некоторые из них слишком всеобъемлющи и, если это возможно, должны быть подразделены на более дробные субобстановки; например, приливную равнину можно подразделить на низкоприливную, или морскую, среднеприливную и высокоприливную зоны или на зоны приливного марша, приливных каналов или проток, приливных валов и приливных дельт. Подобным образом и дельта состоит из целого комплекса субобстановок.

Наконец, мы должны различать локальную обстановку, которую лучше всего определять в геоморфологических понятиях, и тектоническую обстановку, характеризующую связь осадконакопления с крупными тектоническими элементами — кратонами и геосинклиналями.

це рассматрива-  
ти рафин и се

ения»

странности;  
кое переис-  
ических и  
ли, что  
кое поним  
физически,  
ваются осе-  
нительно  
чения  $E_n$  —  
с охарактери-  
ределенной  
или физиче-  
рности сре-  
тложени  
яснение в  
или почти  
ость, однако  
осаждонакопл

нки среды. Та-  
а, геосинва-  
ский смысл, вы-  
деление обста-  
нкой внешней  
йствия, влияю-  
ормировать сте-  
зрения б  
льзуемой геоло-  
которой  
гидрологиче-  
дход к пр  
илению  
вопрос  
смысл  
теской  
берн  
гические  
которых  
быть  
твизию  
срещ  
марина  
с де  
обста  
новку  
и, и  
онакопл  
синклин

В данной главе мы рассматриваем локальные условия осадконакопления, тектонические же условия составляют предмет следующей главы. Вначале мы рассмотрим параметры локальной обстановки осадконакопления и критерии, используемые для их оценки; затем — классификацию обстановок осадконакопления в геоморфологическом аспекте, после чего перейдем к анализу среды, сопровождающей изложенные соответствующими примерами.

## Параметры, характеризующие обстановку осадконакопления

Вопрос о том, какие параметры или факторы имеют существенное значение для характеристики обстановки осадконакопления, какова их относительная значимость, не вполне ясен. Не ясно также, какова должна быть их классификация. Крамбейн и Слоес [97] сгруппировали их в три категории: материальные (характер среды: ветер, вода, лед; характер осадка, его структура и состав), энергетические (климатические, турбулентные, термальные) и биологические условия. Твехофел [182] с более геологической точки зрения рассматривал такие факторы, как физическую географию участков суши и береговой линии, диастрофизм, климат. По-видимому, каждый из этих факторов накладывает свой отпечаток на осадочные отложения.

Мы выбрали такие параметры, которые можно измерить с наибольшей точностью и подразделяем их на физические, химические и биологические. Каждый из них рассматривается как независимая переменная, последняя может быть оценена исходя из тех характеристик осадков, которые мы можем наблюдать. Физические и химические параметры, вероятно, в значительной степени независимы друг от друга, однако биологические факторы могут существенно меняться в зависимости от первых двух и, с одной стороны, контролируются ими, а с другой — сами способны преобразовывать физические и химические условия. Так, например, заросли морской травы могут в значительной мере замедлять скорость и повышать турбулентность подводных течений. С другой стороны, на биосферу существенно влияют температура, соленость, скорость течения и многие другие физические и химические факторы.

С какой степенью надежности мы можем установить параметры, преваляровавшие в уже не существующей ныне обстановке осадконакопления? И, что более важно, насколько точно можем мы идентифицировать древнюю обстановку осадконакопления на основании параметров, характеризующих осадочный разрез? Эти вопросы мы и рассмотрим ниже.

## Физические параметры

Физическая среда наилучшим образом может быть описана исходя из динамических и статических свойств седиментационной среды, в которой накапливаются осадки. Статические свойства включают плотность и вязкость среды (воздуха по сравнению с водой, например), глубины ее над поверхностью («среда — осадок»; динамические факторы включают турбулентность среды (спокойные или бурные воды), скорость осадкообразующего течения, направление течения потока, стабильность системы течений (как скорости, так и направления) и т. п.



Характер осадкообразующей среды. Одним из основных факторов при анализе обстановки осадкообразования, является которой выпадают кластические составляющие осадков. Другими словами, откуда накапливался осадочный материал — духа, воды или ледника? Совершенно очевидно, что идентификация осадконакопления будет существенным шагом вперед в наших попытках реконструировать обстановку осадконакопления.

Поскольку способность течения к транспортировке и его эффективность как сортирующего агента зависят от вязкости и плотности вовлеченной в течение среды, между свойствами движущейся среды и структурами отложенных ею осадков должна существовать какая-то связь. Совершенно иными с этой точки зрения являются осадки, отложенные ветром, такие как дюнные пески, и ледником (тилли). Сильнее отличающихся друг от друга по своей структуре осадков мы не знаем. Однако различие между дюнными и пляжевыми песками гораздо менее четкое.

Следует иметь в виду, что движущаяся среда состоит из флюида и осадка, соотношение которых варьирует в очень широком диапазоне; оно может представлять собой и разбавленную взвесь осадка в воде или даже в воздухе, и более насыщенный раствор (мутные потоки), и разжиженный осадок типа жидкого ила, и потоки, несущие крупнозернистый песок или гравий (грязевые потоки), и текущий ледник, перемещающий грубообломочный материал (табл. 15-1).

Таблица 15-1

Агенты транспортировки и осадочные отложения

Возрастная плотность и предел вязкости				
Флюид		Пластический		Твердый
Воздух	Вода и тес осадок		Осадок в воде	Лед в воде осадок
	Разбавленные взвеси	Концентрированные взвеси		
Ортоарены (ортокарциты и калькарены)		Параарены (граувакки)	Тиллоиды	Тиллы и тиллиты
Со слоистостью течения		Градиционно-слоистые	Неслоистые	

Чем больше вязкость или плотность движущейся среды, тем меньшая скорость требуется для транспортировки материала с данным размером зерен и тем ниже ее эффективность как сортирующего агента. Разбавленные взвеси, перемешаемые воздухом или водой, хорошо сортируются, поскольку крупные частицы перемешаются в них только при большой скорости. Концентрированные взвеси или жидкая грязь транспортируют более грубый обломочный материал при меньших скоростях и отлагают плохо отсортированные осадки. Если содержание твердого вещества во флюиде возрастает еще больше, то такая среда перемещается уже не как ньютоновская жидкость, а как полутвердое пластичное тело. Сортировка в таком потоке сведена к нулю, и крупнейшие обломки, которые он может перемешать, отлагаются наравне с тончайшим материалом. К этой категории относятся грязевые потоки и ледники. Однако проблема потока сложнее: некоторые полутвердые

из факторов, влияющих на процесс осадконакопления. При этом необходимо учитывать, что идентификация осадков по внешнему виду и по составу является весьма сложной задачей. Поэтому для идентификации осадков необходимо использовать комплексный подход, включающий в себя анализ их внешнего вида, состава, структуры и т.д.

Таблица

Твердые	Твердые
Плавающие	Плавающие
Тонкие	Тонкие
Тяжелые	Тяжелые

Если осадок содержит в себе крупные обломки, то он называется обломочным. Если же он состоит из мелких частиц, то он называется мелкозернистым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется глинистым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется илловым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется муловым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется супесчаным. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется суглинистым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется глинным. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется иловым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется муловым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется супесчаным. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется суглинистым. Если же он состоит из очень мелких частиц, то он называется глинным.

смеси в определенных условиях быстро становятся совершенно жидкими и текут с высокой скоростью. Такие текучие превращения могут возникать под действием внезапного и мощного фактора, например, землетрясения.

Отложениями разбавленных взвесей являются обычные пески и гравий, которые имеют простую зернистую структуру\*; отложения более концентрированных взвесей или грязевых потоков представлены вакками параконгломератами\*\*, в которых существенную, иногда доминирующую роль играет цементирующая масса (матрикс) с рассеянными в ней крупными обломками. Если отношение твердый материал — флюид превышает некоторое критическое значение, ньютоновское течение прекращается и осадок становится совершенно неотсортированным. Соответственно отношение зерновой каркас-матрикс, а также наличие или отсутствие сортировки являются основными критериями при попытках идентифицировать агент осадконакопления. Однако проблема может усложниться тем, что существуют осадки, в которых матрикс вторичен по происхождению, а некоторые образовавшиеся *in situ* карбонатные вакки, состоящие из микритовой пасты и включенных скелетных элементов, по своему происхождению не имеют ничего общего с течениями. В то же время существуют карбонатные вакки, которые в действительности являются отложениями мутовых, грязевых или обломочных потоков.

Теоретически разница в плотности и вязкости между воздухом и водой должна обуславливать и отчетливое различие в структурах осадков, отложенных этими агентами. Однако, хотя многие авторы и пытались сформулировать эти различия, определяющие структурные критерии для разграничения эоловых и отложенных водой песков, они пока еще не разработаны. Использование с этой целью различных параметров, связанных с размером зерен, рассмотрено в гл. 3. Для определения различий между эоловыми и аквальныеми песками применялись и другие структурные критерии, такие, как окатанность зерен и поверхностные структуры, но без особого успеха (эти попытки также описаны в гл. 3). Более того, очень трудно (если вообще возможно) отличить отложения плотных субаэральных и обломочных потоков от их субаквальных эквивалентов.

Более надежным критерием при анализе обстановки осадконакопления считаются осадочные текстуры [118], в связи с этим предпринимались попытки различить эоловые и аквальные текстуры. За несколькими исключениями, успех этих попыток следует также признать ограниченным.

Наибольшее значение придавалось обычно предполагаемым различиям в слоистости пляжевых и дюнных отложений. Эти различия обобщены Томпсоном [179]. Отмечалось, что дюнные пески характеризуются значительно большим разнообразием направлений наклона косяк слоистости, чем пески, отложенные в водной среде [181].

Однако эти данные недостаточно убедительны. Поттер и Петтиджон [141] составили таблицу изменчивости косяк слоистости для дельтовых, морских и эоловых отложений. При этом обнаружилось значительное перекрывание значений. Так, изменчивость осадков, считающихся

\* При такой структуре зерна настолько многочисленны, что они полностью соприкасаются между собой и способны поддерживать друг друга. — Прим. перев.

\*\* Термин предложен Петтиджоном для конгломератов с большим содержанием цементирующей массы и разбросанным гравийным каркасом; гальки составляют менее 100% всей массы породы и не соприкасаются друг с другом. — Прим. перев.

золотыми, сопоставима с изменчивостью дельтовых отложений, большее разнообразие направлений наклонов косой слоистости дается у морских песков. В качестве более надежного критерия, постоянство ориентации косой слоистости, рассматривался ее масштаб. Крупномасштабная тангенциальная косая слоистость считается признаком действия ветра. Однако встречаются подошвные дюнные дюны, весьма сходные по размеру и форме с дюнами субаэрального происхождения [14]. Соответственно и их внутренние текстуры, включая косую слоистость, следует признать весьма сходными по характеру и масштабу. Существует мнение, что субаэральная косая слоистость характеризуется большим наклоном слоев, чем субаквальная. Однако Екель [195] на основании обзора литературы пришел к выводу о том, что угол наклона не является надежным признаком отличия золотой косой слоистости от субаквальной. Тип косой слоистости также не является указанием на ее происхождение. И плоскостная, и желобковая косая слоистость образуются как в субаквальных, так и в субаэральных условиях. В заключение можно сказать, что косая слоистость, за исключением, вероятно, перистой, указывающей на приливно-отливные течения, не может служить средством идентификации агента накопления. К этому можно добавить, что крупномасштабная косая слоистость, вызванная миграцией дюн, исключает глубоководное происхождение; однако, мелкомасштабная косая слоистость, связанная с миграцией яри, образуется на всех глубинах. Косослоистые серин мощностью свыше 3 м, скорее всего, не могут быть аллювиальными; они присущи либо мелководным морским, либо золотым отложениям.

Песчаная ярь, образованная ветром, имеет больший индекс яри, чем ярь волноприбойная. Более того, наиболее крупные зерна концентрируются на гребнях золотой яри. Следы позвоночных на подветренных склонах дюн направлены всегда вверх по склону [146]. К сожалению, следы позвоночных и золотая ярь крайне редко встречаются и их почти никогда нельзя использовать. Некоторые типы косой слоистости со знаками яри могут иметь большое значение. Ленточная полосчатая слоистость, в которой мелкие знаки волноприбойной яри запечатаны глиной или содержат глинистые примазки, характерна для волноприбойной или нижнеприливной обстановки [150]. Некоторые типы косой слоистости, обусловленные перемещением знаков яри, например «набегающая ярь», являются весьма характерным признаком обстановки осадконакопления [66].

Ленинковые отложения, тиль и тиллиты, уже описывались детально в гл. 6, поэтому здесь нет нужды повторять критерии их диагностики и их отличия от отложений обломочных потоков и других агентов транспортировки. То же можно сказать о характерных чертах как субаэральных, так и субаквальных отложений мутьевых потоков, которые рассматривались выше.

Проблема глубоководности. Вопрос глубоководности — один из наиболее древних в геологии. Одним из последних обзоров по этому вопросу является специальный выпуск журнала «Морская геология» [73]. Батиметрическое положение морских осадков определяется и описывается прежде всего по отношению к нижней границе зоны действия волн. Те осадки, которые образывались выше, отлагались в турбу-

\* «Climbing ripples» — поперечные слоики знаков яри, создаваемые наложенной ингрирующей ярью; гребни вертикально сменяющих друг друга слоев как бы набегают вверх по склону. — Прим. перев.

лентных условиях, подвергались постоянному перемещению и переработке, так что по своей текстуре и минералогическому составу они становятся зрелыми. Осадки, образовавшиеся ниже зоны действия волн, отлагались в относительно спокойной обстановке, в стоячих водах; после осадконакопления они мало подвергались действию течений. Однако, хотя обстановка осадконакопления может быть описана как характеризующаяся бурными или спокойными водами, это обязательно дает представление об абсолютной глубине. Волновая база является весьма непостоянной по глубине. В небольших водных бассейнах или полуизолированных водоемах небольшого размера генерируются слабые волны и их действие охватывает незначительные глубины. Вдоль бережной открытого моря волны значительно больше и могут затрагивать дно на много метров ниже поверхности. Хотя большинство течений и связанных с ними размывов порождены волнами, некоторые течения, включая так называемые контурные\*, обычно слабые, протекают на больших глубинах (75) и могут вызывать перемещение тонкозернистых песков и образование знаков яриби.

Обстановка бурных вод характеризуется отложением песков, галечников, ракушечника и калькаринтов. Пески в этом случае хорошо отсортированы, хорошо окатаны, обладают знаками яриби и в основном слоистостью течения. Следует отметить, что грубый обломочный материал не является определенным признаком мелководья, хотя когда-то и считался таковым. Пески и даже грубый гравий могут транспортироваться мутьевыми подводными течениями и отлагаться ниже подошвы волновой зоны. Такие отложения характеризуются слабой отсортированностью, градиционной текстурой, а также тем, что они перестановятся с тонкими алевритами и илами без существенного перемешивания этого материала. Как отмечено Бейли [11, 12], градиционная слоистость и слоистость течения — показатели двух контрастных обстановок песчаного осадконакопления: соответственно ниже и выше базы волн. Однако, как отмечалось выше, крупномасштабная (выше 10 см) слоистость течения соответствует мелководным условиям; мелкомасштабная слоистость или косая слоистость со знаками яриби, как известно, не являются показателями глубины моря.

Среди признаков, указывающих на обстановку осадконакопления в спокойных и глубоких водах, следует упомянуть тонкую слоистость, характерную для некоторых алевролитов и глинистых сланцев. Иногда тонколистчатая (бумажная) слоистость характеризует годовые слои осадков и, таким образом, может служить мерой скорости осадконакопления. Более того, такая слоистость может быть распространена на значительной площади и прослежена в керне скважины на многие километры. Она может сохраняться при отсутствии донных завихрений и донной фауны, питающейся илом. Слоистость в тонкозернистых осадках нельзя считать надежным свидетельством глубоководных условий. В литературе известны указания на то, что тонкозернистые известковые ламиниты могут отлагаться в условиях приливной равнины [65].

Поскольку зона бурных вод (волноприбойная) характеризуется косяй слоистостью размыва и заполнения, а зона спокойных вод распознается по тонкой и ровной слоистости, перемежающиеся условия то бурных, то спокойных вод отражаются в разрезе чередованием правильной и неправильной слоистости песков, алевролитов и глинистых

\* Течения вдоль изопинических линий, почти параллельные изобатам — Прим. перев.

сланцев. Песчаные слои непостоянны по мощности, ха-  
рактерны в вертикальном разрезе и местами косой сло-  
знаками ряби. Тонкозернистые пески и алевролиты распадаются на д-  
зы плоско-выпуклых сегментов — возможно, «отмершие» знаки ряби  
(см. рис. 8-14). Глинистые прослойки, разделяющие слои более грубо-  
зернистых пород, образуют тонкий покров над знаками ряби. Там, где  
глинистые сланцы имеют спорадическое распространение, они образуют  
линзовидные заполнения мульдовых участков ряби (см. рис. 4-18). Вол-  
нистая и полосчатая слоистость характерна для ряда современных от-  
ложений приливной равнины [150].

Признаками турбулентности транспортирующего агента могут так-  
же служить степень сохранности многих ископаемых остатков, харак-  
тер их скрепления с породой, их ориентировка. Хорошо сохранившиеся  
формы свидетельствуют об их росте и погребении в обстановке отсутст-  
вия течений; расчлененные, нарушенные и отсортированные обломки  
фауны позволяют предполагать сильные донные течения. Беспорядоч-  
ная ориентировка выпукло-вогнутых раковин характеризует отсутствие  
сколько-нибудь существенных течений, и, наоборот, наличие общей  
ориентировки этих и других текстур, связанных с ископаемыми остат-  
ками, является доказательством сильных донных течений. Сохранность  
тонких следов червей и тому подобных текстур на поверхности ила  
(выраженных в виде отпечатков в подошве слоев песчаников и але-  
вролитов) свидетельствует об очень слабом донном течении или вообще  
об его отсутствии. Следы питания донного зоопланктона фитопланкто-  
ном — веское доказательство глубоководных условий [159]. Обнару-  
жение следов червей и моллюсков и других беспозвоночных, живущих  
в песчаной среде, может быть обусловлено размывом дна.

Определенные минералы являются показателями восстановитель-  
ных условий. Такие условия не могли существовать в турбулентных,  
аэрированных водах. Минералы, образовавшиеся в застойных, анаэроб-  
ных водах, включают осадочный пирит и сидерит. Однако в некоторых  
лагунах и эстуариях, где проявление воли и течений ничтожно, эти ми-  
нералы могли образоваться виле на сравнительно малой глубине. Дру-  
гим минералогическим критерием глубины является пара шамозит —  
глауконит: первый обнаружен в тропических неглубоких водах (менее  
60 м), второй — на глубинах от 30 до 2000 м [139]. Фосфориты, как  
предполагается, отлагались на глубинах от 30 до 300 м [32].

Отличить турбулентную обстановку от обстановки спокойных вод,  
т. е. обнаружить различие между осадками, образовавшимися выше и  
ниже базиса волновой зоны, сравнительно легко. Значительно труднее,  
однако, оценить абсолютную глубину моря. Для этого мы располагаем  
исключительно немногими критериями.

В соответствии с выводом Аллена [2, 6] о том, что высота крупно-  
масштабных косых слоев — функция средней глубины, мы считаем,  
чем больше мощность накли, тем глубже был бассейн, в котором она  
накапливалась (см. рис. 4-13).

Критерием глубины моря может быть и тип ископаемых остатков  
в осадочных породах [73]. Водорослевые текстуры указывают на то, что  
осадконакопление могло происходить лишь в эйфотической зоне — на  
глубине проникновения света [15]. Глубина проникновения света, конечно  
же, варьирует в зависимости от мутности воды, но никогда не бы-  
вает очень большой. В более молодых, в особенности третичных, осад-  
ках глубина моря может быть оценена на основе палеоэкологических  
данных. Фораминиферовые виды имеют тесную корреляционную связь

с глубиной моря, поэтому, изучая глубинную приуроченность современных форм, мы можем оценить глубины и более древних морей, в которых обитали эти формы [138, 13, 66]. Например, глубина моря, в котором отлагалась нижнеплиоценовая формация Репетто в Южной Калифорнии, включающая конгломераты, оценивается по фораминиферам в 1200—1500 м [128]. Интерпретация такого рода фаунистических данных осложняется, однако, влиянием температуры на распространение различных видов, а также возможностью механической транспортировки мелководных форм на большие глубины. В более древних породах фаунистическая характеристика является менее надежным средством определения глубины осадконакопления. Ассоциации руководящих форм связаны с глубиной [159] и, таким образом, позволяют определить относительную глубину; однако для определения абсолютной глубины это недостаточный надежный критерий. В современных морях карбонаты растворяются на глубинах, превышающих 5400 м. В докембрийское время известковых пелагических фораминифер не существовало. Присутствие таких форм в меловых и более молодых осадочных породах указывает на глубину меньше указанного критического значения; однако отсутствие такой фауны в более древних осадочных породах вовсе не означает, что они исчезли в результате растворения на этой или большей глубине.

Если для осадочной породы характерны оползневые текстуры, то вероятную глубину можно оценить исходя из градиента наклона дна, необходимого для того, чтобы началось оползание. Весьма вероятно, что для этого достаточен наклон от 1,5 до 3°. Глубину бассейна или трога можно оценить, если наиболее глубокая и наиболее устойчивая часть трога достоверно установлена по стратиграфическим данным и если известно положение источника сноса. С помощью такого метода Бриггс [30] определил, что высота водного столба в троге долины р. Сан-Хуакин в меловое время насчитывала от 900 до 2100 м.

Конечно, в некоторых случаях глубина воды была минимальной и осадки могли обнажаться на поверхности. Имеется много свидетельств такого рода обнажений — трещины в глинах, дождевые следы и т. п. [68].

Считается, что на континентах нигде нет глубоководных осадков. Эта точка зрения в значительной мере подтверждается преобладанием в геологических разрезах текстур, характерных для мелководных турбулентных условий. Однако, как отмечалось выше, накапливается все больше данных в пользу существования глубоководных осадков; образование некоторых осадочных пород на глубинах нескольких тысяч метров можно считать вполне определенным.

В заключение следует признать, что существует очень мало критериев для определения абсолютной глубины осадконакопления. Как правило, наилучшие результаты при решении этой проблемы достигаются путем оценки соответствующей модели осадконакопления. Если та или иная стратиграфическая ассоциация определена как свойствен-

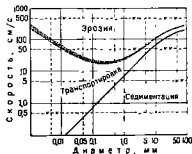


Рис. 15-1. Кривые Хьюлстедта для эрозии и осадконакопления однородного материала. По [77]

ная приливно-отливной разнице или флювиальная, или тур-  
то можно установить характерные для нее предельные значения  $u$   
и применять их в качестве критериев оценки глубины осадков  
ния. Обычно бывает невозможно оценить глубину образования осадка,  
только по данным изучения какого-то одного обнажения без рассмотре-  
ния всего комплекса условий и взаимосвязей, в которых находится  
та или иная порода, тот или иной слой.

Скорость, направление и стабильность течения. Неоднократно пред-  
принимались попытки определить силу потока по размеру кластических  
элементов в осадке, или «индексу кластичности» (по Кароция [36]).  
Оценки скорости потока, основанные на размере зерен, возможны для

Таблица 15-2

Размер зерен и скорость течения

Диаметр зерен, мм	Наблюдаемая скорость волоче- ния, см/с	Рассчитанная скорость взвеси, см/с	Диаметр зерен, мм	Наблюдаемая скорость волоче- ния, см/с	Рассчитанная скорость взве- си, см/с
6,08	84,5*	45,3**	0,72	—	15,2**
4,18	61,3*	36,3**	0,59	31,6**	14,1**
4,08	62,2*	35,9**	0,35	—	13,7**
3,08	53,8*	29,7**	0,31	24,5**	13,2**
1,38	36,0*	18,0**	0,20	21,5**	10,7**

\* Значения, наблюдаемые в экспериментальной лотке Джильбертом [67].

\*\* Значения, наблюдаемые в дисперсионном лотке на Американской государственной  
океанской станции по водным течениям в Вэнсберге, Миссисипи, 1936 [29].

\* Значения, рассчитанные Руби [155].

\*\* Значения, рассчитанные Невинном [129].

обычных песков и галечников, но не для параонгломератов и других  
продуктов транспортировки материала концентрированных взвесей.

Связь размера обломков со скоростью потока непростая. По мере  
приближения к границе флюид — осадок скорость быстро падает, так  
что скорость включения частиц по дну значительно (примерно на 40%)  
меньше, чем в основной струе, т. е. выше этой границы. Скорость, при  
которой начинается перемещение невзвешенного материала, или критиче-  
ская скорость волочения, определялась эмпирическим путем различ-  
ными исследователями (табл. 15-2). Соотношения между скоростью и  
размером зерен выражены Хьюлстромом [77] в виде диаграммы (рис.  
15-1). Как показано на диаграмме, размер обломков перемещаемого  
материала пропорционален скорости. Однако, поскольку алевритовые  
и глинистые фракции характеризуются размером менее 0,1 мм и, та-  
ким образом, способны образовывать связанную массу, это соотноше-  
ние усложняется.

Намечается некоторая корреляция между формами слоев и тексту-  
рами, которые они образуют, с одной стороны, и скоростью (в дейст-  
вительности энергией потока, составной частью которой является  
скорость) — с другой. Эти соотношения были выражены Ан-  
дерсоном [9] в его труде об осадочных текстурах в ледниковых за-  
дрывных отложениях в виде диаграммы (рис. 15-2). Как видно из диа-  
граммы, потоки с замедленным течением отлагают равнослонистые алев-  
ролиты и глины; более быстрые потоки образуют знаки ряби на  
границе песок — вода и мелкомасштабную косую слонистость; при очень  
больших скоростях течения происходят размывы и заполнения, кото-  
рые приводят к образованию резко выраженной косой слонистости. Эта

концепция, выработанная Андерсеном отчасти на основе полевых наблюдений, а отчасти интуитивно, была подтверждена экспериментальными данными и результатами полевых исследований других авторов [67, 165]. Соотношения между формами пластов, их внутренней текстурой, размером зерен и скоростью потока схематически показаны на рис. 15-3.

Еще один показатель скорости — наличие или отсутствие тангенциальности в крупномасштабной косой слоистости. Эксперименты показывают, что для данной осадочной смеси и постоянной мощности таблитчатой косой слоистости возрастание скорости потока способствует

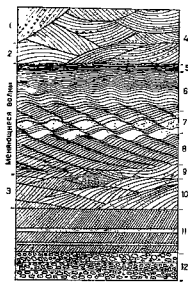


Рис. 15-2. Наиболее важные текстуры в волно-ледниковых осадках. По Андерсену [1931, рис. 38].

1 — двугенная косая слоистость; 2 — выпуклая косая слоистость; 3 — двугенная наклонная слоистость; 4 — волнистая косая слоистость; 5 — горизонтальные слои глин; 6 — обычные волнистые слои; 7 — односторонне-волнистые слои; 8 — волнистая наклонная слоистость; 9 — волнистая наклонная слоистость; 10 — выпуклая наклонная слоистость; 11 — наклонно-слоистая бавка с устойчивым изгибом, перемежающаяся горизонтальными пластами; 12 — горизонтальные пласты. Стрелки со стрелочками, используемые Андерсеном несколько архаичны.

переходу от плоскопараллельных наклонных передовых слоев к тангенциально вогнутым передовым слоям [85]. Однако тангенциальность может быть вызвана также высокой концентрацией взвеси в потоке.

Другими показателями скорости течения являются знаки удара на гальке, транспортировавшейся высокоскоростным потоком; аномально высокое содержание разломанных голышей и окатанность слюдяных и кварцевых зерен в песке, возможная только при очень слабом течении.

Важной характеристикой обстановки осадконакопления помимо скорости течения является постоянство как его направления, так и его скорости. Постоянство направления лучше всего определять по изме-



Рис. 15-3. Зависимость между формой пластов, размером зерен в осадках и скоростью потока. По Саутарду [1972, Journ. Sed. Petrology, v. 43, Fig. 1].

1 — верхний плывучий пласт; 2 — зона переходов; 3 — нижний плывучий пласт.



нению косо́й слоистости или других признаков направления течения. Скорость потока выражается в изменении среднего размера частиц при переходе от пласта к пласту. Измененное направление косо́й слоистости и их значение при анализе обстановки осадконакопления рассматривались нами выше.

### Химические параметры

Химические факторы, определяющие обстановку осадконакопления, — окислительно-восстановительный потенциал (Еh), кислотность-щелочность (рН) и соленость (концентрация). От этих факторов в значительной степени зависят и минералы, выпадающие в осадок, и фаунистическая характеристика. Еще одним фактором, представляющим большой интерес для геолога и весьма важным для распределения фауны, является температура. Классификация химических условий осадконакопления предложена Теодоровичем [38], а также Крамбейном и Гаррелсом [96]. Хотя на выпадение в осадок минералов влияют очень многие факторы, наиболее важны Еh и рН [10] (см. также рис. 11-27).

Окислительно-восстановительный потенциал. Осадки отлагаются обычно либо в окислительных (аэробных), либо в восстановительных (анаэробных) условиях. Мерой окислительной способности среды является Еh, или окислительно-восстановительный потенциал [120, 197]. Отлагались ли древние осадки в окислительных или восстановительных условиях или нет, этот вопрос решается на основе их минералогии, а также того, что нам известно о стабильности минералов при различных значениях окислительного потенциала. В частности, наиболее ценные свидетельства об этом параметре дают нам железосодержащие минералы. Сульфиды железа (пирит или марказит) характеризуют восстановительную и полностью лишенную кислорода среду; гематит указывает на максимально аэрированную обстановку; сидерит свидетельствует о промежуточном окислительно-восстановительном потенциале [96].

При использовании других минералов возможно еще более детальное подразделение химических обстановок по Еh. Теодорович [38] выделил шесть таких фаций: сильновосстановительную, или сульфидную; восстановительную (карбонаты железа и сульфиды железа); слабо-восстановительную (сидерит и вивернит); нейтральную (железистые хлориты как с окисным, так и с закисным железом); слабоокислительную (глауконит) и окислительную (окись железа и гидроокись железа). Каждая из этих шести обстановок, определенная по Еh, может быть подразделена на 6 субобстановок на основе кислотности или рН. Таким образом, можно выделить 36 подзон, каждая из которых характеризуется определенным набором минералов.

Еще одним показателем низкого окислительного потенциала является отсутствие нормальной бентосной фауны и наличие только тех форм, которые могут переносить токсичные условия, вызванные нехваткой кислорода, либо тех форм, которые свободно плавают или прикреплены к плавающим объектам. К первой категории принадлежат определенные фосфатные брахиоподы, особенно *Lingula* и *Discina*, которые представляют собой повсеместно распространенные, выносливые формы, способные переносить суровые условия. Конодонты, случайные остатки рыб, споры и пыльца представляют фауну и флору глинистых сланцев, образовавшихся в сильновосстановительной обстановке. Еще одним свидетельством отсутствия кислорода является аномально высокое (свыше 2 или 3%) содержание органического вещества. Обычно деятельность микроорганизмов, питающихся органическими остатками

или разлагающие их, разрушает остатки, выпадающие на дно. Замедление или прекращение такой «санитарной» деятельности в результате нехватки кислорода приводит к увеличению органического материала, а следовательно, к отложению черных глинистых сланцев и связанным с ними осадков.

Как отмечалось Крамбеином и Гаррелсом, а также Теодоровичем, окислительно-восстановительная граница, т. е. поверхность, разделяющая окислительную обстановку от восстановительной, может находиться выше или ниже раздела осадок—вода или же совпадать с ним (рис. 15-4). В наиболее сильной восстановительной обстановке она выше раздела ил—вода. Поскольку в этом случае внутри осадка обстановка всегда будет восстановительной, возникает вопрос, как объяснить тот факт, что не все осадки восстановленные? Восстановленный осадок или нет, зависит от того, имеется ли в нем восстановительный агент. Таким агентом является органическое вещество, и, как отмечалось выше, в окислительной обстановке органическое вещество в основном окислено и разрушено за счет микробиологического разложения или обычного «санитарного» действия организмов, питающихся органическими остатками. Если осадок отлагался в такой обстановке, то для восстановления железа остается слишком мало (если вообще остается) органических остатков. Как показывают результаты изучения современных илов [58], диagenетические процессы по своему характеру восстановительные и наличие органического вещества приводит к восстановлению железа.

**Кислотность-щелочность.** Кислотность или щелочность обстановки осадконакопления является важным фактором при определении того, будут ли выпадать в осадок определенные минералы. В обстановке с сильно повышенной кислотностью, например, карбонаты не будут отлагаться. Поэтому отложение кальцита свидетельствует о том, что значения pH не ниже 7,8 (см. рис. 11-27).

По-видимому, недостаточно просто отличать кислую обстановку от щелочной. Крамбеин и Гаррелс [96] выделили три обстановки по их кислотности: наиболее кислую ( $pH < 7,0$ ), близкую к нейтральной ( $pH = 7,0-7,8$ ) и щелочную ( $pH > 7,8$ ). Теодорович [38] на основе pH выделяет шесть различных обстановок (фаций): резкощелочную — щелочные озера ( $pH > 9$ ), щелочную ( $pH = 8-9$ ), слабощелочную ( $pH = 7,2-8$ ), нейтральную ( $pH = 6,6-7,2$ ), слабокислую ( $pH = 6,6-6,6$ ) и кислую — болота ( $pH = 2,1-6,5$ ).

Для определения щелочности или кислотности древних обстановок осадконакопления используются в основном минералогические критерии. Как отмечалось выше, в кислых условиях карбонаты растворяются.

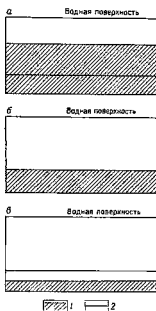


Рис. 15-4. Связь между окислительно-восстановительной границей и поверхностью осадок-вода.

а — поверхность нулевой Eh (2) — поверхность осадконакопления (2) — обилие  $H_2S$  и отсутствие кислорода; б — поверхность нулевой Eh совпадает с поверхностью осадконакопления; а — поверхность нулевой Eh ниже поверхности осадконакопления — обилие кислорода и отсутствие  $H_2S$

Крамбейн и Гаррелс рассматривают рН, равное 7,8 (для морской воды), как «известняковый барьер». При этом и более высоких значениях рН свободно осаждается кальцит; он становится аксессуарным в чуть менее щелочной среде, и его выпадение полностью прекращается, если рН падает ниже 7. С другой стороны, кремнезем имеет тенденцию растворяться в щелочных условиях и осаждаться в кислой среде. Отложение в больших масштабах кремней свидетельствует о более кислых условиях, чем те, в которых выпадает кальцит. Соотношение между растворимостью кремнезема, карбонатов кальция и рН рассмотрено Корреисом [41].

Как отмечалось Эдвардсом и Бейкером [57], широкое распространение марказита в ассоциации с углем резко контрастирует с распространением пирита в морских глинах и глинистых сланцах. Предполагается, что это различие связано с рН. Болота, в которых образуется уголь, являясь сильнокислыми, а морская обстановка — нейтральной, или умеренно щелочной. Поэтому форма сульфидов железа является еще одним средством отличать кислую обстановку от щелочной. При существовании марказита в морских формациях указывает на то, что повышение кислотности происходило после осадконакопления.

В дополнение к карбонатам, кремнезему и формам сульфидов железа, которые чувствительны к рН, считается, что для образования каолина требуются кислые условия, тогда как щелочная обстановка способствует образованию монтмориллонита [125].

Более прямая попытка определения рН обстановки осадконакопления древних пород была предпринята Шукри [164], который полагал, что рН водного экстракта из глинистых сланцев существенно не отличается от рН тех вод, в которых когда-то отлагались эти глины. Однако Эмерс и Риттенберг [58] отмечали, что связанная в глинах вода должна иметь несколько более высокое рН, чем воды бассейна, в котором эти глины отлагались.

**Соленость.** Соленость вод — это, по существу, масса растворенных твердых солей, выраженная в процентах. Нормальная морская вода содержит около 3,5 вес. % растворенных материалов. Из технических соображений соленость морской воды, а также других рассолов выражается хлорностью, приблизительно определяемой по содержанию хлора в тысячных долях (в граммах на 1 кг жидкости). Хлорность нормальной морской воды составляет около 19,4.

Воды древних бассейнов характеризовались различной соленостью — от пресных до сверхсоленых. Наиболее надежным показателем солености является фауна. Различные типы фауны могут быть описаны как пресноводные, солоноватоводные и соответствующие водам нормальной солености. Экологические исследования современной фауны, в особенности фораминиферных ассоциаций, дают нам надежный ключ к интерпретации недалекого прошлого (третичного времени). Биологические критерии для более древних эпох менее достоверны.

В случае солености, превышающей нормальную, особенно в условиях сверхсоленых вод, фауна и флора встречаются редко или же совсем исчезают. Свидетельство сверхсоленых условий — минеральные соли. Наиболее распространены сульфаты, гипс и ангидрид; еще большая соленость приводит к осаждению галита. Калиевые соли выпадают в осадок только из рассолов максимальной концентрации.

Наибольшие трудности возникают в том случае, когда соленость превышает нормальные для морской воды значения, но еще недостаточно для выпадения сульфатов или хлоридов. Для таких вод существ-

вует термин «repesaline». Осадки, образующиеся в таких водах, обычно не содержат фауны. Существует мнение, что для этих вод характерными осадками являются закоритовые карбонаты [166]. Такие карбонаты представлены в основном оолитовыми известняками и тонкоослонистыми доломитами, которые интерпретируются как первичные.

Отсутствие соляных кристаллов при отсутствии непосредственно соляных отложений указывают на то, что соленость до меньшей мере временами превышала нормальную. Соляные кристаллы могут образовываться во временно затопляемых мелководных районах, даже в регионах со значительным количеством осадков, и обязательно должны рассматриваться как свидетельство преобладания аридных условий.

В определенной степени для установления различия между морскими и пресными водами, т. е. в известном смысле для определения солености, используются редкие элементы. В частности, имело успех использование при этом бора. Обычно морские глины содержат большее количество бора, чем глины, отлагавшейся в пресноводных условиях [142]. Использование геохимических критериев при распознавании морских и пресноводных осадков обобщено Кейтом и Дегенсом [89].

С этой же целью использовался и изотопный анализ. В работе Лауэнштама [109] большое внимание уделено связи изотопного состава раковин как с соленостью, так и с температурой.

Температура. Важным параметром обстановки осадконакопления является температура. Температура влияет на растворимость многих минералов и газов и поэтому оказывает большое влияние на химическое осаждение. Определенные минеральные соли могут выпадать в осадок зимой, но растворяться летом. При низких температурах растворимость  $\text{CO}_2$  сильно возрастает, поэтому растворение карбоната (и бикарбоната) кальция в холодных водах усиливается и, наоборот, повышение температуры приводит к осаждению этих солей. Температура оказывает также влияние на состав смешанных кристаллов и твердых растворов. Карбонат раковин при низких температурах обогащается  $\text{MgO}$  [39]: низкотемпературные аутигенные плагиоклазы представлены почти чистым альбитом, тогда как, образуясь при более высоких температурах, они содержат больше извести. Влияние температуры на вязкость воды, хотя его и легко оценить, по-видимому, не имеет геологического значения. Однако, если температура падает ниже точки заморозания, влияние ее на воду огромно. Отложения глетчеров и ледников образуются только при весьма низких температурах.

Критерии для определения температур прошлого (или палеотемператур) могут быть геологическими, минералогическими и экологическими. Геологическое свидетельство ледниковых температур — тиллиты и пеллодиты. Критерии для распознавания тиллитов и основные признаки пеллодитов (ленточных глин, отложенных в ледниковых озерах) были рассмотрены выше. Уверенная идентификация этих осадков является нелегким делом. Тиллиты легко спутать с весьма похожими на них тиллодами; единственным же определенным критерием отложений ледниковых озер являются валуны, перенесенные айсбергами, однако поскольку известны и другие агенты, способные перемещать валуны, то и этот признак неоднозначен.

Минералогические или химические критерии оценки температуры четко не сформулированы и не полностью изолированы от других климатических факторов. Красную окраску многих пород и, следовательно, красную пигментацию многих осадков, по-видимому, можно коррелировать с географической широтой, а следовательно, и с температурой.

Красная пигментация в связи с сильным окислением характерна многих почв в низких широтах; почвы в более высоких широтах имеют такой окраски. По-видимому, цвет связан со степенью окисления гумуса в почве. Гумус препятствует окислению железа, его деструкция делает окисление возможным.

Хотя состав определенных твердых растворов — функция температуры, использования его в качестве геологического термометра не имело успеха при попытках установить различие между высокими и низкими значениями температуры в ограниченном интервале температур, преобладающих на поверхности Земли. Предполагается, что стабильность некоторых гидратов контролируется температурой. При относитель-но повышенных температурах отлагается скорее ангидрит, чем гипс.

В последнее время предпринимаются попытки измерять палеотемпературы путем фракционирования изотопов  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  при температурном контроле. Поскольку экспериментально и теоретически можно доказать, что соотношение этих изотопов зависит от температуры, определим, при какой температуре образовался тот или иной минерал, если на это соотношение не влияли постседиментационные изменения или замещения. Некоторый успех был достигнут при определении температур образования раковин некоторых белемнитов и других ископаемых [183, 61] (см. также рис. 15-5).

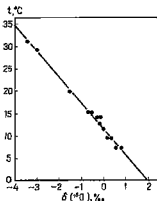


Рис. 15-5. Зависимость концентрации изотопов  $^{18}\text{O}$  от температуры; результаты, полученные при нагревании образцов карбоната кальция. По [61]

В качестве свидетельств палеотемпературы использовались также фауна и флора. Весьма вероятно, что по меньшей мере для третичных отложений можно установить заметное различие между фауной теплых и холодных вод. В частности, для установления палеотемператур можно использовать фораминиферы [13], хотя при этом следует уделять большое внимание вопросам отличия поверхностных форм от донных, а также эндемичных (местных) форм от транспортированных [59].

Определение температуры на основании биологических критериев в древних формациях затруднительно, кроме того, во всех случаях биос в большей степени подвержен влиянию экологических факторов, чем температуры. Эти осложнения весьма затрудняют интерпретацию.

### Общая оценка и итоги

Из вышеприведенного обзора параметров обстановки осадконакопления и оценки критериев, применяемых для установления этих параметров, следует, что используемые признаки — структурные, минералогические, текстурные или биологические, как правило, не дают однозначного ответа.

Следует иметь в виду два момента. Во-первых, некоторые параметры — физические, химические и биологические — не являются полностью независимыми. До некоторой степени они взаимозависимы. Это в особенности относится к биосу. Фауна и флора очень чувствительны к таким факторам, как турбулентность, глубина моря, соленость и температура. Органический мир, в свою очередь, может влиять на турбулент-

ность (тормозящий эффект), изменить Eh и pH (в особенности Eh) и способствовать эвтрофикации\*, что приводит к преобразованию характера самого животного и растительного мира. Даже физические и химические параметры могут влиять друг на друга. Соленость в случае ее расслоения, например, когда слой пресной воды покрывает слой соленой воды, может привести к возникновению восстановительных условий на глубине. Высокая турбулентность несовместима с низким Eh и т. д. Более того, накопление осадков может изменить глубину, а это, в свою очередь, может привести к изменению силы, направления и турбулентности течения. Таким образом, существует то, что принято называть обратной связью. Короче говоря, под влиянием внутренних и внешних факторов параметры обстановки осадконакопления со временем могут меняться.

Второе обстоятельство, которое мы должны иметь в виду, заключается в том, что с помощью этих параметров нельзя точно идентифицировать обстановку осадконакопления. За исключением некоторых, весьма ограниченных зон, параметры в пределах той или иной обстановки осадконакопления, например в условиях приливной равнины или в пределах большого озера, могут меняться в очень широких пределах. Даже в том случае, если температура, соленость, pH и Eh носят специфический характер, нельзя быть уверенным в том, имеешь ли дело с эстуарием, внутренним морем, лагуной или другим комплексом условий осадконакопления. Некоторые озера бывают очень солеными, другие — пресными. В некоторых лагунах вода солоноватая, в других — мы встречаемся с рассолами. Некоторые из них хорошо аэрированы, в других господствуют восстановительные условия. Следовательно, если даже нам удастся оценить все параметры, результат будет не очень значительным. Поэтому мы должны искать какие-то другие критерии, способные более точно охарактеризовать обстановку осадконакопления.

Очевидно, нам требуется какой-то новый подход к анализу обстановки осадконакопления, поскольку структуры, текстуры и минералогический состав как критерии не заслуживают особого доверия. Даже ископаемые органические формы могут оказаться перенесенными и, следовательно, вводящими в заблуждение. Наиболее плодотворным подходом является использование вертикальных разрезов и изучение геометрии осадочных тел. Этот подход к проблеме анализа обстановки осадконакопления означает возврат к полевым исследованиям и меньшую зависимость от результатов лабораторного анализа образцов. Он требует проведения тщательных замеров, изучения стратиграфических разрезов и картирования осадочных тел. Этот подход мы рассмотрим в следующем разделе данной главы.

### Классификация обстановок осадконакопления

Попытки классифицировать специфические зоны седиментации предпринимались неоднократно. Более или менее традиционный подход к этому вопросу проявил Бэррел [14], который подразделил осадки на континентальные, литоральные (прибрежные) и морские. Каждую из этих главных зон он подразделил на более мелкие подзоны. Другие исследователи пытались выделить или определить такие зоны, которые соответствуют и дают объяснение крупным, генетически родственным ассоциациям осадков, таким, как, например, флиш и моласса, неоднократно повторяющимся в геологической летописи. Географо-геоморфо-

\* Процесс, в результате которого воды обогащаются питательными веществами — Прим. перев.

логическая классификация Вэррела, модифицированная Тененхофф [182], не только не преследует эти цели, но и не раскрывает корреляционных связей между наблюдаемыми петрологическими типами пород и обстановкой осадконакопления. Более поздние попытки классификации зон осадконакопления основывались на различных принципах. Терсье [177], например, считал, что существовали более естественные категории, некоторые из которых включают как морские, так и неморские условия осадконакопления, как глубоководные, так и мелководные зоны. Среди прочих исследований, направленных на выделение зон осадконакопления, следует отметить работу Вика [191], который разработал классификацию, основанную главным образом на строении (архитектуре) бассейна седиментации. Это, собственно говоря, не строгая классификация, а схема, хотя и весьма вероятно, что между характером осадочных отложений и типом бассейна, в котором они отлагались, существует определенная связь.

Совершенно очевидно, что мы сталкиваемся здесь с двумя проблемами, неправильная постановка которых привела к весьма запутанному положению. Первая проблема — это проблема конкретных локальных условий, определяющих характер одного определенного пласта или плашки пластов; вторая проблема затрагивает крупные осадочные комплексы, а также характер и тектонику крупных бассейнов, в которых накапливались эти толши.

Вопрос о классификациях условий осадконакопления рассмотрен в очень немногих работах и при этом формально [162, 160, 52]. Большинство принятых классификаций представляют собой дальнейшее развитие классификации Вэррела; понятия, которые в них используются для выделения различных типов обстановок, ни в коем случае нельзя признавать четкими. Важное исключение составляют немногочисленные работы, в которых сделана попытка проанализировать проблему достаточно глубоко, чтобы достичь ее решения [42, 97, 105, 103, 107].

Даже в том случае, если мы берем за основу понятие о локальной обстановке осадконакопления, как о комплексе физических, химических и биологических условий, соответствующих геоморфологическому элементу определенных размеров и формы, мы все равно сталкиваемся с рядом проблем при классификации. Мы не стремимся смешать в нашей номенклатуре понятия, связанные с местом и средой осадконакопления, процессом или агентом и даже с характером отложенного материала. Мы отличаем, например, морские условия от неморских, тем самым затрагивая среду, или же мы говорим о коралловых рифах или устричных банках, т. е. употребляем терминологию, отражающую характер отложенного материала. Когда же мы говорим о ледниковой или эоловой обстановке, мы подразумеваем не что иное, как агент осадконакопления. Даже в том случае, когда мы тщательно стремимся придерживаться строгого геологического понятия обстановки осадконакопления, мы сталкиваемся с трудностями. Дельтовая обстановка в действительности объединяет сложный комплекс различных обстановок, включая русла дельтовых рукавов, намывные валы, межрукавные марши, лагуны и озера, приустьевые петли меандра или старицы, а также различные субавальные обстановки, связанные с дельтой. Таким образом, нам нужна классификация достаточно общая и достаточно гибкая для того, чтобы вместить все субобстановки второго порядка. Эта классификация должна включать в себя категории, которые по своему содержанию были бы как-то связаны с локальными стратиграфическими разрезами. Каждая главная категория должна коррелироваться с конкрет-

вым седиментационным процессом, который, в свою очередь, связан с конкретным стратиграфическим мотивом, т. е. с последовательностью напластования. Вероятно, создание такой всеобъемлющей классификации в настоящее время неосуществимо, поскольку не ясно, сколько существует моделей осадконакопления. Определение и анализ понятий модели мы должны рассмотреть в настоящей главе.

Классификация, которую мы предлагаем, по вышеизложенным соображениям представляет собой компромисс между идеальной классификацией, подразделения которой можно было бы коррелировать с изучаемыми стратиграфическими разрезами, и подразделениями, выбираемыми интуитивно. Некоторые ее категории, как показывают результаты произведенных полевых наблюдений, соответствуют таким циклам осадконакопления или осадочным комплексам; идентификация других категорий пока еще не доказана (табл. 15-3).

Различные обстановки связаны постепенными переходами; границы между ними не могут быть резкими. Аллювиальный конус выноса постепенно переходит в разветвленную реку; озеро или лагуна — в заболоченный марш. Более того, одна обстановка тесно связана одна с другой; другие — нет. Аллювиальная обстановка объединяет такие тесно связанные между собой зоны, как аллювиальные конусы выноса, поймы с разветвленными или меандрирующими реками и дельтовые окончания рек. Однако между турбидитовым бассейном и плавевым (пересыхающим) озером мало общего.

Поэтому мы старались в нашей классификации сгруппировать различные обстановки в более крупные категории, которые отражают их взаимосвязь. Так, мы выделяем аллювиальные обстановки, объединяющие несколько тесно взаимосвязанных обстановок, каждой из которых предположительно соответствует характерная вертикальная последовательность отложений. Другая группа обстановок характеризует прибрежную зону, которая может быть подразделена на две взаимосвязанные группы осадков, а именно: кластические прибрежные отложения, объединяющие осадки приливной равнины, лагун и лагунных маршей, а также береговые бары и карбонатные прибрежные отложения, к которым относятся карбонаты приливной равнины, лагун и барьерные рифы. К третьей крупной категории относятся морские отложения, включая осадки как мелководных, так и более глубоководных морских бассейнов (к последним мы относим как кластические, так и карбонатные турбидиты). По-видимому, необходимо выделить еще двух категории. К одной относятся внутренние бассейны, которые в гумидных условиях представлены пресноводными озерами, а в аридных — солеными озерами, солончаками, возможно пересыхающими плавными озерами и даже лунными полями. Другая категория, не связанная с первой, характеризует ледниковые обстановки, включая как континентальные так и, возможно играющие более важную роль, морские ледниковые условия. Мы отдаем себе отчет в том, что в нашей классификации в основу выделения некоторых категорий положены разнородные понятия: климат, состав, транспортирующий агент, а также геоморфологическая общность. Эта в некотором отношении нелогичная система тем не менее геологически осмыслена, поскольку каждая выделенная обстановка осадконакопления оставляет свою легко распознаваемую «визитную карточку» в виде характерного стратиграфического разреза.

Таким образом, мы дали определение одиннадцати, а если рассматривать в качестве самостоятельных категорий карбонаты приливной равнины, барьерные рифы и карбонаты турбидитовых бассейнов, то че-



## Классификация обстановок осадконакопления

Главные группы обстановок		Обстановки	Субобстановки
Аллювиальные		Аллювиальный конус вывеса	Русла, междурусловые участки
		Разветвленная река	
		Меандрирующая река	Протоки, песчаные косы, прирусловые намытые валы, поймы, пойменные озера и болота
		Дельта	Продельта, фронт дельты, край дельты, дельтовая платформа
Прибрежная зона	Кластические	Приливно-дельтовая равнина	Протоки, намытые валы, приливная дельта, приливный марш
		Лагуна или эстуарий	
		Пляж и барьерный остров	
	Некластические	Приливно-дельтовая равнина	Протоки, намытые валы, приливная дельта, приливный марш
		Барьерный риф	Собственно риф, тыловая часть рифа, рифовый шлейф
		Лагуна (часто перенасыщенная)	Одиночные рифы и т. п.
Морские		Междуводноморская	Шельф, краевая часть шельфа
		Турбидитовый бассейн, некарбонатный	Подводные конусы вывеса, доломитовые конусы вывеса, намытые валы, удаленные районы подпруживания
		Турбидитовый бассейн, карбонатный	То же
Внутренние бассейны	бас-	Пресноводные озера	Различные субобстановки
		Соленые озера, пересыхающие озера, солончаки	
		Дюнные поля	
Ледниковые		Континентальные ледники	Донная морена, заандровая равнина, камы и озы, моренные озера
		Морские ледники	С размытым основанием С сухим основанием

тырнадцати главных обстановок осадконакопления. Следует, однако, помнить, что в каждой из этих категорий можно выделить еще много более мелких субобстановок. Рифы, например, имеют ядро и предрифовый шлейф, а в случае обнажения над поверхностью моря, вероятно, пляжевую и дюнную зоны. Так же можно подразделить и все остальные обстановки осадконакопления.

Для ряда наиболее важных обстановок в последнее время разработаны модели и установлены характерные литологические и текстурные особенности в вертикальном разрезе — стратиграфические «визитные карточки», которые идентифицируют искомую обстановку осадконакопления. Это в особенности касается меандрирующих рек, дельт, приливной равнины с карбонатным осадконакоплением, кластических береговых баров, карбонатных рифов, а также кластических и карбонатных турбидитовых бассейнов. Для других обстановок столь хорошо разработанных моделей пока не существует и соответствующие им разрезы либо являются гипотетическими, либо, в лучшем случае, еще недостаточно изучены.

## Фацнальные модели и реконструкция обстановки осадконакопления

### Введение

«Новый» подход к анализу обстановки осадконакопления возник на основе изучения современных осадочных разрезов, которое показывает, что главные обстановки осадконакопления и их подразделение структурно согласованы. В действительности такой подход не так уж нов; лежащие в его основе принципы были давно установлены Йоганнесом Вальтером [190], который отмечал, что согласно налегать друг на друга могут только те фации, которые граничат по площади. Таким образом, вертикальная последовательность осадочных фаций не случайна, но, напротив, построена взаимосвязанным и предсказуемым образом. В последние годы в основном в результате трехмерного изучения новейших и голоценовых осадков, вскрываемых в скважинах и глубоких выработках, все большее внимание уделяется вертикальному соотношению литологии и текстур, или так называемому «литологическому пакету». Эта характерная последовательность, которую можно наблюдать и в древних разрезах, представляет собой наилучший «ключ» к палеообстановкам осадконакопления. Поэтому нам следует полагаться не только на интерпретацию индивидуальных фаций с их набором структур и текстур, но больше внимания уделять взаимному расположению этих фаций и их осадочных текстур в определенной последовательности, или в их «пакете». Выделение в вертикальном разрезе таких «пакетов» поможет нам реконструировать детальную картину взаимодействующих и взаимосвязанных субобстановок, которую мы не смогли бы получить путем простого литологического сопоставления с неполными разрезами современных осадков. Одним из первых такой подход применил Виппер [185]; более поздняя, резюмирующая эти воззрения, работа принадлежит де Бланку [107], обобщившему материалы исследовательской компании «Шелл». В сущности такой же подход используется в учебнике Селли [161], посвященном диагностике древних обстановок осадконакопления. Как отмечает Виппер, этот подход связывает особенности чередования фаций в вертикальном разрезе с процессом, например, таким, как перемещение дельты в сторону моря. Характерная последовательность фаций, отражающая такой процесс,

может многократно повторяться, образуя серию наложенных циклов, во многих случаях порожденных самим процессом, а не внешних изменением внешних условий. Таковы автоциклические серии Бирбауэра [17]. Распознавание серий автоциклического происхождения является, по-видимому, наиболее важным способом идентификации обстановки осадконакопления. Интерес может представлять последовательность не только литологических изменений, но и чередования осадочных текстур в вертикальном разрезе. Весьма обширна проблема циклов, их распознавания, классификации и происхождения рассмотрена Даффом, Хэллэмом и Уолтоном [51].

Этот новый подход к анализу условий осадконакопления налагает на исследователя современных осадков важные обязательства. Для него уже недостаточно проведения седиментологических исследований, заключающихся в сборе образцов для лабораторного анализа из самой поверхностной части отложений.

Необходимо определить, что представляет собой вертикальный разрез, в какой последовательности образуются осадки в современных условиях. А это требует не двухмерного, а трехмерного подхода к проблеме.

Этот подход породил понятие фациальной модели, т. е. дал формальное название теоретической схеме, связывающей эволюцию конкретной обстановки осадконакопления с конкретным вертикальным разрезом, который отражает эту эволюцию. Вишер [185] выделил 6 таких моделей; Блатт, Миддлтон и Марри [23] установили 10 моделей. Общее их число неограниченно. В данной работе мы рассматриваем только те модели, которые наиболее хорошо изучены и дают объяснение большей части летописи осадконакопления. Три из них являются клас- тическими: турбидитовая, аллювиальная (песчаные косы) и дельтовая, а три — неклассическими: рифовая, приливной равнины и себховая. Например, в палеозое Центральных Аппалачей 9/10 клас- тических осадков могут быть интерпретированы как глубоководные турбидиты (Мартинсбург и «Портлендж»), как аллювиальные отложения песчаных кос (Катскилл, Поконо, Мауч-Чанк, Поттсвилл) и отложения наступающих дельт (Монтебелло). Весьма характерные карбонаты нижнего палеозоя (например, Колкочич) в основном представлены частью разреза при- ливной равнины.

В наших попытках реконструкции обстановок осадконакопления с помощью вертикальных разрезов мы не должны выпускать из виду важность общей геометрии изучаемого осадочного тела. Этот аспект возник также в результате трехмерного изучения голоценовых осадков; путем обычного двухмерного исследования тех же отложений выявить геометрию тел было бы не просто. Форма и конфигурация (геометрия) песчаных тел, например, могут дать «ключ» к решению вопро- са о характере обстановки их осадконакопления. Общая форма фации — функция геоморфологической обстановки осадконакопления. Радиально расходящиеся и взвисящиеся рукава дельты и отложившиеся в другой обстановке шнурковые прибрежные бары являются иллюстрацией этого принципа (геометрический аспект подробно рассмотрен в гл. 5).

В данном разделе, как и в других главах этой книги, мы начинаем с признаков, которые мы можем наблюдать в обнажениях, и по возможно- сти основываем наши рассуждения на тех аспектах и процессах современ- ного мира, которые помогают нам понять то, что мы наблюдаем. Поэтому основное внимание уделяется нами описанию пород; с этого мы начинаем и этим заканчиваем.

В целом идентификация обстановки осадконакопления той или иной осадочной формации зависит не столько от структурных или даже тектонических особенностей, сколько от характерной последовательности в вертикальном разрезе (или «пакете») микрофаций. Конкретные особенности данной последовательности — результат определенного процесса, такого как перемещение береговой линии, или меандрирование реки, процесса, который вызывает латеральные перемещения субобстановок, подчиняющиеся определенной закономерности. Такие латеральные миграции субобстановок отражаются в разрезе в виде последовательности микрофаций, которая является отличительным признаком главной обстановки осадконакопления. Эта концепция, получившая признание в последнее десятилетие, способствовала повышению наших возможностей в интерпретации разрезов в большей степени, чем любой другой подход или метод.

Идентификация конкретной палеообстановки стала возможной благодаря познанию характерного «мотива» [187], т. е. упорядоченной последовательности литологических разностей, обычно закономерно повторяющихся с некоторыми вариациями, порожденными этой обстановкой. Аллювиальная последовательность (песчаные косы, например) представляет собой цикл с характерным уменьшением зернистости вверх по разрезу; наступающая мелководная дельта генерирует разрез с крупномасштабным погружением материала вверх по разрезу. Мы подчеркиваем здесь особое значение таких последовательностей в разрезе, или «мотивов», потому, что они являются тем признаком, который геолог наблюдает в поле, теми первичными данными, на которых основывается интерпретация обстановки осадконакопления. Поэтому рассмотрение каждой модели обстановки осадконакопления мы начинаем с описания ее характерной стратиграфической «визитной карточки», после чего следует краткий анализ условий и способа образования осадочных циклов. Эти вопросы лежат на стыке седиментологии и стратиграфии.

Идентификация стратиграфических моделей в хорошо обнаженных разрезах или в керновом материале может быть сама собой разумеющейся. В других случаях такие модели не столь очевидны из-за значительных отклонений от нормы. Быть может, для того чтобы избежать субъективного или предвзятого суждения, в крайних случаях желательны выработка объективного способа анализа данных и создание соответствующих разветвленных диаграмм [160]. Не все стратиграфические разрезы поддаются интерпретации этим методом. Возможно, существуют циклические модели, пока еще не поддающиеся интерпретации; быть может, есть и такие модели, которые вообще невозможно идентифицировать. Анализ обстановки осадконакопления пока еще далек от совершенства, хотя с помощью принципа «мотива» за последние 20 лет и был достигнут большой прогресс.

### Аллювиальные обстановки

Процессы, связанные с деятельностью рек, включают в себя как эрозию, так и отложение осадков. Нам в основном интересуют последние. Сюда относятся грубые аллювиальные отложения, образовавшиеся по окраинам резко приподнятых площадей, в тех местах, где потоки вырываются из каньонов или долин. Эти аллювиальные конусы выноса сливаются с аллювием, выходящим крупными аллювиальными бассейнами, т. е. с отложениями перегруженных разветвленных или меандрирующих рек. Крупные реки впадают обычно в моря или другие крупные водоемы, образуя при благоприятных условиях дель-

ты. Каждая из этих аллювиальных обстановок сложный комплекс и состоит из субобстановок. Осадочная характеризуется характерными последовательностями, каждый член которых обладает своей, особенной геометрией и характерным набором осадочных текстур.

**Аллювиальные конусы выноса.** Аллювиальные конусы выноса развиты вблизи горных хребтов или высоких холмов. Наиболее значительные и крупные скопления образуются в аридных и полуаридных регионах с сильно расчлененным рельефом.

Современные конусы выноса изучались Блиссенбахом [24, 25], Блэком [26], Денни [46] и Хуком [79]. Статьи двух последних авторов выделяются детальными картами поверхностей конусов выноса, а также примечательны тем, что в них рассмотрены микрорельеф и характер материала на поверхности, а также эволюция конусов выноса. Древние конусы выноса рассматриваются в работах Лоусона [106], Блэка [27], Булля [33] и др. Общие сведения о характере конусов выноса и их отложений можно найти в сводках Медейроса, Шаблера и Фридмана [123]; де Бланка [107] и Булля [33], причем статья Булля является наиболее полной.

Для аллювиальных конусов выноса характерны периодические временные потоки, обладающие наиболее высокой энергией по сравнению с другими условиями седиментации. Отложение кластических осадков в непосредственной близости от источника сноса, широкий диапазон зернистости слагающего материала и очень незначительная степень сортировки.

Размеры отдельных конусов выноса зависят от размеров водосборного бассейна, местного наклона, климата и характера пород в области сноса. Радиус у отдельных конусов выноса колеблется от ста метров до нескольких десятков километров. Слившиеся конусы выноса образуют крупные пустынные шлейфы длиной несколько сот километров. Поверхность конуса выноса обычно изрезана серией ветвящихся, сетчатых русел — «вымыв» или каналов (одни из них являются активными, а другие — сухими), которые врезаются в более ровную поверхность или «пустынную мостовую» (рис. 15-6). Обычно верхняя часть конуса — это в основном «мостовая» с одним или несколькими врезанными руслами глубиной от 1 до 10 м; нижняя часть конуса характеризуется слиянием действующих русел. Последние вниз по склону переходят в обстановку разветвленных рек или пойменных озер.

Обломочный материал переносится интенсивными, но весьма кратковременными потоками. В некоторых случаях эти потоки настолько перегружены материалом, что образуют грязевые или селевые потоки («обломочные потоки», по Хуку). Такие потоки, стекая по руслам, могут переполнять их и образовывать лопастные языки. Отложения таких потоков очень плохо отсортированы, характеризуются отсутствием слоистости и имеют очень резкие границы. Более длительные водные потоки несут обломочный материал самой разнообразной зернистости: грубые галечники характеризуются угловатостью или очень слабой окатанностью. В некоторых случаях отложения водных потоков представлены очень грубым рыхлым галечником, лишенным тонкого материала; такой галечник Хук [79] называет «ситовыми отложениями», поскольку он выполняет функцию сита, легко пропуская воду. Более тонкий материал накапливается вверх по течению от таких русловых барьеров.

Галечники конусов выноса обычно плохо отсортированы и содержат все типы обломков, образовавшихся в области сноса; обломки эти, как

правило, угловаты или слабо окатаны. Галечные скопления, отложенные водными потоками, могут быть либо грубослоистыми, либо массивными, либо иметь черепитчатую текстуру. Тонкозернистые осадки, отлагающиеся ниже по склону, могут быть косослоистыми, массивными, тонкослоистыми или грубослоистыми. Отложения грязевых или обломочных потоков представлены плохо отсортированными угловатыми гальками и валунами, включенными в глинисто-илистую цементирующую массу (матрикс). Отложения аязких потоков могут иметь грубо-обломочное строение. Размер валунов в обломочном материале конусов выноса быстро уменьшается в направлении течения; обычно это

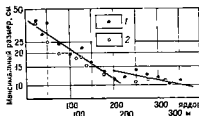


Рис. 15-6. Конус выноса Трэйн-Каньон, Мертвая Долина, Калифорния. По [46]

Наблюдается действующее русло, отсечение русла с галечником и с пустынным загаром, а также наиболее древняя поверхность конуса выноса, покрытая выветренным галечником

Рис. 15-7. Зависимость между размером частиц, мощностью слоев и расстоянием на предположительно триасовом аллювиальном конусе выноса. По [27].

1 — размер частиц; 2 — мощность слоев

происходит по экспоненте [24, 27], но отмечаются и иные случаи [46] (рис. 15-7). В поперечном профиле конуса выноса прослеживаются слои ограниченного распространения, которые прерываются структурами вреза и заполнения; в продольных разрезах пласты прослеживаются на значительном расстоянии.

Отложения аллювиальных конусов выноса, или, как их называют Лоусон [106], фагломераты неоднократно отмечались в геологической литературе. Некоторые из них были сведены в таблицу де Бланком [107]. Описание характерных признаков этих отложений содержится в работе Буллы [33]. Среди наиболее известных древних отложений конусов выноса следует отметить докембрийские конгломераты и песчанники Кевинави в северной части штата Мичиган, докембрийскую формацию Торридон в Шотландии [193]; пенсильванскую формацию Фаунтин в штате Колорадо [80, 83] и триасовую группу Ньюарк в Атлантическом регионе [151, 98] (см. также рис. 15-8).

**Разветвленные реки.** Геометрия и характер отложений разветвленных рек изучены в меньшей степени, чем характер и геометрия осадков меандрирующих рек. Наиболее тщательные исследования современных разветвленных рек проведены Вильямсом и Растом [194] для р. Доижек в штате Юкон. Текстуры отложений разветвленных рек описаны в работах Дугласа [49], Ора [135], Смитв [168] и Кесслера [90].

Разветленные реки образуют переплетающуюся сеть слабонаклонистых русел. Они встречаются, как правило, при более крутом наклоне

и характеризуются большей мощностью потока, чем мей-  
ки; они развиты на крупных конусах выноса в аридных регионах,  
перигляциальных районах. По-видимому, необходимой предпосылкой  
для их развития является перегруженность осадками и слабая рас-  
тительность, неспособная стабилизировать берега. Их русла мелеют за  
счет отложения собственного обломочного материала, который имеет  
тенденцию образовывать продольные бары в центральной части русла.  
Непрерывное образование таких баров и раздвоение русел приводит к  
образованию сетчатой системы протоков и разделяющих их баров. Ти-  
пичный аллювий разветвленных рек представлен песком и галечни-  
ком, а также паводковыми алевритистыми и глинистыми отложениями.

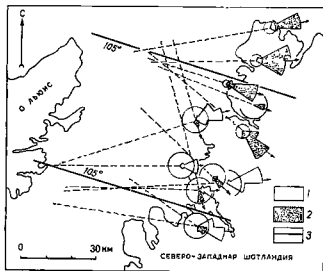


Рис. 13-8 Региональ-  
ные направления па-  
леотечений в торра-  
донское время (10-  
кембрий), формация  
Эпплкресс, Шотлан-  
дия. По [193]

Круговые схемы отнес-  
ены к осадконакоплению  
аллювиальных конусов  
выноса  
1 — верхняя часть; 2 —  
нижняя часть; 3 — меж-  
ная конуса выноса

У этих отложений не наблюдается закономерного уменьшения зерни-  
стости вверх по разрезу, которое обычно характерно для меандрирую-  
щих рек. Небольшие количества алевритового материала могут выпол-  
нять пересохшие русла.

Изучая речную систему Платте-Платте, Смит [168] пришел к выво-  
ду, что для разветвленных рек характерна весьма значительная разница  
между осадками, отложенными вблизи (проксимальными) и на значи-  
тельном удалении (дистальными) от источника сноса. Разветвленная  
система наложена на реки, для которых характерна тенденция к фрак-  
ционированию донного обломочного материала, при котором более тон-  
кие и хорошо отсортированные частицы накапливаются в нижнем тече-  
нии. Типы баров в разветвленной реке зависят от размера зерен до-  
ной части твердого стока. Если грубый, хорошо отсортированный  
материал образует продольные бары, то более тонкие осадки харак-  
терны для поперечных баров. Отмечаются и изменения в характере  
слоистости. Для продольных баров отмечается грубая горизонтальная  
слоистость, хотя грубый косослоистый гравий аккумулируется на  
подветренной стороне перемещающихся баров; поперечные бары харак-  
теризуются плоскопараллельной косою слоистостью. Таким образом, по  
мере того, как вниз по течению уменьшается зернистость осадков, косо-

слонистых песков становится все больше, а косослонистого гравия — все меньше; в этом же направлении становится спокойнее и рельеф дна.

Предполагается, что по мере дальнейшего уменьшения уклона реки разветвленная система сменяется меандрирующим типом реки, а нормальные аллювиальные циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу вытесняют лишние циклические разрезы, свойственные разветвленным рекам. Паводковые илстые отложения являются главным компонентом таких циклических разрезов, тогда как мелкозернистый материал редок в отложениях разветвляющихся потоков.

Отложения разветвленных рек редко идентифицируются в древних разрезах, однако Смит [168] приписывает такое происхождение частицам синдрийской формации Тускарора и ее грубообломочным аналогам в Централ-ных Аппалачах.

Меандрирующие реки и циклическое уменьшение зернистости вверх по разрезу. Одной из характернейших черт некоторых стратиграфических разрезов является циклическость с повторяющимся уменьшением зернистости вверх по разрезу каждого цикла. Подобная циклическость — «ключ» к обстановке и характеру осадконакопления весьма мощных стратиграфических разрезов. Диксон [48] отмечал такие циклы в песчаниках Олдред в Южном Уэльсе, а Берсье [20] установил их в молассовых отложениях Альпийского передового прогиба. Такие циклы — наиболее характерная черта указанных отложений, и проявляется она в виде пачек, которые начинаются с грубых песчаников, местами залегающих на эрозионной поверхности; вверх по разрезу последние переходят в более тонкие песчанники и алевролиты, а заканчивается цикл аргиллитами. Мощность таких циклов варьирует от 2—3 до 10 м и более. Эта последовательность осадконакопления наблюдалась в осадках своего различного возраста в разных местах. Она характеризует один из наиболее фундаментальных «мотивов» и многократно повторяется в вертикальном разрезе на протяжении сотен метров, охватывая все более молодые отложения.

Одно из наиболее ранних квалифицированных описаний таких циклов произведено Алленом [1.4] для песчаников нижнего Олдред в Англии. Подобные циклы широко распространены в палеозое Централ-ных Аппалачей. Аллен и Френд [8] описали их в девонской формации Катскилл; они встречаются также в миссисипских фармациях Поконо и Мауч-Чапик и в пенсильванской формации Поттсвилл. В этом же регионе они установлены в серии Ньюарк (триас). Обзор разрезов, для которых характерна такая циклическость, произведен Алленом [7].

Сундбор [176] отмечал общее уменьшение зернистости вверх по разрезу аллювиальных отложений р. Кларельвен в Швеции, но значение этого наблюдения для стратиграфического анализа было им не понято. Доказать, что циклы с закономерным уменьшением зернистости вверх по разрезу в действительности являются продуктом меандрирующих рек, не удалось вплоть до 50-х гг., когда исследовательская группа компаний «Шелл Дивелопмент» провела изучение аллювия р. Бразос в Техасе. В результате этого исследования были опубликованы лишь в виде кратких резюме [18, 19].

Наиболее характерной чертой этих циклов является их деление на нижнюю, в основном грубозернистую, и верхнюю, в основном илтистую, пачки (рис. 15-9). Мощность обеих пачек изменяется в очень широких пределах; в некоторых циклах нижняя пачка значительно более мощная, чем верхняя, глинистая пачка; в других случаях наблюдается обратное соотношение. Весьма изменчива и общая мощность циклов. В



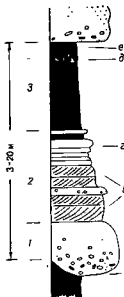


Рис. 15-9 Несколько идеализированный с уменьшением зернистости вверх по разрезу. 1 — нил русла; 2 — отложения песчаных кос; 3 — сплошные пойменные отложения. а — эрозийное основание; б — конгломератные песчаники с внутренними слоистостями; в — косослоистые песчаники; г — алевролиты со акклавами рьяби; д — желваки коалес; е — зоны с морскими растениями

песчаниках Олдред в районе Энглеси она составляет в среднем 5,5 м; для формации Мауч-Чанк (миссисипийская система) вблизи Потсвилла, штат Пенсильвания, средняя мощность цикла составляет 15 м.

Нижний слой каждого цикла представлен очень грубозернистыми песчаниками, а в некоторых случаях — конгломератами. Неизменно присутствуют внутрiformационные обломки глинистых сланцев. Может присутствовать также экзотический гравий, в основном кварцевый. Базальный контакт резкий, до некоторой степени эрозивный. Конгломератная пачка перекрывается довольно мощной пачкой песчаных иластов. Последние могут быть массивными; многим из них свойственна крупномасштабная косая слоистость, которая может проявляться в одном или нескольких, залегающих друг на друге пластах. В некоторых случаях могут присутствовать и плоскослоистые

песчаники. Вверх по разрезу песчаники становятся тонкослоистыми и все более мелкозернистыми; выше они переходят в тонкозернистые песчаники и алевролиты, которые обычно характеризуются косой слоистостью со знаками рьяби. Эти слои могут чередоваться с аргиллитами, которые составляют верхнюю часть элементарного цикла. Фактически же большая часть верхней пелитовой пачки сложена скорее алевролитами, чем глинистыми сланцами. Алевролиты чаще всего имеют красную окраску, тогда как для базальных песчанников это нехарактерно. Алевролитам свойственно отсутствие сланцеватости; напротив, они характеризуются полураквинным изломом; слоистость либо слабо выражена, либо отсутствует совсем. Как исключение, изредка встречаются сланцеватые глины. В пелитовой пачке цикла могут встречаться небольшие желваковые конкреции известкового или доломитового состава. Они могут быть либо рассеяны в породе, либо сконцентрированы в довольно мощные слои. Как правило, содержание конкреций возрастает вверх по разрезу цикла; они становятся столь обильными, что переплетаются и образуют маломощный нечистый пласт известняка [5].

Как отмечалось, такие циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу считаются продуктом аллювиального происхождения, точнее, продуктом деятельности меандрирующих рек — по аналогии с отложениями современных рек. Грубозернистые пачки очень близко напоминают русловые отложения и материал песчаных кос; тонкозернистые пачки считаются пойменными осадками. Известковистые компоненты интерпретируются как калинеобразные скопления. Циклы, характеризующиеся красной окраской верхней пелитовой пачки и обилием известковистых веществ, формировались, по-видимому, в аридных или полупустынных условиях. Как видно из рис. 15-10, описываемая цикличность образуется из-за миграции русла реки по пойменной равнине. Песчаные

отмели формируются вследствие бокового наращивания, следовательно, весь разрез в основании русла и на пойме накапливается одновременно. Мощность цикла определяется глубиной русла в период паводка и, таким образом, зависит от размеров реки.

Поскольку разрезы, в которых преобладающей фазией являются отложения песчаных кос, содержат много таких циклов, мы можем сделать вывод о том, что формирование и отштуровка русла в данном месте повторялись многократно. Поэтому такие циклы — автоциклические и являются следствием внутренних факторов режима реки, а не внешних факторов, таких, как изменения базиса эрозии, или тектонических

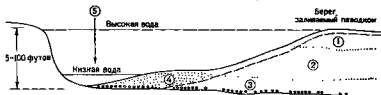


Рис. 15-10. Латеральная миграция русла реки и образование песчаных кос формируют флювиальный цикл с уменьшением зернистости вверх по разрезу. По [185].  
1 — валериты со зыбками рыба; 2 — тонкозернистые пески; 3 — коarser зернистые пески; 4 — отложения песчаных кос; 5 — русловой галечник

причин. Тем не менее наложение подобных циклов один на другой было бы невозможно, если бы не продолжительное прогибание данного района.

Как отмечалось выше, Аллен [7] свел в таблицу все известные стратиграфические разрезы, в которых преобладают циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу. Среди работ, в которых детально рассматриваются эти циклы, следует отметить статьи Аллена [1.4] о песчанниках Олдред в Англии, Аллена и Френда [8] — о девонской формации Катскилл в Центральных Аппалачах, Берсе [20] — об отложениях альпийской молассы; Меккеля [122] — о циклах пенсильванской формации Поттсвилл в Аппалачах и ряд других.

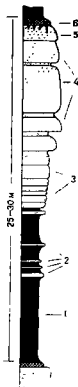
### Прибрежная зона и циклические разрезы

Прибрежная зона представляет собой район, включающий в себя смежные участки суши и моря. Здесь наблюдается больший набор различных обстановок осадконакопления, чем в пределах суши или моря в отдельности. Поскольку положение береговой линии никогда не остается постоянным, в этой зоне перемежаются друг с другом резко контрастирующие фации, причем часто это чередование носит закономерный, т. е. циклический характер.

Характер отложений прибрежной зоны зависит от типа и количества осадков, приносимых с суши. Максимальная седиментация в устьях крупных рек, а наибольшие объемы осадков накапливаются в дельтах. Однако вследствие рассеивания осадков волнами и течением они распределяются вдоль берега, так что крупные скопления отлагаются на внешней, приморской стороне междельтовой прибрежной равнины. К таким отложениям относятся, например, барьерный островно-лагунный комплекс. В условиях малого поступления кластического материала с суши или при полном отсутствии его в результате очень низменного рельефа или крайне аридного климата прибрежные осадки представлены карбонатами или даже эвапоритами.

рсм в свя-  
дние, при  
таких, как  
для этих  
го цикла

Рис. 15-11. Увеличение зернистости вверх по разрезу в циклах дельты, наступающей в сторону моря; пачка Монтебелло формации Мехаканго (девон), штат Пенсильвания (по данным геологической съемки, проведенной студентами Университета Джона Гопкинса).  
1 — темные глинистые сланцы; 2 — алевролитовые турбидиты с градиционной зернистостью; 3 — тонкоослонистые алевролиты; 4 — грубозернистый песчаник; 5 — песчаный с ходами нервов; 6 — железняк



Характер песчанников отражает до некоторой степени обмеление бассейна и усиление турбулентности. Вверх по разрезу возрастает не только размер зерен, но и зрелость песка. В самой верхней части пески представлены наибольшей чистотой и характеризуются наибольшей окатанностью. Наименее устойчивые обломки пород удалены, и пески обогащены кварцем. В результате картирования косой слоистости установлены системы радиального рассеивания, что хорошо согласуется с концепцией дельтового происхождения этих отложений.

Цикличность с увеличением зернистости вверх по разрезу цикла интерпретируется как результат наращивания дельты в сторону мелководного моря (рис. 15-12). Первоначальная глубина моря более или менее соответствовала мощности цикла — примерно от 30 до 100 м. Базальные глины являются продельтовыми, осаждающимися из взвеси в спокойных водах ниже базиса волнового слоя. Периодическая продельтовая обстановка нарушалась мутьевыми потоками, низвергавшимися с краевой зоны дельты и приносившими тонкозернистый песок и перемешанные обломки раковин. Придельтовые глины смешиваются алевролитовыми, а затем и песчаным материалом фронта дельты. Последовательное обмеление приводит к изменению текстур и мощности прослоев. Активная бентосная фауна, питавшаяся донными осадками, нарушает наиболее тонкую слоистость. Такая слоистость сохраняется только в турбидитах — продуктах почти мгновенной седиментации. В конце концов обмеление и интенсивные течения приводят к образованию косой слоистости и появлению более прочной донной фауны. Разрез цикла заканчивается внезапным перерывом, который, по-видимому, объясняется тем, что русло, обеспечивавшее разрастание дельтовой части, где-то выше по течению было отклонено и течение прекратилось. Этап осадконакопления сменился этапом отсутствия такового. Дальнейшее постепенное прогибание могло возобновиться лишь тогда, когда река вновь вернулась в данный район. Ко времени отсутствия осадконакопления относятся следы червей и моллюсков и ожелезнение. Перемещение дельты и продолжительное прогибание приводят к наложению друг на друга серии циклов и к накоплению толщ осадков мощностью свыше 300 м. Такой процесс повторяемого становления и отшнуровывания дельт характерен и для многих современных дельт (рис. 15-13). Как отмечалось Кайзером [88], наиболее близким современным аналогом палеодельты Монтебелло является дельта р. Роны [134].

Идеальный цикл нередко различным образом видоизменен. Его мощность может быть значительно уменьшена за счет сокращения мощности или полного исчезновения продельтовой, глинистой, части цикла. Возможно и увеличение мощности цикла за счет появления в его верхней части исключительно субаэральной аллювиальной пачки. Эти вари-

ации зависят от частоты и продолжительности миграции дельт онального погружения. Эти и другие особенности дельтовой цикличес- ти рассматриваются в работах де Раафа, Ридинга и Уолкера [143] и Кайзера [87]. Другие примеры дельтовых циклов с увеличением зерни- стости вверх по разрезу описаны Охада [132], Охада и Фудзияма [133] и Ридингом [144].

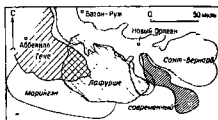
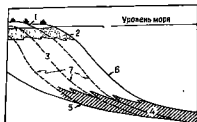


Рис. 15-12. Миграция обстановок осадконакопления в сторону моря в крупной кон- структивной дельте. По [Scruton, 1960; Recent sediments of north. Western Gulf of Mexico, Fig. 9].

1 — сублиттальный марш и аллювий; 2 — пески шельфовой платформы; 3 — пески и алевроиты скло- на дельты; 4 — продельтовые глины; 5 — первоначальная поверхность осадконакопления; 6 — по- верхность осадконакопления; 7 — стратиграфические поверхности

Рис. 15-13. Дельтовые поля (языки) дельтовой системы р. Миссиссипи. По Фишеру и Мак-Говену [1969, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, Fig. 6]

### Междельтовые прибрежные обстановки

Уже давно признано, что в результате морских трансгрессий или регрессий в определенной последовательности формируются характер- ные разрезы. В общем регрессивные серии фиксируются в геологиче- ской летописи чаще, чем трансгрессивные; трансгрессии, хотя это и столь же распространенное явление, как и регрессии, оставляют в геологической летописи менее явные следы либо вообще не оставляют их. Рассмотрим сначала обстановку осадконакопления и кластические осадки, связанные с регрессиями.

Регрессии представляют собой наступление суши на море в условиях прекращения или резкого замедления прогибания при интенсивном осадконакоплении. Возможны две модели. Одна из них затрагивает рассмотренные выше дельтовые условия, в которых осадконакопление происходит очень быстро. Морская обстановка нарушается в результате поступления огромного количества осадков, которые формируют быстро наступающую дельту. Другая модель характеризует междельтовый ком- плекс берег — бар. Хотя осадконакопление в этих условиях происходит не столь бурно, в конечном итоге, как и в дельтовой обстановке, осадки отлагаются в упорядоченной последовательности, начиная с мелковод- ных морских алевролитов и глин, за которыми следуют прибрежные фа- ции — пески берегового бара; последние, в свою очередь, сменяются осадками приливных лагун и маршей, а заканчивается разрез континен- тальными аллювиальными отложениями. Рассмотрим кратко харак- терные разрезы и субобстановки, совокупность которых составляет меж- дельтовую регрессивную модель.

Регрессивные разрезы и обстановки их осадконакопления изучались весьма обстоятельно как в современных, так и в древних осадках. Изу- чение современных аллювиальных и дельтовых равнин, а также ком-

плекса барьерных островов проводилось в числе других исследований группой компании «Шелл» в Техасе [19], группой компании «Датч» в Нидерландах [171, 172] и Западно-Германским институтом в Вильгельмсхафене [148]. Хорошая свodka по отложениям береговых валов составлена недавно Диккинсоном, Беррихиллом и Холмсом [47].

Междельтовый комплекс развит вдоль линейных отрезков береговой линии, заключенных между дельтами, и включает в себя илстые отмели, пляжевые береговые валы на пляжевых отмелях, барьерные острова, отложения лагун и приливных каналов или протоков. Он встречается также вдоль обращенной к морю кромки прибрежной равнины, дренированной многочисленными мелкими реками, но лишенной скопления значительных по размерам дельт.

Большая часть этих осадков приносится с суши, однако в небольших количествах поступает и материал, образовавшийся в морской обстановке. Осадки, принесенные в море крупными и мелкими реками, рассеиваются по площади морскими течениями. Пески, мигрирующие в прибрежную зону, накапливаются в виде береговых валов и барьерных пляжевых островов. Илстые частицы переносятся во взвешенном состоянии и отчасти выносятся в море, а отчасти скапливаются в лагунно-маршевых участках между барьерными островами и собственно суши.

**Береговые бары.** Барьерные острова отделяют мелководную морскую обстановку от лагун и маршей. Обращенная к морю сторона бара является зоной аккреции (наращивания) песка, поэтому рост бара происходит в сторону моря. Глубокие пески отлагаются на пляжевой отмели и в верхней части обращенного к берегу склона бара, в нижней части этого склона накапливаются тонкозернистые пески. Алеариты и глины аккумулируются в более морской зоне, на дне примыкающей к бару части шельфа. По мере роста бара в сторону моря он захватывает зону примыкающей части шельфа и таким образом, подобно наступающей дельте, генерирует цикл с увеличением зернистости вверх по разрезу (рис. 15-14). Выступающая над водой часть бара может быть переработана ветром, в результате чего образуются дюны.

Барьерные острова разделяются приливными протоками, по которым во время прилива в лагуну заносится песок. Поскольку приливное течение замедляется при входе в лагуну, перенесенный им песок образует приливную дельту, обращенную к берегу.

Если регион в целом испытывает медленное опускание, бар наращивается не только в сторону моря, но и сверху. Более древняя, обращенная к берегу часть бара, напротив, опускается и, в свою очередь, покрывается лагунно-маршевым комплексом. Эти процессы приводят к образованию типично регрессивной серии (рис. 15-15). Таким образом, пляжевые пески образуют расширяющийся покров, который трансгрессивно перекрывает стратиграфические поверхности. Его наращивание происходит за счет разновозрастного бара. Одним из наиболее час-

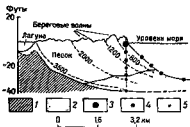


Рис. 15-14. Профиль о. Галвестон, Техас, наступающего в сторону моря По Бернару и др. [1962, Geology of Gulf Coast and central Texas, Houston Geol. Soc. Fig. 12, A].

1 — осадки лагуны и барьерного острова [171]; 2 — прибрежно-морские фации осадков; 3 — тонкозернистый песок; 4 — очень тонкозернистый песок; 5 — грубый алеарит

то приводимых примеров такой схемы осадконакопления являются верхнемеловые отложения Скалистых гор на западе США [169, 196, 78] (рис. 15-16). Здесь сохранились как регрессивные, так и трансгрессивные серии. Последние характеризуются обратной последовательностью и имеют, как правило, меньшую (по сравнению с регрессивными сериями) мощность, а в некоторых местах они вообще отсутствуют.

Текстуры пляжевых отложений были объектом тщательного изучения. Из работ, опубликованных в последнее время, следует упомянуть статьи Клифтона, Хантера и Филлипса [40], Хойта и Вайнера [81], Мак-Ки [116]; среди более ранних исследований заслуживает внимания работа Томпсона [179]. Наиболее характерной чертой пляжевых отложений является, по-видимому, пляжевая слоистость, которая обычно бывает ровной, однако мощность слоев изменчива. Часто отмечается

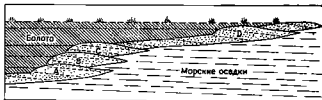


Рис. 15-15. Рост регрессивного песчаного покрова за счет миграции берегового бара в сторону моря в процессе медленного опускания По [76]

полосчатая текстура, обусловленная россыпеобразными концентрациями тяжелых минералов. Слои наклонены в сторону моря под углом, редко превышающим  $10^\circ$ . На современных пляжах часто встречаются обломки раковин. Хотя структурные признаки (см. гл. 3) часто использовались при попытках идентификации пляжевых песков, наилучшим критерием для этого является их положение в регрессивной серии между морскими глинами и песками и глинами солоноватых лагун, а также их внутренние текстуры.

Хорошим примером квалифицированно описанного «ископаемого» пляжа может служить верхнемеловая формация Кау-Крик [173].

Лагуна и приливный марш. Позади берегового бара располагается лагуна или марш, в которых накапливаются тонкозернистые осадки. Эта обстановка подвержена влияниям приливов и характеризуется отложениями краевых участков приливной полосы и приливных проток. В зависимости от климата, положения приливных проток и других факторов лагунные отложения могут быть различны по типу и мощности. Обычно они представлены алевритами и илами с некоторой примесью песков и/или приливных проток, а в маршевых участках — органическим илом или торфом (в древних отложениях — углем). Если воды лагуны солоноватые, то фауна отличается от содержащейся в подстилающих баровых песчаниках морских глин. Характерными чертами являются обилие растительных остатков и биотурбация. В аридных регионах вода в лагунах более соленая и осадки существенно отличаются по составу и текстурным особенностям [116, 156]. Здесь могут присутствовать эвалориты, илы с желваками гилса и оолитовые известняки.

Приливные каналы характеризуются остаточными концентрациями ракушняка и внутриформационными обломками глинистых пород.

ляются вер-  
9, 196, 76]  
ранегресси-  
ательностью  
ными сре-  
ют  
ного изде  
учомкити  
пьера [81].  
т инициала  
свух 1960  
ая обл. по  
отмечается

трация и  
ом, реде  
объемы  
завались  
ритерич  
морских  
на внут-

паемого  
3].  
лагается  
осадка  
ства от-  
проток  
их фак-  
инности  
размеще-  
границе-  
отм за-  
стилако-  
и явля-  
егонных  
по со-  
творять

аниями  
1.

Некоторые лагуны становятся зоной разгрузки крупных рек и их дельт. Местами такие дельты могут разрастаться до барьерных островов, перерезая лагуну пополам.

Наступающие илстые прибрежные отложения. Если по какой-либо причине песок поступает в очень малых количествах, то барьерные острова не образуются и между сушей и морем располагается илстая и заболоченная низина. Если в иле содержится достаточное количество

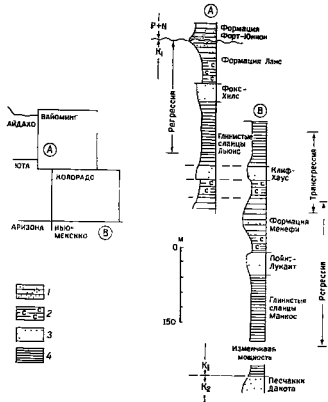


Рис 15-16 Схематические геологические разрезы верхнего мела. По [161]  
1-2 — угленосные фации: 1 — песчаный больше, чем глинистый (аллювий); 2 — глинистый больше, чем песчаный (лагуны); 3 — покрывные песчаные фации (береговой бар); 4 — фации слоистых глинистых сланцев (открытое море)

песка, то за счет переработки и перемиывания этих осадков на обращенном к морю краю низины образуется невысокий пляжевый вал. За ним в направлении моря может образоваться новая илстая низина. В этом случае формирование пляжа прекращается. Повторяющийся процесс поступления илстого материала, его переработки и образования пляжевого бара обуславливает формирование грядово-ложбинной прибрежной равнины, которая представляет собой чередование параллельных отмерших береговых баров с обширными низменными заболоченными зонами. Таким образом, возраст невысоких песчаных пляжевых баров

в направлении моря последовательно омолаживается, Описание во-ложбинных прибрежных равнин, их происхождения и эволюция держится в работах Бирна, де Роя и Райли [34], а также Гоулда и Мак-Фэрлана [70].

Если песка недостаточно для того, чтобы образовались береговые бары, накопленные осадки почти полностью представлены илами и алевроитами частью морского, частью континентального происхождения. Последние могут циклически чередоваться, как это наблюдалось Уокером и Харсом [187] в верхнем девоне Центральной Пенсильвании, где указанные авторы описали около 25 таких циклов, названных ими «мотивами». Мощность их колеблется от 4 до 45 м.

Приливная равнина и приливные осадочные циклы. Некоторые прибрежные районы, в особенности эстуарии, в значительной степени подвержены влиянию приливных течений и представляют собой зоны, где перемещаются и накапливаются в основном пески. Такая деятельность приливов в особенности хорошо выражена в тех эстуариях, где они обладают большой силой и высокой скоростью. В таких условиях образуются песчаные тела приливно-морского происхождения. Некоторые из них имеют линзообразную форму, другие характеризуются значительной протяженностью. Размер зерен, как правило, убывает вверх по разрезу; базальный же слой представлен обычно галечником. Характерна хорошо выраженная косая слоистость, образующая неправильные перистые текстуры типа «рыбьего скелета». Роза течений, построенная по данным азимутов косой слоистости, имеет характерный рисунок типа бантика [147, 178].

Клейн [93] считает, что многие ортокварциты были отложены в приливной обстановке и именно приливыми течениями. Он приводит много примеров предполагаемого приливно-морского осадконакопления древних кварцитов [95] и постулирует приливный цикл с преобладающим уменьшением зернистости вверх по разрезу, напоминающий аллювиальный цикл с аналогичной тенденцией. На основании изучения скоплений с такой циклическостью он производил оценку масштаба и силы палеоприливов [94].

### Карбонатный шельфовый комплекс

При отсутствии обломочного материала в прибрежной зоне и в прилегающей мелководной части моря могут накапливаться карбонатные осадки. Зона карбонатного осадконакопления может быть очень широкой (до 100 км и более) и очень мелководной. Примерами современного шельфа служат шельф Флориды и юкатанский шельф в Мексике. Крупная зона карбонатного шельфа существовала в Аппалачском регионе на протяжении всего раннего палеозоя.

Карбонатный шельф или платформа представляет собой комплекс микрообстановок, включая рифы краевой части шельфа зарифовые лагуны и изолированные рифы, карбонатные банки в пределах собственно шельфа, карбонатные приливные зоны, околошельфовые карбонатные турбидиты и (при благоприятных условиях) карбонатные эоцианиты\*. В наши намерения не входит давать здесь обзор всех аспектов обширнейшей литературы о карбонатном шельфовом комплексе. Геометрия рифов рассмотрена нами в гл. 5, а в гл. 10 дан краткий обзор современных карбонатных осадков, их петрографии и фаций карбонатного осад-

\* Дюнные пески, отложенные ветром и сцементированные карбонатным цементом. — Прич. перев.



конакопления. Поэтому в данной главе мы остановимся только на стратиграфических разрезах, сформировавшихся в процессе роста карбонатного шельфа. Вначале мы рассмотрим карбонатную приливно-отливную равнину и образовавшиеся в ее пределах разрезы, а затем перейдем к разрезам, накопленным в приливно-отливной обстановке в условиях повышенной аридности, к так называемому себховому циклу.

**Цикличность разреза приливной равнины.** Тщательное изучение некоторых известняков показывает, что им свойствен характерный, обычно легко распознаваемый тип цикличности осадконакопления [154, 136]. Хорошо выраженные циклы установлены, например, для кембрийских известняков Конкочич в западной части штата Мэриленд и прилегающей части штата Пенсильвания (рис. 15-17). В этих отложениях основание цикла представлено местами тонкослоистым, местами грубослоистым плоскогалечным интратифационным конгломератом. Грубо-обломочный материал конгломерата образует скелет породы, а промежуточные пространства заполнены пелодами и осколками окаменелостей. Все это сцементировано шпатовидным кальцитовым цементом. Выше залегает слой калькаренита, сложенного пелодами, ооидами и скелетными обломками. Различные куполо- и пальцеобразные строматолиты также присутствуют в этой пачке. Этот пласт, в свою очередь, перекрывается тонкослоистыми, листоватыми известняками (от микритовых до пелопалевых), образующими волнистые слои или линзы, в которых участки мелкокаштанной косой слоистости перемежаются с тонкими пропластками нечистого доломита. Выше залегает пласт, представляющий очень тонкочередующимися пропластками кальвита и доломита с характерными трещинами усыхания. По-видимому, эти пропластки имеют водорослевое происхождение. Вверх по разрезу эти переслаивающиеся осадки переходят в пласт доломита, местами содержащий желваки гипса. В этом криптоводорослевом доломите встречаются линзы кварцевого песка, местами образующие довольно протяженные, хотя и маломощные прослои, которые и завершают разрез цикла.

Такая последовательность пластов интерпретируется Хенпом [76] как регрессивный цикл приливной равнины, начинающийся с нижне-приливного (морского) интратифационного конгломерата, за которым следуют нижне- или среднеприливные строматолитовые слои, и заканчивающийся верхнеприливными отложениями типа себхи, в которых могут встречаться перенесенные ветром пески. Предположительно такой разрез автоцикличен. Чередование таких многократно повторяющихся циклов может слагать карбонатные толши мощностью порядка 1000 м, хотя мощность отдельных циклов может не превышать нескольких метров. Подобное происхождение имеет большая часть сохранившегося кембрийского разреза мощностью около 3000 м [50, 121, 136, 158].

Характер осадконакопления, свойственный формации Конкочич в Центральных Аппалачах, довольно широко распространен, в особенности в породах нижнего палеозоя и верхнего докембрия. Например, сходной литологией характеризуются докембрийские доломиты Рэндвилл на Северном полуострове оз. Мичиган [71].

**Себховый цикл.** Возможно, доломитовая фация является в большей степени вторичной, диагенетической, чем, первичной, или седиментологической. Тем не менее, как отмечалось при характеристике распространения доломитов, это обычно географически определенная и легко картируемая фация, для которой характерно смещение в сторону береговой линии по сравнению с ассоциирующими известняками. В тех же случаях, когда доломиты тесно связаны с эвапоритовыми минералами или осад-

ками, они, конечно же, являются ярко выраженной кой фацией.

Одним из примеров эвапорито-доломитовой фации является верхняя пермская Беллерфонская формация Альпийского региона в Севере Италии [28]. Здесь доломиты и гипсы переслаиваются в виде циклов, каждый из которых состоит из нижнего доломитового и верхнего гипсового слоев. Эти циклы, мощность которых в среднем составляет около 3 м, интерпретируются как продукт наступающего в сторону моря комплекса «мелководная лагуна — себха». Самый нижний прослой доломита ниже приливный; слоистый, желваковый и «тонкопроволочный» (chicken-wire) гипс верхнего слоя образовался выше уровня воды, в условиях

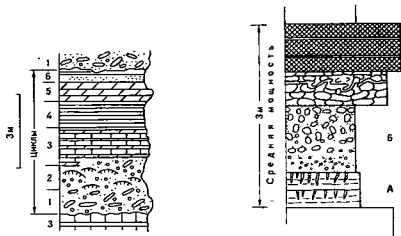


Рис. 15-17. Генерализованная схема цикличности известняков Конокочия (камбрий Мэриленд). По [154].

Типы пород в циклах: 1 — внутриформационные известняковые конгломераты с калькареем матриком; 2 — строматолитовые известняки с калькареем и оолитами; 3 — чередование тонких слоев известняков и доломитов с мощностью прослоев 1—2,5 см («еластичные порозы»); 4 — переслаивающиеся известняки и доломиты; 5 — тонкослоистые доломиты с желваками гипса; 6 — кварцевый песок.

Рис. 15-18. «Модальный» (наиболее часто встречающийся) цикл беллерфонской (пермской) эвапоритовой разреза в Северной Италии. По [28].

А — доломит тонкослоистый, серый, асбестовый, с ходами червей и пустотами, местами с тонкими темными глинистыми сланцами; Б — массивный, черный, песчаный доломит с обильным гипсом желваков; В — слоисто-желваковый гипс; редкие прослои и линзы доломитов; Г — массивный гипс от «тонкопроволочного» до «яркопрозрачного-слоистого».

полностью обнаженной себхи. Идеальный цикл изображен на рис. 15-1. Хотя неясно, являются ли доломиты первичными осадками или результатом конседиментационного замещения, но в любом случае они составляют четкую выразительную карбонатную фацию. Эта фация, по-видимому, типична для геологической летописи; она наблюдается в верхней триасовой формации Райбл в Южных Альпах, в верхнетриасовой формации Бурано в Центральных Аппенинах и, возможно, присутствию в каменноугольных отложениях Шпринбергена [28].

**Рифовый цикл.** В меньшей степени документирован рифовый цикл Лауэнштам [110, 111] пересмотрел в некоторых вопросах свою концепцию происхождения и развития Ниагарских рифов (сибур) в районе Великих Озер. Хотя он и не дает формулировки понятия «рифовых циклов», но указывает предполагаемую последовательность осадков и

уны, которые должны отлагаться по мере роста рифа до стадии его зрелости. Рост рифа по этой концепции начинается ниже волновой зоны; зарождающийся риф расположен на субстрате, сложенном известковыми красными и зелеными глинистыми сланцами. По мере своего роста риф достигает зоны действия волн, и его ядро начинает поставлять известково-обломочный материал, который накапливается в виде настоящего расширяющегося шлейфа. Ядро также стремится расширяться и перекрыть эти окаймляющие осадки. Если риф обнажается над водой, некоторая часть обломочного материала попадает обратно на поверхность рифа, образуя пляжи и даже дюны.

На основании этой концепции и до некоторой степени в зависимости от положения относительно ядра рифа можно ожидать следующую вертикальную последовательность снизу вверх: подстилающие известковые глинистые сланцы, окаймляющие слои обломочного материала с первично крутыми углами падения, собственно рифовая порода, золианиты и пляжевый известковый песчаник. Такие разрезы (или очень близкие к ним) в действительности наблюдались в скважинах, вскрывавших морские рифовые структуры в силурийских отложениях Южного Иллинойса [11].

Разрастание карбонатного шельфа в целом может привести к интрузии обрамленного рифами края шельфа в сторону моря, так что более древние рифы перекрываются лагунными фациями с их одиночными рифами и, возможно, даже эвапоритами. По-видимому, такая ситуация характерна для гваделупских рифов (пермь) Техаса и Нью-Мексико [92, 130].

### Морские обстановки

При рассмотрении прибрежных обстановок и осадков мы уже затронули ряд смежных обстановок и осадков, характеризующих мелководные морские условия; например: глины продельтовой зоны; глины, окаймляющие со стороны моря барьерные острова; слои, окаймляющие известняковые рифы и шельфы. Нам остается рассмотреть морскую обстановку в целом как комплекс мелководных и глубоководных осадков и их последовательности.

Мелководные морские осадки. Многие из современных так называемых морских покровных песков в действительности являются переработанными аллювиальными песками, затопленными в результате последующего повышения уровня моря. Многие из древних покровных песков — это всего лишь результат латеральной аккреции, т. е. материала наступающих на море пляжевых и барьерных островов. Поэтому формация песчаников пересекает стратиграфические поверхности (см. рис. 15-15). Вероятно, глины — преобладающий продукт осадконакопления в прибрежно-морских удаленных от берега мелководных условиях.

Глубоководные морские отложения бассейна содержат, однако, существенные компоненты песка и даже гравия. Последние относятся к турбидитовой фации.

Турбидитовые (градиционно-слоистые) фации. Некоторые мощные осадочные толщи характеризуются ритмическим чередованием относительно мало мощных песчаников с глинистыми прослоями такой же мощности. Такие толщи могут варьировать по составу от почти полностью песчаных с тонкими прослойками глинистых сланцев до преимущественно глинистых, содержащих рассеянные тонкие прослои песчаников. Каждый песчаный прослой имеет редкую нижнюю границу нередко

с различными подошвенными знаками (в особенности совковидными и желобообразными рифлеными выемками) и менее четкую верхнюю границу. Эти песчанники характеризуются замечательной выдержанностью по простираанию и мощности. Обычно они характеризуются постепенным уменьшением зернистости вверх по разрезу и обладают характерной внутренней последовательностью текстур — циклом Боума [29].

Полный цикл Боума (см. рис. 4-20) состоит из пяти подразделений. Нижнее (А) может быть с градационной слоистостью или массивным. Оно перекрывается тонкослоистым подразделением (Б), на котором залегает подразделение (В) с характерной мелкомасштабной косой слоистостью знаков ряби, в отдельных случаях переходящей в конволюционную слоистость. Два верхних подразделения (Г и Д) в обнажениях редко удается разделить друг от друга. Они представлены главным образом аргиллитами или глинистыми сланцами. Не все песчаные слои характеризуются полнотой цикла. Наиболее типично выпадение из разреза нижних подразделений песчаного цикла. Тот или иной слой может начинаться с тонкослоистого подразделения (Б) или с имеющего следы ряби интервала В. Несмотря на эти выпадения из разреза, ниверсия последовательности нескольких подразделений встречается очень редко.

Такие фации песчанников с градационной слоистостью характерны для так называемых флишевых отложений. Их происхождение долгое время оставалось неясным. Однако в 1950 г. Кюнел и Миглиорини [102] опубликовали свою работу, ныне ставшую классической, где они показали, что эти фации — продукт мутьевых потоков. Аргументы в пользу этой гипотезы, приведенные в деталях этими, а впоследствии и рядом других авторов, вкратце суммированы нами в гл. 4, в разделе, посвященном градационной слоистости. История этого вопроса детально изложена Уолкером [186]. Считается, что отложение песчаных пластов обусловлено деятельностью подножных мутьевых потоков, т. е. жидких илов, содержащих песок во взвешенном состоянии и обладающих свойствами тяжелой жидкости, которая способна течь под слоем чистой воды. Этот материал, первоначально отложенный на мелководье, перемещается под действием оползания, что порождает мутьевой поток, стекающий вниз по склону на относительно большое расстояние в сравнительно глубоководную зону. По мере того, как ослабевает сила потока, происходит осадконакопление в последовательности, которая обуславливает закономерное чередование текстур, характеризующих цикл Боума. Короче говоря, песчанники отражают результат кратковременных событий, в процессе которых грубозернистый материал периодически поступал в чуждую ему среду: характерными, фоновыми осадками этой среды являются тончайшие илы. Согласно грубой оценке, основанной на предполагаемой скорости осадконакопления фоновых осадков, события, вызывающие перемещение и накопление песчанников, происходят через значительные интервалы времени, возможно раз в тысячу лет [99, 174].

Биологические характеристики турбидитов, коль скоро придается о них говорить, поддерживают эту концепцию происхождения последних. Классическое исследование Нэтленда и Кюнел [128] показало, что микрофаунистические формы пластового интервала Д в палеоциновых турбидитах бассейна Вентура в Калифорнии свидетельствуют о глубине моря более 1000 м. тогда как фораминиферы в песчанниках тех же отложений характерны для очень мелководной зоны. Следы жизнедеятельности в турбидитах указывают на питание зоопланктона фитопланктоном и свойственны фациям, которые Зейлахер [159] называл нерентовыми и считал характерными для глубоких и спокойных вод.

Приведенное выше краткое описание относится к «нормальным» или классическим турбидитовым фациям. Для некоторых других переложенных осадков циклы Боума нехарактерны. Другими словами, были выделены и описаны различные турбидитовые фации. Хорошей сводкой по этому вопросу является работа Уолкера и Матти [187]. Рассмотрим сначала фации, наиболее близкие к «нормальным». Можно выделить два крайних типа фаций: проксимальный и дистальный. Эти термины используются для указания на близость или удаленность от источника сноса, откуда поступали осадки. Проксимальная фация (рис. 15-19) характеризуется равномерно слоистыми песчаниками с



Рис. 15-19. Проксимальные турбидиты (спилы) близ Нью-Квэй, Уэльс (фотография Мак-Нисера)

Рис. 15-20. Дистальные турбидиты (спилы) близ Абернютунта, Уэльс

мощностью отдельных слоев от 10 см до 1 м и соотношением песчаники — глины, равным 5:1. Для этих песчаных пластов не является необычной амальгамация. Обычно это грубозернистые песчаники, в некоторых случаях содержащие даже гальку. Они, как правило, характеризуются градационной слоистостью (интервал А). Тонкослоистые, со знаками ряби интервалы Б и В встречаются реже. По терминологии Боума, это турбидиты Д. Пески дистальных (удаленных) фаций (рис. 15-20) более мелкозернисты; мощность песчаных прослоев изменяется от 1 до 10 см. Отношение песков к глинам равно 1:1 или еще меньше. Эти фации обычно начинаются с тонкослоистого интервала (Б) или фазы со знаками ряби (В). Проксимальные и дистальные фации связаны постепенным переходом.

Менее обычными переложенными осадками являются массивные пески, конгломератовые пески и конгломераты. Установить их принадлежность к турбидитовой фации несколько труднее. Однако тесная связь с этой фацией и другие аномальные характеристики не оставляют сомнения в общности их происхождения. В некоторых случаях эти грубообломочные осадки характеризуются хорошо развитой внутренней текстурой — четко выраженной стратификацией и во многих случаях крупномасштабной градационной слоистостью. Наслоение одного песчаника с градационной слоистостью на другой без промежуточных глинистых

прослоев получило название амвльгитов к образованию песчаных пластов, на порядок более мощных, чем нормальные турбидитовые пески. Сложный характер таких слоев обычно выясняется в процессе их тщательного изучения. В некоторых случаях песчаники становятся очень грубыми, даже галечными или конгломератовыми, и постепенно переходят в грубые конгломераты, такие, как конгломераты мелового возраста, обнажающиеся в районе Уилер-Гордж в Калифорнии [157, 64].

В других случаях песчаники и конгломераты не обладают слоистостью и сортировкой, а характеризуются очень малой упорядоченностью строения. Песчаники могут иметь трудноопределимую «блюдообразную» текстуру [39] и содержать крупные ксенолитоподобные интрактасты глинистых сланцев. Эти конгломератовые слои представляют собой не что иное, как «галечниковые аргиллиты» Кроуэлла [43], напоминающие слои ледниковых отложений, с которыми их часто путают (см. гл. 6). Эти слои, возможно, являются продуктами обломочных или грязевых потоков; во всяком случае они образовались за счет таких процессов, которые обуславливают хаотическую внутреннюю текстуру.

Некоторые из вышеописанных фаций нередко встречаются в стратиграфической летописи. Считается, что более грубые отложения как упорядоченные, так и хаотические, отлагались в наиболее проксимальной зоне (т. е. в непосредственной близости к источнику сноса) и по аналогии с современными подводными конусами выноса в верхней части конуса, где отчетливые разветвляющиеся русла врезаются в более древний материал конуса выноса. Более нормальная проксимальная фация прослеживается на большем расстоянии вниз по склону; дистальная же фация может отлагаться даже далеко за пределами самого конуса выноса. Если эта концепция правильна, то стратиграфическая летопись морского подводного конуса выноса, разрастающегося по дну бассейна, будет представлена закономерной последовательностью фаций (рис. 15-21).

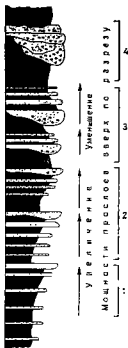
Прослеживание палеотечений по данным об ориентированных подогнутых знаках в районах сложной проксимальной седиментации может привести к выявлению нескольких конусов выноса и установлению путей поступления материала. Направления палеотечений в таком районе будут очень разнообразными; в удаленных районах бассейна поток более однороден и нередко направлен вдоль берега [100].

Турбидитовая фация встречается в породах всех возрастов, в том числе архейского [169], и является типичной для многих мощных геосинклинальных морских разрезов. Поэтому она представляет собой один из главных фациальных типов. Важнейшие из турбидитов — флишевые. Известны также турбидиты, отложенные в других обстановках, например, в районе проделты и даже в некоторых озерах. Однако они характеризуются значительно меньшим распространением и объемом.

Со дня выхода в свет в 1950 г. основополагающей статьи Кюнена и Минглиорини [102] турбидитовая фация стала предметом интенсивного изучения. Можно порекомендовать читателю обширную обзорную статью Уолкера [166] и специальную библиографию Кюнена и Хамберта [101]. Среди ранних исследований турбидитовой фации в США следует упомянуть работы Мак-Брайда [113] об ордовикской формации Мартинсбург в Центральных Аппалачах и Мак-Ивера [115] о верхнедевонских отложениях типа «Портидж» в том же регионе. Среди прочих значительных работ, проведенных в Северной Америке, можно назвать исследования нижнепалеозойского флиша в регионе Святого Лаврентия в

Рис. 15-21 Гипотетическая вертикальная последовательность фаций, обусловленная развивающимся в сторону моря подводным конусом выноса. По [127].

1 — внешний конус выноса; 2 — джоки наивысшего верхнего конуса выноса; 3 — верхний хвост выноса, прорезанный руслами; 4 — внутренняя конус выноса



провинции Квебек [60, 82], миоценовых отложений конуса выноса Тардана в Южной Калифорнии [175], меловых отложений в долине р. Сакраменто [131], палеозойских и мезозойских флишеподобных толщ в северо-западной части Тихоокеанского побережья США и прилегающих районах Канады [45], а также верхнепалеозойских турбидитов в Маратонском бассейне Техаса [114].

Важные статьи об этой фации появились в польской и чешской литературе, особенно следует отметить работы Дзулинского с соавторами в Маршалке [54, 55, 53, 119]. Многие статьи посвящены турбидитам Апеннин [72, 127, 152]. Альпийские турбидиты описаны Кроуэллом [43], а среди более поздних работ нужно упомянуть статью Стэнли [170], посвященную Маритимским Альпам. Отдельные статьи о турбидитовой фации появились и в других странах.

В вышеприведенном обзоре и рассмотренных примерах мы имели дело с нормальными кластическими осадками; пески обычно были представлены граувакками или субграувакками, а глины — типичными глинистыми сланцами. Но, как отмечалось в главе об известняках, известны также карбонатные турбидиты. В последней грубая фракция образовалась в мелководье, на карбонатном шельфе или на рифах и была смещена в глубоководную зону мутьевыми потоками. Такие карбонатные турбидиты в основных чертах, за исключением состава, напоминают турбидиты некарбонатные. Однако изучались лишь немногие отложения подобного типа. Одним из лучших примеров являются аллодапические известняки Рейнской геосинклинали в центральной части Западной Германии. Природа, внутренняя текстура этих отложений и свойственные им изменения в направлении палеопотока были предметом тщательнейшего изучения [124, 56]. Другие примеры карбонатных турбидитов как в древних, так и в современных отложениях приведены в гл. 10, в разделе об аллодапических известняках.

### Обстановка внутриконтинентального бассейна

Бассейны осадконакопления могут развиваться и внутри континента. Если они образуются с подветренной стороны горного хребта, то условия здесь будут аридными. Такие бассейны обычно имеют структуру грабена или полуграбена. Они характеризуются внутренней системой стока, при которой воды не попадают в океан. В таком бассейне существует несколько обстановок. Соседние высокие горы составляют грубые обломки, образующие крупные алавиальные конусы выноса; более тонкий илистый материал транспортируется в плайдую

(заболоченную) низину, которая является зоной пересыхающих или в некоторых случаях более постоянных соляных озер. Воды в озера приносятся речками с окраинных частей бассейна. Растворим твердые соли поступают из окружающего региона и, возможно, отчасти из морской соли, перенесенной ветрами [31]. Если имеется достаточное количество песка, образуется еще одна субобстановка — дюнные поля.

Растворенные соли попадают в пайевый ил и могут в нем осажаться или формировать соляную корку. Эти соли обычно характеризуются зональным фракционированием: карбонаты кальция и магния осаждаются по периферии; в направлении внутрь бассейна за ними следуют сульфаты; хлориды, если они присутствуют, занимают центральное положение в бассейне. Такая зональность со встречающимися выклиниванием пайевых осадков и гравелитов конусов выноса в краевой части пайи и переслаиванием пайевых глин с эвапоритами в ее центральной части отчетливо прослеживается на профильном разрезе вкосте простиранья бассейна. Весь разрез может быть перекрыт дюнными песками.

Осадки современных аридных внутренних бассейнов были описаны в различных регионах. В последнее время было опубликовано несколько работ на эту тему с акцентом на характерные ассоциации минералов и последовательность их образования [84, 63, 74]. Во всех этих работах речь идет о небольших бассейнах, расположенных на подветренной стороне хр. Сьерра-Невада в Калифорнии. Хорошим примером отложений древнего внутреннего бассейна является эоценовая формация Грин-Ривер в штате Вайоминг [62].

Дюнная обстановка изучалась также во многих районах. К числу исследований, в которых основное внимание уделено текстуре современных дюнных полей, принадлежит работа Мак-Ки [117]. К работам, посвященным древним золотым песчаникам, относятся исследования песчаников нижнего Бунтера (триас) в Англии [163], пермских песчаников Коконице в штате Нью-Мексико [146], юрских песчаников Навахо в штате Юта [91], а также песчаников Ботукату в Бразилии [22].

Если внутренний бассейн существует в условиях гумидного климата, то он имеет внешний дренаж (т. е. вода прямо или косвенно поступает в океан) и представляет собой зону пресноводных озер или болот с развитием аллювия более нормального характера.

### Ледниковая модель

Существуют как континентальные, так и морские ледниковые отложения. Континентальные отложения изучены в большей степени, поскольку северная часть Европы и Северная Америка покрыты ледниковыми осадками позднеледникового периода. Однако эти отложения имеют малую мощность, эродированы и, за редким исключением, плохо сохранились.

С другой стороны, мало что известно о морском ледниковом осадконакоплении, которое с гораздо большей вероятностью следует считать постоянным процессом геологической истории. Характер этих отложений и условия их образования дедуктивно рассмотрены Кэри и Амздом [35]. Однако наши фактические знания в этой области очень скудны и ограничиваются дюнными образцами и незначительным керновым материалом из районов, расположенных по окраинам существующих или бывших ледовых покровов.



Значительно больше, однако, известно о морских ледниковых отложениях геологического прошлого. Они были описаны в Норвегии [145], Австралии и других регионах. Обычно они представляли ледниковым камнепадом, переслаивающимся с обычными морскими отложениями, которые содержат валуны, перенесенные плавающими льдинами.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen, J. R. L., 1962, Petrology, origin, and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 657-697.
2. Allen, J. R. L., 1963, Asymmetrical ripple marks and the origin of water laid coesols of cross-strata. Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 3, pp. 187-236.
3. Allen, J. R. L., 1965a, A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. Sedimentology, v. 5, pp. 89-191.
4. Allen, J. R. L., 1965b, Fining-upwards cycles in alluvial successions. Geol. Jour., v. 4, pp. 229-246.
5. Allen, J. R. L., 1965c, The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 35, pp. 139-185.
6. Allen, J. R. L., 1967, Depth indicators of classic sequences, in Depth indicators in marine sedimentary environments (Hallam, A., ed.): Marine Geol., spec. issue v. 5, nos. 5, 6, pp. 429-446.
7. Allen, J. R. L., 1970, Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarsen-upward composition and interpretation. Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 298-323.
8. Allen, J. R. L., and Friend, P. F., 1968, Deposition of Catskill facies Appalachian region, with notes on some other Old Red Sandstone basins. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 106, pp. 21-74.
9. Andersen, S. A., 1934, Om Aase og Terrasser inden for Sussas Vandmarke af det Videshyrde om Isaismetningen Forlob: Danmarks Geol. Undersogelse 11 Række, nr. 51 (see also Jour. Geol., 1934, v. 42, 531 pp.).
10. Baus Becking, L. G. M., Kaplan, I. R., and Moore, D., 1960, Limits of the natural environments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Jour. Geol., v. 68, pp. 243-284.
11. Bailey, E. B., 1930, New light on sedimentation and tectonics. Geol. Mag., v. 47, pp. 77-92.
12. Bailey, E. B., 1936, Sedimentation in relation to tectonics. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1713-1726.
13. Bandy, O. L., 1953, Ecology and paleoecology of some California Foraminifera I. The frequency distribution of Recent Foraminifera off California. Jour. Paleont., v. 27, pp. 161-182.
14. Barrell, J., 1906, Relative geological importance of continental littoral and marine sedimentation. Jour. Geol., v. 14, pp. 316-356.
15. Bathurst, R. G. C., 1967, Depth indicators in sedimentary carbonates, in Depth indicators in marine sedimentary environments (Hallam, A., ed.): Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 447-472.
16. Bathurst, R. G. C., 1971, Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam, Elsevier, 620 pp.
17. Beerhower, J. R., 1968, Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sediments. Bull. Kansas State Geol. Surv., 169, pt. 1, pp. 31-42.
18. Bernard, H. A., and Major, C. F., Jr., 1963, Recent meander belt deposits of the Brazos River: an alluvial «sand» model (abstr.): Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, 350 pp.
19. Bernard, H. A., Major, C. F., Parrotti, B. S., and Le Blanc, R. J., Sr., 1970, Recent sediments of southern Texas. Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Guidebook 11.
20. Bersier, A., 1959, Séquences détritiques et évaporitiques fluviales. Etudes Geol. Helvétiques, v. 51, pp. 854-893.
21. Bigarella, J. J., 1972, Eolian environments, their characteristics, recognition, and importance, in Recognition of ancient sedimentary environments (Riggs, J. K., and Hamblin, W. K., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 12-62.
22. Bigarella, J. J., and Salami, R., 1961, Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Tocantins Sandstone of Brazil and Uruguay. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1089-1106.
23. Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R., 1972, Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 634 pp.

24. Blissenbach, E., 1952, Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 26-27.
25. Blissenbach, E., 1954, Geology of alluvial fans in semiarid regions: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, pp. 175-190.
26. Bluck, B. J., 1964, Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 395-400.
27. Bluck, B. J., 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale Glamorgan, South Wales: Sedimentology, v. 4, pp. 225-245.
28. Bosellini, A., and Hardie, L. A., 1973, Depositional theme of a marginal marine evaporite: Sedimentology, v. 20, pp. 5-27.
29. Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: Amsterdam, Elsevier, 168 pp.
30. Briggs, I. J., Jr., 1953, Upper Cretaceous sandstones of Diablo Range, California. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., v. 29, pp. 417-452.
31. Broecker, W. S., and Walton, A. F., 1959, Reevaluation of the salt chronology of several Great Basin lakes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 601-618.
32. Bromley, R. G., 1967, Marine phosphorites as depth indicators, in Depth indicators in marine sedimentary environments (Haltam, A., ed.): Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 503-510.
33. Bull, W. B., 1972, Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic records, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.) Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 63-83.
34. Byrne, J. V., Le Roy, D. O., and Riley, C. M., 1959, The Chenier Plain and its stratigraphy, southwestern Louisiana. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., v. 9, pp. 237-260.
35. Carey, S. W., and Ahmad, N., 1960, Glacial marine sedimentation, in Geology of the Arctic 2 (Raasch, G. O., ed.): Toronto, Univ. Toronto Press, pp. 865-894.
36. Carozzi, A. V., 1958, Micro-mechanisms of sedimentation in the epicontinental environment: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 133-150.
37. Chase, Keith, 1954, Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 2. Calcareous sediments and rocks: Jour. Geol., v. 62, pp. 587-599.
38. Chilingar, G. V., 1955, Review of Soviet literature on petroleum source - rocks: Butt. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 764-767.
39. Chipping, D. H., 1972, Sedimentary structures and environment of some thick sandstone beds of turbidite type: Jour. Sed. Petrol., v. 42, pp. 587-595.
40. Clifton, H. E., Hunter, R. E., and Phillips, R. L., 1971, Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 651-670.
41. Correns, C. W., 1960, Zur Geochemie der Diagenese: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 1, pp. 49-54.
42. Crosby, E. J., 1972, Classification of sedimentary environments, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 4-11.
43. Crowell, J. C., 1956, Directional-current structures from the pre-Alpine flysch, Switzerland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 1351-1384.
44. Crowell, J. C., 1957, Origin of pebbly mudstones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 993-1010.
45. Danner, W. R., 1970, Western Cordilleran flysch sedimentation, southwestern British Columbia, Canada, and northwestern Washington and central Oregon, U. S. A. In Flysch sedimentology in North America (Lajoie, J., ed.): Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 7, pp. 37-52.
46. Denny, C. S., 1965, Alluvial fans in the Death Valley region of California and Nevada: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 466, 62 pp.
47. Dickinson, K. A., Berryhill, H. L., Jr., and Holmes, C. W., 1972, Criteria for recognizing ancient barrier coastlines, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 192-214.
48. Dixon, E. E. L., 1921, Geology of the South Wales Coalfield. 13. The country around Pembroke and Tenby: Geol. Surv. Great Britain Mem., 220 pp.
49. Douglas, D. J., 1962, The structure of sedimentary deposits of braided rivers: Sedimentology, v. 1, pp. 167-190.
50. Donaldson, A. C., 1960, Interpretation of depositional environments of Lower Ordovician carbonates in central Appalachians. Proc. West Virginia Acad. Sci., 1959, and 1960, v. 31, and 32, pp. 153-161.
51. Duff, P., Hallan, A., and Walton, E. K., 1967, Cyclic sedimentation: Developments in Sedimentology, v. 10, Amsterdam, Elsevier, 290 pp.

52. Dunbar, C. O., and Rodgers, J., 1957, Principles of stratigraphy: New York, Wiley, 356 pp.
53. Dzulynski, S., 1969, Turbidites in the flysch of the Polish Carpathian Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089-1116.
54. Dzulynski, S., and Smith, A. J., 1964, Flysch facies: Ann. Soc. Geol. Potogne, v. 34, pp. 245-246.
55. Dzulynski, S., and Walton, E. K., 1965, Sedimentary features of flysch and greywackes: Amsterdam, Elsevier, 274 pp.
56. Eder, F. W., 1970, Genese Riff-naher Detritus-Kalke bei Balve im Rheintischen Schiefergebirge (Garbecker Kalk): Verh. Geol. Bundesanst., v. 4, pp. 551-569.
57. Edwards, A. B., and Baker, G., 1951, Some occurrences of superegene iron authipides in relation to their environments of deposition: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 34-46.
58. Emery, K. O., and Rittenberg, S. C., 1952, Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 735-806.
59. Emiliani, C., 1955, Pleistocene temperatures: Jour. Geol., v. 63, pp. 536-578.
60. Enos, P., 1969, Cloridome Formation, Middle Ordovician flysch, northern Gaspé Peninsula, Quebec: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 117, 66 pp.
61. Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenslam, H. A., and Urey, H. C., 1951, Carbonate-water isotope temperature scale: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 417-426.
62. Eugster, H. P., and Hardie, L. A., 1974, Personal communication.
63. Eugster, H. P., and Smith, G. J., 1965, Mineral equilibria in the Seaford Lake evaporites, California: Jour. Petrology, v. 6, pp. 473-522.
64. Fisher, R. V., and Matlinson, J. M., 1968, Wheeler Gorge turbidite-conglomerate series, California: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1013-1023.
65. Friedman, G. M., and Amiel, A. I., Braun, M., and Miller, D. S., 1973, Generation of carbonate particles and laminites in algal mats, etc.: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 57, pp. 641-657.
66. Funnell, B. M., 1967, Foraminifera and Radiolaria as depth indicators in marine environment: Marine Geol., v. 5, pp. 333-347.
67. Gilbert, G. K., 1914, The transportation of debris by running water: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 86, 263 pp.
68. Ginsburg, B. N., Brichs, O. P., and Wentless, H. R., 1970, Exposure index and sedimentary structures of a Bahama tidal flat (abstr.). Geol. Soc. Amer., Abstr. with Prog., 1970 Ann. Mts., v. 2, no. 7, pp. 744-745.
69. Glennie, K. W., 1970, Desert sedimentary environments: Amsterdam, Elsevier, 222 pp.
70. Gould, H. R., and McFarlan, E. Jr., 1959, Geologic history of the Chenier Plain, southwestern Louisiana: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., v. 9, pp. 261-270.
71. Greenman, Norman, 1951, The Randville Dolomite, nature and origin: Ph. D. thesis, Univ. Chicago.
72. ten Haaf, E., 1959, Graded beds of northern Apennines Ph. D. thesis Univ. Groningen, 102 pp.
73. Hallam, A., ed., 1967, Depth indicators in marine sedimentary environments: Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 329-555.
74. Hardie, L. A., 1965, The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline, Inyo County, California: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 32, pp. 1279-1301.
75. Heezen, B. C., and Hollister, C., 1964, Deep-sea current evidence from abyssal sediments: Marine Geol., v. 1, pp. 141-174.
76. Hepp, D., 1973, Personal communication.
77. Hieltström, F., 1935, Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris: Bull. Geol. Inst. Uppsala, v. 25, pp. 221-327.
78. Hollenshead, C. T., and Pritchard, R. L., 1961, Geometry of producing Mesaverde sandstones, San Juan Basin, in Geometry of sandstone bodies (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 98-118.
79. Hooke, R., LeB., 1967, Processes on arid-region fans: Jour. Geol., v. 75, pp. 438-460.
80. Howard, I. D., 1966, Patterns of sediment dispersal in the Fountain Formation of Colorado: Mountain Geol., v. 3, pp. 147-163.
81. Hoyl, J. N., and Weimer, R. J., 1963, Comparison of modern and ancient beaches, central Georgia coast: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, pp. 529-531.
82. Hubert, C., Lajoie, J., and Leonard, M. A., 1970, Deep-sea sediments in the Lower Paleozoic Quebec Supergroup, in Flysch sedimentology in North America (Lajoie, J., ed.): Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 7, pp. 123-126.
83. Hubert, J. F., 1960, Petrology of the Fountain and Lyons Formations, Front Range, Colorado: Colorado School of Mines Quart., v. 55, no. 1, pp. 1-242.

84. Jones, B. F., 1953, Hydrology and mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California: Ph. D. thesis Johns Hopkins Univ.
85. Jopling, A. V., 1963, Hydraulic studies of the origin of bedding: *Sedimentology*, v. 2, pp. 115-121.
86. Jopling, A. V., and Walker, R. G., 1968, Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts: *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, pp. 971-984.
87. Kaiser, W. R., 1971, Cyclic sedimentation in the Middle Devonian of south-central Pennsylvania (abstr.): *Geol. Soc. Amer., Abstr. with Prog.*, 1971, *Ann. Mts.*, v. 3, no. 7, pp. 616-617.
88. Kaiser, W. R., 1972, Delta cycles in the Middle Devonian of central Pennsylvania. Ph. D. dissertation, The Johns Hopkins Univ., Baltimore, 183 pp.
89. Keith, M. L., and Degens, E. T., 1959, Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments, in *Researches in geochemistry* (Abelson, P. H., ed.), New York, Wiley, pp. 38-61.
90. Kessler, L. G., Jr., 1971, Characteristics of the braided stream depositional environment with examples from the South Canadian River, Texas: *Earth Sci. Bull.*, v. 4, pp. 25-35.
91. Kiersch, G. A., 1950, Small-scale structures and other features of Navajo Sandstone, northern part of San Rafael Swell, Utah: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 34, pp. 923-942.
92. King, P. B., 1948, Geology of the southern Guadalupe Mountains, Texas. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 215, 183 pp.
93. Klein, G. de V., 1971a, A Cambrian tidal sand body - the Erihuff Sandstone of northwest Scotland, an ancient recent analog: *Jour. Geol.*, v. 79, pp. 400-415.
94. Klein, G. de V., 1971b, A sedimentary model for determining paleotidal range: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 2585-2592.
95. Klein, G., 1972, Sedimentary model for determining paleotidal range, reply: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 83, pp. 539-546.
96. Krumbein, W. C., and Garrels, R. M., 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: *Jour. Geol.*, v. 60, pp. 1-33.
97. Krumbein, W. C., and Stoss, L. L., 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed. San Francisco, Freeman, 660 pp.
98. Krynnine, P. D., 1950, Petrology, stratigraphy, and origin of Triassic sedimentary rocks of Connecticut: *Bull. Connecticut Geol. Nat. Hist. Surv.*, 73, 247 pp.
99. Kuene, Ph. H., 1953, Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Great Britain: *Verh. Konink. Neder. Akad. Wet., Natur.*, v. 20, pp. 5-47.
100. Kuene, Ph. H., 1957, Longitudinal filling of oblong sedimentary basins: *Konink. Nederlands Geol. Mijn. Genootsch., geol. ser.*, v. 18, pp. 189-195.
101. Kuene, Ph. H., and Hummel, F. L., 1964, Bibliography of turbidity currents and turbidites, in *Turbidities* (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 222-246.
102. Kuene, Ph. H., and Migliorini, C. I., 1950, Turbidity currents as a cause of graded bedding: *Jour. Geol.*, v. 58, pp. 91-127.
103. Kukal, Z., 1970a, Sediments of alluvial fans, in *Geology of Recent sediments*: Prague, Czech. Acad. Sci., pp. 110-115.
104. Kukal, Z., 1970b, *Geology of Recent sediments*. London, Academic Press, 490 pp.
105. Laporte, L. F., 1968, Ancient environments: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 116 pp.
106. Lawson, A. C., 1925, The petrographic designation of alluvial fan formations: *California Publ. Dept. Geol. Sci.*, v. 7, pp. 325-334.
107. Le Blanc, R. J., 1972, Geometry of sandstone reservoirs, in *Underground waste management and environmental applications*: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 18, pp. 133-189.
108. Lombard, A., 1972, *Séries sédimentaires, genèse-evolution*. Paris, Masson, 426 pp.
109. Lowenstam, H. A., 1948, Marine Pool, Madison County, Illinois, Silurian reef producer, in *Structure of typical American oil fields*, v. 3. Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 153-188.
110. Lowenstam, H. A., 1950, Niagara reefs of the Great Lakes area: *Jour. Geol.*, v. 58, pp. 430-587.
111. Lowenstam, H. A., 1957, Niagara reefs in the Great Lakes area, in *Treatise on marine ecology and paleoecology*, v. 2 (Ladd, H. S., ed.) *Geol. Soc. Amer. Mem.* 67, pp. 213-248.
112. Lowenstam, H. A., 1963, Biologic problems relating to the composition and

- diagenesis of sediments, in *The earth sciences* (Donnelly, T. W., ed.): Houston, Rice Univ. Semicentennial, pp. 137-195.
113. McBride, E. F., 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 39-91.
114. McBride, E. F., 1966, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas: *Bur. Econ. Geol. Univ. Texas. Rept. Inv.* 57, 101 pp.
115. McKee, N. L., 1970, Appalachian turbidites, in *Studies of Appalachian geology, central and southern* (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 68-82.
116. McKee, E. D., 1957, Primary structures in Recent sediments: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 41, pp. 1704-1747.
117. McKee, E. D., 1966, Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico: *Sedimentology, spec. issue*, v. 7, 99 pp.
118. McKee, E. D., 1971, Review of «Ancient sedimentary environments». *Geotimes*, v. 16, no. 12, p. 38.
119. Marschalko, R., 1968, Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of central west Carpathians: *Slovenska Akad. Bratislava, Geol. Zbornik, Geol. Carpathica* 19, pp. 69-94.
120. Mason, B., 1949, Oxidation and reduction in geochemistry: *Jour. Geol.*, v. 57, pp. 62-72.
121. Matler, A., 1967, Tidal flat deposits in the Ordovician of western Maryland: *Jour. Sed. Petrology*, v. 37, pp. 601-609.
122. Meckel, L. D., 1970, Paleozoic alluvial deposition in the central Appalachians, in *Studies of Appalachian geology* (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 49-66.
123. Medeiros, R., Schiffer, H., and Friedman, G. M., 1971, Facies sedimentares Rio de Janeiro, Dir. Doc. Tec. Patentes, 123 pp.
124. Meischner, K. D., 1964, Allodapische Kalke Turbidite im Riff-nahen Sedimentations Becken, in *Turbidities* (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 156-191.
125. Miffot, G., 1949, Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses: *Geol. Appl. Prospect. Min.*, v. 2, nos. 2-4, 352 pp.
126. Morgan, J. P., ed., 1970, Deltaic sedimentation, modern and ancient: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 15, 312 pp.
127. Mulli, E., and Ricci Lucchi, F., 1972, Le turbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies: *Mem. Soc. Geol. Italiana*, v. 11, pp. 161-199.
128. National, M. L., and Kaenen, Ph. H., 1951, Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 2, pp. 76-107.
129. Nevin, C. M., 1946, Competency of moving water to transport debris: *Bull. Geol. Soc. America*, v. 57, pp. 661-674.
130. Newell, N. D., Rigby, I. K., Fischer, A. G., Whiteman, A. J., Hickox, J. E., and Bradburg, J. S., 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico—a study in paleoecology, San Francisco, Freeman, 230 pp.
131. Okanagan, R. W., 1968, Vreataceous sedimentation, Sacramento Valley, California: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 79, pp. 973-1008.
132. Okada, H., 1971, A pattern of sedimentation in clastic sediments in geosynclines: *Mem. Geol. Soc. Japan* 6, pp. 75-82.
133. Okada, H., and Fujiyama, I., 1970, Sedimentary cycles and sedimentation of the Taishu group in the Shiohama area, central Tsushima, Kyushu: *Mem. Nat. Sci. Mus.*, v. 1, pp. 9-16.
134. Omkens, E., 1970, Depositional sequences and sand distribution, the post-glacial Rhine delta complex in Deltaic sedimentation, modern and ancient (Morgan, J. P., and Shaver, R. H., eds.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub.* 13, pp. 198-212.
135. Orr, H. T., 1963, Some criteria for recognition of braided stream deposits: *Univ. Wyoming Contr. Geol.*, v. 3, pp. 1-14.
136. Petto, C. R., 1942, Petrology of the Galesburg Formation of central Pennsylvania: M. S. thesis, Pennsylvania State Univ.
137. Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, Raymond, 1972, Sand and sandstone. New York, Springer, 616 pp.
138. Phleger, F. B., 1955, Ecology of Foraminifera in southeastern Mississippi delta area: *Bull. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 39, pp. 712-752.
139. Porrenga, D. H., 1967, Glaucinite and chamosite as depth indicators in the marine environment, in *Depth indicators in marine sedimentary rocks* (Hallam, A., ed.): *Marine Geol., spec. issue*, v. 5, nos. 5, 6, pp. 495-502.

140. Potter, P. E., 1957, Sand bodies and sedimentary environments, *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 51, pp. 337-365.
141. Potter, P. E., and Pettijohn, F. J., 1963, Paleocurrents and basin analysis: York, Springer, 296 pp.
142. Potter, P. E., Shimp, N. F., and Witters, J., 1963, Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 27, pp. 669-694.
143. de Raaf, J. F. M., Reading, H. G., and Walker, R. G., 1965, Cyclic sedimentation in the Lower Wesphalian of North Devon, England: *Sedimentology*, v. 4, pp. 1-14.
144. Reading, H. G., 1970, Sedimentation in Upper Carboniferous in the Cantabrian Mountains, Spain: *Proc. Geol. Assoc.*, v. 81, pp. 1-41.
145. Reading, H. G., and Walker, R. G., 1966, Sedimentation of Eocambrian till and associated sediments in Finnmark, northern Norway: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, v. 2, pp. 177-212.
146. Reiche, P., 1938, An analysis of cross-lamination, the Coconino Sandstone: *Jour. Geol.*, v. 46, pp. 905-932.
147. Reineck, H.-E., 1963, Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee: *Senckenberg Natur. Gesell. Abb.*, 504, 64 pp.
148. Reineck, H.-E., 1970, Das Watt: Frankfurt, Waldemar Kramer, 142 pp.
149. Reineck, H.-E., and Singh, I. B., 1973, Depositional sedimentary environments: New York, Springer, 439 pp.
150. Reineck, H.-E., and Wunderlich, F., 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding: *Sedimentology*, v. 11, pp. 99-105.
151. Reinemund, J. A., 1955, Geology of the Deep River Coal Field, North Carolina: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 246, 159 pp.
152. Ricci Lucchi, F., 1969, Considerazioni sulla formazione di alcune impronte correnti: *Ann. Mus. Geol. Bologna*, ser. 2a, v. 35, pp. 363-415.
153. Rigby, J. K., and Hambill, W. K., eds., 1972, Recognition of ancient sedimentary environments: *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 16, 340 pp.
154. Root, S. F., 1964, Cyclicity in the Conococheague Formation: *Proc. Pennsylvania Acad. Sci.*, v. 38, pp. 157-160.
155. Rubey, W. W., 1938, The force required to move particles on a stream bed: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 189-E, pp. 121-140.
156. Rusnak, G. E., 1960, Sediments of Laguna Madre, Texas, in Recent sediments northwest Gulf of Mexico (Shepard, F. P., Phteger, F. B., and van Andel, T. J. H., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 153-196.
157. Rust, B. R., 1966, Late Cretaceous paleogeography near Wheeler Gorge, Ventura County, California: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 50, pp. 1389-1398.
158. Sarin, D. D., 1962, Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone: *Jour. Sed. Petrology*, v. 32, pp. 451-471.
159. Seilacher, A., 1967, Bathymetry of trace fossils: *Marine Geol.*, spec. issue, v. 1, nos. 5, 6, pp. 413-428.
160. Selley, R. C., 1969, Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device: *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, v. 125, pp. 557-581.
161. Selley, R. C., 1970, Ancient sedimentary environments: Ithaca, N. Y., Cornell Univ. Press, 237 pp.
162. Shepard, F. P., and Moore, D. G., 1965, Central Texas coast sedimentation - characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 39, pp. 1463-1593.
163. Shotton, F. W., 1937, The Lower Bunter Sandstones of North Worcestershire and East Shropshire: *Geol. Mag.*, v. 74, pp. 534-553.
164. Shukri, M. V., 1942, The use of Ph values in determining the environment of deposition of some Liassic clays and shales: *Bull. Fac. Sci. Fouad I Univ.*, v. 24, pp. 61-65.
165. Simons, D. B., Richardson, E. V., and Nordin, C. F., Jr., 1965, Forms generated in alluvial channels, in Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Middleton, G. V., ed.): *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 1, pp. 34-62.
166. Sloss, L. L., 1963, The significance of evaporites: *Jour. Sed. Petrology*, v. 23, pp. 143-161.
167. Smith, N. D., 1968, Cyclic sedimentation in a Silurian intertidal sequence in eastern Pennsylvania: *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, pp. 1301-1304.
168. Smith, N. D., 1970, The braided stream depositional environment - comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north central Appalachians: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 81, pp. 2993-3014.
169. Spletter, E. M., 1949, Sedimentary facies and associated diastrophism in the Upper Cretaceous of central and eastern Utah: *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 39, pp. 55-82.

170. Stanley, D. J., 1961, *Études sédimentologiques des grès d'Annot et leurs équivalents latéraux*: Inst. Franc. Pétr. Ref. 6821, Paris, Technip., 158 pp.
171. van Straten, L. M. J. U., 1964, Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands: Leidse Geol. Meded., v. 19, 11 pp.
172. von Straten, L. M. J. U., 1961, Sedimentation in tidal flat areas: Jour. Amer. Soc. Petrol. Geol., v. 9, pp. 203—226.
173. Stricklin, F. L. Jr., and Smith, C. J., 1973, Environmental reconstruction of a carbonate beach complex — Cow Creek (Lower Cretaceous) Formation of central Texas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 1349—1368.
174. Sujkowski, Zb. L., 1967, Flysch sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 543—554.
175. Suttward, H. H. Jr., 1966, Tarzana fan, deep submarine fan of late Miocene age, Los Angeles County, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 433—457.
176. Sundborg, Ake, 1956, The River Klarälvén — a study of fluvial processes: Geogr. Ann., v. 38, pp. 127—316.
177. Tercier, J., 1940, Dépôts marins actuels et séries géologiques: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 32, pp. 42—100.
178. Terwindt, J. H. J., de Jong, J. D., and van der Wilk, E., 1963, Sediment movement and sediment properties in the tidal area of the lower Rhine (Rotterdam Waterway): Konink. Nederlands Geol. Mijn. Genootsch. Verb., geol. ser., v. 21—2, pp. 243—258.
179. Thompson, W. O., 1937, Original structure on beaches, bars, and dunes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 48, pp. 723—752.
180. Turner, C. C., and Walker, R. G., 1973, Sedimentology, stratigraphy, and crustal evolution of the Archean greenstone belt near Sioux Lookout, Ontario: Canad. Jour. Earth Sci., v. 10, pp. 817—845.
181. Twenhofel, W. H., 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.: Baltimore, Williams and Wilkins, 926 pp.
182. Twenhofel, W. H., 1950, Principles of sedimentation: New York, McGraw-Hill, 673 pp.
183. Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., and McKinney, C. R., 1951, Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of Enland, Denmark, and the southeastern United States: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 399—416.
184. Van der Linde, G. J., 1969, The turbidite problem: New Zealand Jour. Geol. Geophys., v. 12, pp. 7—80.
185. Visser, G. S., 1965, Use of vertical profile in environmental reconstruction: Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, pp. 41—61.
186. Walker, R. G., 1973, Mapping out the turbidite mess in Evolving concepts in sedimentology: Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, pp. 1—37.
187. Walker, R. G., and Harms, J. C., 1971, The «Catskill delta» — a prograding muddy shoreline in central Pennsylvania: Jour. Geol., v. 79, pp. 381—399.
188. Walker, R. G., and Muftic, E., 1973, Turbidite facies and facies association, in Turbidites and deep water sedimentation — syllabus for a short course: Anaheim, Calif., Pacific Section Soc. Econ. Paleont. Min., pp. 119—157.
189. Walker, R. G., and Pettijohn, F. J., 1971, Archean sedimentation — analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099—2160.
190. Walther, J., 1884, Einführung in die Geologie als historische Wissenschaft: Jena, Fischer Verlag, 1055 pp.
191. Weeks, L. G., 1952, Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 2071—2124.
192. Keller, J. M., 1960, Stratigraphic principles and practice: New York, Harper & Row, 725 pp.
193. Williams, G. E., 1969, Characteristics and origin of a Precambrian pediment: Jour. Geol., v. 77, pp. 183—207.
194. Williams, P. F., and Rust, B. R., 1969, The sedimentology of a braided river: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 649—679.
195. Yeakel, L. S., Jr., 1969, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1515—1540.
196. Yonag, R. G., 1967, Late Cretaceous cyclic deposits, Book Cliffs, eastern Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 1768—1774.
197. Zobeck, C. E., 1946, Studies on redox potential of marine sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 477—513.

## Введение

Осадочные породы необходимо рассматривать в крупных региональных рамках, т. е. изучать их характер и распределение в связи с крупными структурными элементами континентов, а именно: кратонами и геосинклиналями. Такой подход вернет нас в мир противоречий, однако главный философский принцип, положенный в основу данной книги, сводится к следующему: прежде чем выработать гипотезу, объясняющую результаты наблюдений, мы стремимся изучить сам объект наблюдений и установить, что он собой представляет.

Поэтому мы начинаем с изложения того, что известно о региональном распространении и характере осадков и их связи с континентальной структурой, а затем попытаемся на этой основе выявить какие-то закономерности, независимые от различных теорий орогенеза или эволюции континентов. Какие существуют типы бассейнов? Каковы природные организации их осадочного выполнения? К какому типу принадлежат осадки и какова их зависимость от области сноса?

Главным геологическим процессом является диастрофизм, процесс которого обуславливают образование неровностей поверхности Земли и вызывают противоположный процесс выравнивания. Эрозия и сопровождающая ее седиментация, составляющие как бы две стороны процесса выравнивания, направлены на формирование плоской поверхности. Если бы не было диастрофизма, земная поверхность не разрушалась бы восходящими и нисходящими движениями и осадконакопление прекратилось бы; поэтому первопричиной седиментации является диастрофизм.

Влияние тектоники на осадконакопление отмечалось многими учеными, однако до последнего времени этот фундаментальнейший фактор не получал должной оценки. Как и другие обобщения, эта точка зрения основывается на изучении геологических разрезов. Концепция о тектоническом контроле седиментации была четко сформулирована Джонсом [30]. Его взгляды сформировались в процессе изучения нигерского бассейна Великобритании, в особенности Уэльса. Джонс выделил две фации: ракушняковую, или известковистую, и граптолитовую, или аргиллитовую. Первая представлена глауконитовыми песчаниками и известняками, образовавшимися в процессе осадконакопления в условиях мелководного стабильного шельфа; вторая — сложена мощными гранитными толщами с тонкими прослоями граувакк, с градационной слоистостью; для обозначения этой фации теперь применяется термин флиш Бэйли [3, 4] выявил зависимость между текстурой и составом двух резко отличающихся друг от друга фаций песчаного осадконакопления в тектонической природой зон их седиментации. Он подразделил их на две группы. К одной он отнес разности с потоковой или кассовой слоистостью, к другой — песчаники с градационной слоистостью. Первые являются продуктом осадконакопления в условиях мелководья вторые — глубоководными отложениями в пределах нестабильного тропика. Тиррел [58] и Финчер [25] рассматривали граувакки как продукт геосинклинального осадконакопления.



Две главные осадочные фации—флиш и моласса, впервые установленные в Альпах, тесно связаны с тектонической эволюцией Альпийских гор. Связь флиша и моласс с тектоническим развитием была установлена и для других альпийских складчатых сооружений мира. Эта зависимость описана во многих работах [6, 64, 55].

В американской литературе влияние тектоники на седиментацию наиболее сильно подчеркивалось в работах Крынина [32, 33, 34, 35], Петтиджона [45], Дайлса, Крамбейна и Слосса [12], Кади [9], Шваба [50, 51] и др. Несмотря на то что концепции прежних лет претерпели некоторую модификацию в связи с появлением теории тектоники плит, взаимозависимость осадконакопления и тектоники по-прежнему признается всеми [52, 13, 14].

Связь между тектоникой зоны осадконакопления и характером отложенных осадков, выявленная Джонсом для Уэльса, отмечалась и для других районов. Так, например, наблюдается заметное различие между палеозойскими породами геосинклинали Уачита в Арканзасе, Оклахоме и Техасе и их стратиграфическими аналогами в пределах соседней зоны Озарк.

Фации Уачита представляют собой верхнепалеозойскую, в основном мощную, кластическую толщу глинистых сланцев с прослоями турбидитовых песчаников, залегающую на относительно маломощных нижнепалеозойских отложениях. Фации Озарк, напротив, представлены маломощными, в основном карбонатными, породами нижнего палеозоя и также маломощной кластической толщей верхнего палеозоя. Седиментологические контрасты, связанные со структурным положением зон осадконакопления, послужили основанием для введения генерализованного понятия о кратонных и геосинклинальных фациях. Первые являются фациями стабильной платформы; вторые, представленные более мощными скоплениями нестабильной мобильной зоны, — фациями геосинклинали.

Главными структурными элементами Земли, не считая океанических бассейнов, являются кратоны и мобильные зоны, обычно именуемые геосинклиналями. Кратон в современном понимании представляет собой крупный участок континента, в пределах которого на более или менее стабильном (необязательно докембрийском) фундаменте залегают относительно маломощные осадки, которые, как правило, характеризуются пологим залеганием. Кратон включает в себя не только шит, где породы фундамента обнажены, но и его погруженные склоны, где эти породы погребены под осадочным чехлом.

Мобильная зона представляет собой линейную структуру, состоящую из одного или более глубоких трогов и срединных геосинклиналей, которая обычно граничит с кратоном. Осадочное выполнение мобильной зоны характеризуется большей общей мощностью и сильно деформировано складчатостью и надвигами. По оценке Кэя [31], 82% осадочных пород Северной Америки составляют геосинклинальные отложения и только 18% приходится на кратоны. По другой оценке, общий объем фанерозойских осадков Северной Америки составляет около  $35 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, из которых только  $14 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, т. е. немногим более одной трети приходится на кратоны [27]. Во всяком случае ясно, что геосинклинали являются главной зоной осадконакопления, в особенности, если речь идет о тонкозернистых алевритах и глинах.

## Кратоны

Как писал Обуэн [2], термин «кратон» был введен обозначения консолидированных и стабильных участков земной коры. Однако в практике использования этого термина его значение является тектонически пассивными участками континентов, включая как обнаженные докембрийские ядра, или щиты, так и примыкающим платформам, покрытым маломощным, в основном палеозойским, покровом верхнего палеозоя и более молодых осадков. Таким образом, кратонные платформы — это крупные континентальные платформы. Местами их поверхность испытывает очень пологие прогибы, образуя обширные мелководные интракратонные бассейны (такие, как



Рис. 16-1. Генерализованный реконструированный меридиональный профиль нижнелетозоя долины р. Миссисипи. Типичная ассоциация кварцевых аркеитов и карбона. По Дэйку и Тиллю [1935] с изменениями

Мичиганский и Иллинойский бассейны Северной Америки), раз-  
ные обширными региональными сводами, типа Цинциннатского  
Озарского сводов на востоке США. Осадки, покрывающие погруж-  
ную часть кратона, как правило, характеризуются малой мощностью  
обычно не более 1500 м и лишь в наиболее погруженных зонах  
3000 м [43]. Как исключение, в пределах кратона могут быть раз-  
резко опущенные по сбросам трогг, — обычно полуграбены, в кото-  
рых накапливаются мощные толщи незрелых осадков. Примерами та-  
ких структур являются Гондванский бассейн в Индии и трог Кевинана  
Северной Америки.

Кратон обычно является приподнятой зоной; отдельные его участки остаются обнаженными даже в периоды максимального затопления континента. На большей части обнаженного в настоящее время Канского щита в течение палеозойской эры накапливались отложения, разовывавшие очень тонкий покров, который впоследствии был уничтожен эрозией. Кратон характеризуется равномерными и устойчивыми палеосклонами, которые полого погружаются в направлении от ядра к его краям. Устойчивость палеосклонов во времени подтверждается данными о палеотечениях, в особенности косой слонности в песчаниках, а также их стратиграфией. Так, например, Потте-Прайор [46] показали, что направление палеотечений, обусловив накопление песчанников в Верхнемиссисиппской долине, от кембрия до наших дней изменилось очень незначительно (см. рис. 14-12). Кратонные платформы покрыты маломощным осадочным чехлом, сложенным в основном карбонатами и кварцевыми аренидами; глины имеютчиненное значение. Количественное соотношение главных типовлюстрируется несколькими стратиграфическими разрезами (табл. 16

Характерно широкое развитие несогласий, которые аверх по склонам кратона становятся сложными, как это показано на рис. 16-1.

Эти осадки составляют ракушняковые фации Джонса; обычно они именуются платформенными или кратонными фациями и представлены ортокварцитовыми песками, а также известняками или доломитами. Источником сноса песков являются щиты; эти пески образуют широко распространяемый маломощный покров. Они хорошо промыты, хорошо окатаны, имеют чисто кварцевый состав и, как правило, характеризуются высокой зрелостью. Известняки и доломиты содержат прослойки песчаников или обильно рассеянные кварцевые зерна. Происхождение

Таблица 16-1

Показатели	Типичные ортокварцито-карбонатные разрезы					
	А	Б	В	Г	Д	Е
Содержание песчаников, %	25	48	15	29	32	29
Содержание глин, %	7	22	5	42	17	21
Содержание известняков, %	66	30	80	29	51	50
Общая мощность, м	2408	594	831	747	802	—
Число формаций	21	26	26	—	5	—
Средняя мощность формации, м	115	23	32	—	160	—

А — кембро-ордовикские отложения на западе центральной части штата Вермонт.

Б — кембро-ордовикские отложения юго-западной части штата Висконсин.

В — кембро-ордовикские отложения на юго-востоке штата Миссури.

Г — «индигеруэские» отложения в районе Маркетт, штат Мичиган.

Д — девонские отложения гор Батзорн, штат Вайоминг.

Е — средние данные по разрезам А—Д.

карбонатов может быть разным; некоторые из них строматолитовые и, очевидно, водорослевые; эти формы образуют бностромы и вместе с другими организмами — рифы. Многие известняки представлены калькаринитами, местами косослоистыми. Они могут быть сложены либо оолитами, либо сортированными обломками раковин, либо несkeletalными зернами, либо смесью тех и других. Часто встречаются плоскогалечные конгломераты и кальциклиты с трещинами усыхания. Для описываемых карбонатов характерны самые разнообразные формы чередования калькаринитов, кальциклитов, водорослевых слоев и плоскогалечных конгломератов. Нередко встречаются пятнистые доломиты, слоистые «первичные» доломиты и сахаровидные доломиты замещения.

Обычно эта фация несогласно залегает на стабильном кристаллическом фундаменте и имеет в основании (над поверхностью несогласия) прослой аркозового или конгломератового материала мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В слоях, залегающих выше, полевые шпаты либо отсутствуют, либо сосредоточены в районах погребенных поднятий гранитного фундамента, либо встречаются в виде редких рассеянных хорошо окатанных зерен. В большинстве случаев на базальных песчаниках залегают известняки или доломиты. На отдельных участках карбонатные породы лежат непосредственно на фундаменте.

Кратонные фации являются, по-видимому, продуктом осадконакопления в зоне, примыкающей к очень низменной стабильной суше. О стабильности свидетельствуют зрелость песчаников, малое общее количество кластического материала и преобладание известняков. Дру-

гимн доказательствами стабильности зоны осадконакопления сл. незначительная общая мощность многих разрезов и отсутствие в них следов деформации. Несмотря на относительную стабильность, поверхность осадконакопления периодически испытывала воздымание, о чем свидетельствуют трещины усыхания в кальцилутитах и внутриформационные брекчин, предположительно связанные с обезвоживанием и усыханием. Пески, как показано на геологическом разрезе (см. рис. 16-1), сносились со щита. Они могут включать как эolianты, так и прибрежные пески.

Типичным примером такой фации служат многие нижнепалеозойские разрезы верховьев р. Миссисипи и района Великих Озер. Этот район, характеризовавшийся исключительной стабильностью в палеозое, является слабопогруженным продолжением Канадского щита. Отложенные здесь осадки представлены в основном известняками и доломитами, мощности которых редко превышает 1000 м. Песчанники появляются в большом количестве лишь вблизи края щита, т. е. участка, оставшегося, по-видимому, приподнятым и поставлявшего песчаный материал.

Не совсем понятна бедность этой фации глинами. Если бы карбонаты были представлены только калькаренинтами (или являлись ими до доломитизации), то известковистые и нормальные кварцевые пески свидетельствовали бы о том, что осадконакопление происходило в турбулентной обстановке, а более тонкий алевроитовый или глинистый материал с суши должен был сноситься в более глубокие и менее турбулентные воды. Однако, поскольку многие карбонаты представлены кальцилутитами или известковистыми плами, трудно поверить, что глинистый материал миновал эту зону. Одно из объяснений основано на предположении, что глины были отмыты в более раннюю эпоху и что песчанники, связанные с карбонатами, являются осадками второго шк. ла, т. е. образовались из песчанников более ранней генерации. Высказывалось также предположение о том, что прилегающие районы суши были пустыней и глинистая фракция была увнесена ветром, а оставшиеся дюнные пески были захвачены и перераспределены наступающим морем.

Обширные погруженные бассейны в пределах кратонов выполнены осадками почти такого же типа, что и более стабильные районы, с той лишь разницей, что увеличение мощности в этих бассейнах свидетельствует о прогибании во время осадконакопления. Некоторые из этих бассейнов временами становились эвапоритовыми; в них присутствуют соль и гипс.

Осадки глубоко погруженных по разломам блоков в пределах кратона характеризуются совершенно иным составом. Вблизи сбросов, ограничивающих эти структуры, накапливаются клиновидные тела грубообломочного незрелого материала. Здесь развиты, как правило, аркозовые песчанники с конгломератами. Эти осадки содержат обычно базальтовые лавы, слилы и дайки диабазов. Мелкая формация Кевинава, сложенная вулканитами, конгломератами и песчанниками, представляет собой ассоциацию, характерную для крупного интракратонного рифта. Другим примером служит бассейн Гондвана на Индийском полуострове. Аналогичными структурами являются и триасовые Нью-аркские бассейны в пределах кристаллического плато Пьемонт на востоке США [47, 36].

Кратонная платформа временами может получать менее зрелый песок и ял извне, с других поднятий, образующих тектоническую сушу

за пределами самого кратона. Осадки такого типа накапливались, например, на востоке внутренних районов США в пермском и мезозойском периодах. Такие осадки слагают дистальные участки крупных песчаных вытягивающихся тел, областью сноса для которых служили приподнятые участки далеко за пределами кратона. Их накопление прерывает на время или полностью прекращает нормальное кратонное осадконакопление.

## Геосинклинали

Термин геосинклиналь был впервые применен Дэна [11] для характеристики зоны прогиба, из которой позднее развились Аппалачские горы. Затем значение термина расширилось, включив в себя много различных типов прогибающихся бассейнов. Мы согласны с Обуэном [2] в том, что в столь расширенном понимании термин утратил свое значение и что его следует либо упразднить, либо уточнить его значение. В соответствии с этим мы используем данный термин для обозначения тех мобильных зон (противопоставляя их стабильным кратонам или платформам), которые обладают характерными чертами осадконакопления, тектоники и магматизма. В данном случае мы делаем основной упор на характер осадков, хотя он не может быть полностью оторван от тектонических или магматических проявлений.

Поэтому мы исключаем все прогнутые или опущенные по сбросам бассейны внутри кратона, а также выходящие мощными осадками окраинные части континентов типа террас, часть которых в литературе рассматривается как геосинклинали (например, «геосинклиналь» Мексиканского залива). Они не являются мобильными поясами.

Однако, как мы увидим ниже, в вопросе о природе геосинклиналей и мобильных зон все еще существуют противоречия. Главную трудность представляет идентификация геосинклинали в современном мире, т. е. нахождение адекватной модели.

По Обуэну [2], геосинклинали характеризуются: 1) положением на границе с кратоном или между двумя кратонами; 2) мобильностью, выраженной в виде интенсивной складчатости и надвигообразования; 3) начальной смятительской фазой магматизма, знаменующейся офиолитовыми внедрениями во внутренних (противоположных от кратона) зонах и 4) смятительской и посторосовой магматической активностью во внутренних зонах.

Что можно сказать об осадках, установленных в геосинклинальном поясе? По мере продвижения от кратона в геосинклиналь мощность осадочного чехла возрастает на порядок, т. е. с 1 или 2 тыс. до 10—20 тыс. м. В том же направлении наблюдается переход от нецеллюлярной толщ осадков к резко складчатой и надвиговой надвижной зоне. Таким образом, по мере перехода от кратона к мобильной зоне мы наблюдаем изменение характера осадков. Разрез кратона, как мы уже отмечали, характеризуется мелководными карбонатами и маломощными покровами зрелых песков. Это и есть известняковые, или «ракушечниковые», фации Джонса [30]. В геосинклинали они замещаются мощными глинистыми фациями. Представлены как мелководные, так и глубоководные осадки. Выделяются флишевая и дофлишевая фации. Флиш представляет собой мощную турбидитовую последовательность ритмического чередования тонких слоистых песчаников грауваккоподобных песчаников с глинистыми сланцами местного происхож-

дения. Дофлишевая фация это — изменчивая ассоциация радиоляриевых кремнистых сланцев и черных глинистых сланцев, обычно характерная для отмирающего бассейна. Более того, результаты анализа палеотечений и фациальные соотношения во флишевых отложениях указывают на то, что основным источником сноса был не кратон, а участки суши, расположенные во внутренней части мобильной зоны. На раннегеосинклинальной стадии часть осадков (редкие прослои известковистых турбидитов и маломощные линзы ортокварцитовых песков) поступала и со стороны кратона. В течение более поздних, глав-



Рис. 16-2. Реконструированный профиль кембрия и ордовика через многогеосинклиналь и эвгеосинклиналь от Нью-Йорка до Мэйна. По [31] (1 миля = 1,6 км; 1 фут = 0,3 м)

ных стадий развития обильный кластический материал поступал уже с другой стороны геосинклинали. Таким образом, геосинклиналь характеризуется асимметричностью и, как полагают, обладает полярностью. Асимметричность проявляется не только в характере распределения палеотечений и в фациальных соотношениях, но и в характере тектонической и магматической деятельности. Складки опрокинуты в направлении кратона, а сместители надвигов погружаются в противоположном направлении. Внутренние подзоны мобильного пояса обычно подвержены метаморфизму и внедрениям магмы; внешние части неметаморфизованы.

Детальное изучение стратиграфии и палеотечений выявляет дополнительные сложности для интерпретации. Во многих геосинклинальных зонах существовали, по-видимому, внутренние источники сноса, связанные со срединными хребтами или геоантиклиналями (рис. 16-2). Осадки, залегающие между таким хребтом и кратоном, несколько отличаются от тех, которые залегают между срединным хребтом и источником сноса, связанным с тектонической сушей. Первые не содержат вулканических пород (амагматические или многогеосинклинальные осадки); вторые содержат туфогенный материал, а также прослои офеолитовых лав и силлов (эвгеосинклинальные осадки). Эти наблюдения побудили Обуэна [2] к созданию модели идеальной геосинклинали и введению терминов, характеризующих ее отдельные части (рис. 16-3).

В соответствии с этой моделью геосинклиналь представляет собой линейно вытянутую дисперсию или трог, разделенный на две части продольным срединным антиклинальным хребтом и заполненный кластическими осадками, снесенными с кратона, срединного хребта и в особенности с тектонической суши. Как Обуэном, так и более ранними исследователями отмечалось, что и накопление геосинклинальных осадков, и их конечная деформация подчинялись определенной зако-

номерности. Обычно выделяются дофлишеская стадия с медленным накоплением радиоляритов и черных глинистых сланцев, флишеская стадия с быстрым турбидитовым осадконакоплением и более поздняя молассовая стадия, во время которой накапливаются очень грубые осадки, включая мощные конгломераты. Как правило, последние отлагаются в погружающемся молассовом трого, расположенном между геосинклинальной зоной и кратоном. Предполагается, что моласса — продукт эрозии раннего флиша, к этому времени снятого в складки и приподнятого в виде горного сооружения. Какую бы интерпретацию



Рис. 16-3 Основные части пары загеосинклиналь — многогеосинклиналь. По [2].  
1 — складчатый фундамент; 2 — офиолиты; 3 — флиш; 4 — направление миграции орогенеза и опрокидывания складок.  
Флишеская суша многогеосинклинальной борозды, загеосинклинальной и многогеосинклинального хребта — складчатый, флишеская загеосинклинальной борозды, возможно, симметричный, т.е. характерен для нечетных

геосинклинали, ее происхождения и развития мы не знаем, тот факт, что флишеская и молассовая фации повторяются в геологической истории, что они тесно связаны друг с другом и с мобилийной зоной, остается неизменным.

Эти наблюдения и интерпретация природы геосинклинальных зон породили множество проблем, удовлетворительное решение которых пока не найдено.

Одной из таких проблем является положение и природа области сноса осадочного выполнения. Как отмечалось, фациальные изменения в пределах геосинклинали позволяют предположить несколько источников сноса, не связанных с кратоном. Такой источник или такие источники должны поставлять огромное количество незрелых эластических осадков. Шухерт [49] в качестве такого источника сноса предположил некую субконтинентальную массу, для которой он предложил термин бордерленд. Бордерленд, который, как полагают, поставил осадки в Аппалачский трог, получил название Аппалачия; затем он испытывал погружение и исчез. Вопреки принципам изостазии, некоторые исследователи считают, что аналогичное проседание источника сноса такого рода было и в других районах [37]. Другие подчеркивают сомнительность концепции бордерленда и связывают происхождение осадков с цепью вулканических островов, однако острова представляют обычно немного осадков; к тому же во многих геосинклиналях осадки явно имеют невулканогенное происхождение [31]. Существует также мнение, что осадки первоначально образовались в пределах кратона, затем были смещены и отложены в пределах континентального подножия или террасы, а после того, как эта терраса испытала восходящие движения и образовала крупное поднятие, были смещены с этого поднятия в молассовый трог между поднятием и кратоном [15]. В случае с Аппалачами, однако, кратон на ранней стадии был перекрыт броней илестияков и не мог служить источником сноса эластического материя-

ла. Сторонники гипотезы континентального др <sup>считают, что</sup> никаком сноса служил континентальный блок, расчлененный в процессе рифтообразования и спрединга морского дна. Очевидно, согласно этой точке зрения, палеозойское заполнение Аппалачской геосинклинали имело источником сноса Африканский континентальный блок.

Другая проблема касается характера границ геосинклинальной зоны. Очевидно, что одна из ее границ — граница с кратоном. Предполагается, что переход от кратона к геосинклинали был постепенным. Характер другого края геосинклинальной зоны неясен. Внутренняя зона — зона метаморфических и магматических пород. Во многих случаях, в том числе и в Аппалачах, не ясно, слагают ли эти породы фундамент, на котором залегают геосинклинальные осадки, или же они представляют собой высокотемпературные метаморфические фазы осадочного выполнения. Таким образом, эта граница геосинклинали теряется в магматическо-метаморфическом «тумане». Геологи, относящие осадки Мексиканского залива к геосинклинальным, считают, что никакой другой границы не существует и что геосинклиналь была «открытой», имея с одной стороны континент, а с другой — океанический бассейны. Эти исследователи предпочитают не употреблять термина геосинклиналь для таких комплексов, а называют их геомиклиналями (если они амагматические).

С этим вопросом связан и характер фундамента, на котором залегают осадочное заполнение. В красной части кратона нормальные кратонные породы (в основном гранито-гнейсы) континентального или сиалического характера уходят под геосинклинальные серии. Поскольку о другом крае геосинклинали мало что известно, то и вопрос о поверхности фундамента неясен. Некоторые полагают, что она является поверхностью скорее океанической, чем континентальной коры. Основание для этой точки зрения — большое количество офиолитового материала, перемежающегося с осадками некоторых геосинклинальных разрезов. С другой стороны, характер самих осадков, в частности содержание в них кварца, свидетельствует в пользу сиалического источника сноса; это наблюдение не согласуется с предположением о вулканическом или океаническом характере тектонической суши.

Наибольшая проблема связана с поисками современных аналогов геосинклиналей и с многочисленными предположениями на эту тему. Грабау [28] полагал, что «в настоящее геологическое время не существует нормальных затопленных морем геосинклиналей». Большинство геологов придерживается теперь другого мнения, однако до достижения единого мнения еще далеко.

Дитц [15] в поисках актуалистической модели геосинклинали пришел к выводу, что такой модели соответствует континентальное подпожие. Эта зона, в которой и в самом деле накапливается мощная толща осадков, в относительно стабильных районах характеризуется значительной шириной и огромной протяженностью. В качестве подходящего примера можно назвать «геосинклиналь» Мексиканского залива. Однако осадки в эту «геосинклиналь» привнесены с континента. Таким образом, они обладают «полярностью», обратной той, которую мы наблюдаем в древних геосинклинальных зонах.

Другие геологи в качестве современных геосинклиналей рассматривают океанические тропы, т. е. длинные, линейные, глубокие борозды, обрамляющие многие островные дуги, а также некоторые континенты. Однако, как указывают Шоу и Марло [48], при отсутствии выделения типичным выполнением современного Тихоокеанского глубо-



ководного трога в интервале времени от мезозоя до наших дней является весьма маломощный (около 500 м) слой осадков. В то же время многие эвгеосинклинали характеризуются огромной мощностью осадков, отложившихся за значительно более короткий отрезок времени.

Некоторые считают, что «геосинклиналь» является весь океанический бассейн; накопленные в нем осадки из-за спрединга морского дна и связанного с ним перемещения плит транспортируются к мобильным зонам, где они благодаря субдукции поглощаются краевой частью континента [24]. Эта модель имеет свои трудности, поскольку она не в состоянии объяснить отсутствие пелагических карбонатов в

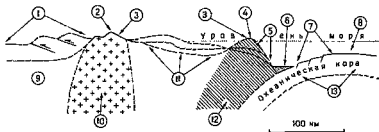


Рис. 16-4. Схематический разрез, показывающий главные геотектонические элементы системы островной дуги — океанический желоб. Горизонтальный масштаб приблизительно соответствует горизонтальному и вертикальному масштабам примерно 1:10 По Диккинсону [14].

1 — задаточная область представляет собой интруктивный центральный вулканический пояс или между осей бассейна; 2 — магматическая ось; 3 — поднятия, террасы, склоны, уступы, тропи, 4 — зона резкого погружения склона желоба, 5 — вулканический фронт; 6 — турбулентное заполнение желоба; 7 — авешный склон, осложненный нормальными сбросами; 8 — авешный свод; 9 — континентальная или океаническая дора; 10 — аулкаид-паутокический ороген, 11 — осадочный покров на фундаменте неопределенного происхождения; 12 — зона субдукции, 13 — офиолитовый разрез.

эвгеосинклинальных разрезах. Если бы современные океаны были представительной моделью, то такие карбонаты должны были составлять значительную часть общей мощности разреза, а это далеко не так.

Более поздние попытки решить этот вопрос с точки зрения тектоники плит привели к другим моделям [14]. В дополнение к глубоководным океаническим трогам предполагаются две другие зоны возможного осадконакопления. Один из них является зона между океанической впадиной и связанной с ней островной дугой; вторая расположена по другую сторону островной дуги, между ней и континентом (рис. 16-4). Эти зоны могут насчитывать от 75 до 275 км в ширину и несколько сот километров в длину. Мезозойская толща Грейт-Вэлан, сложенная турбилитами огромной мощности, по мнению Диккинсона [14], накапливалась в бассейне, заключенном между океаническим трогом и островной дугой. Согласно этой модели, осадочное заполнение поступает либо с островной дуги (цепь вулканов), либо со срединного хребта в часть бассейна, расположенную между трогом и островной дугой. Со стороны же океана осадки поступать не могли. Кластические серии значительной мощности могли также накапливаться по другую сторону островной дуги, в ее тыловой части, т. е. в бассейне форланда. В качестве такого рода тыловой (по отношению к островной дуге) геосинклинали рассматривается обширный позднемезозойский бассейн центральной части Северо-Американского континента, располагавшийся между

складчатым поясом Кордильер и западным краем палеозойской формы и докембрийского щита.

В свете вышеизложенного современная геосинклиналь представляется весьма проблематичной структурой.

Интересующихся мы отсылаем к материалам недавнего симпозиума по данной проблеме [17].

## Орогенные осадки

### Флиш

Как уже говорилось выше, существуют две главные фации осадков, связанных с геосинклинальными или мобилируемыми зонами. Это — флишевая и молассовая фации.

Флишевая фация получила свое название из-за сходства с флишем Альп. Это наиболее характерный для альпийских орогенных зон комплекс осадков. Джонс [30] дал ему название глинистой фации, поскольку в нем преобладают глинистые сланцы, а Петтиджок называет его граувакковой фацией, поскольку характерные песчаники этого комплекса являются граувакками.

Флишевая фация характеризуется очень большой мощностью и преобладанием в разрезе глинистых пород. Этот комплекс сложен почти нацело кластическими породами, однако на некоторых стадиях отлагались также пластовые кремни и радиоляриты. Мощность этого комплекса феноменальна, она измеряется тысячами метров. Флишевое осадконакопление происходит непрерывно или почти непрерывно. Слонистость хорошо выражена, равномерна и ритмична (рис. 16-5). Основной материал — глинистые сланцы или алевроитные глинистые сланцы, равномерно чередующиеся с прослоями темных песчаников

(как правило, это граувакки), мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. Эти слои рассматриваются как ритмы, а песчаники — как турбидиты. Градационная слонистость встречается всегда; крупномасштабная слонистость не наблюдается, однако может присутствовать слонистость знаковых рядов.

Песчаники грубозернисты или представляют собой микробрекчи, они содержат многочисленные обломки глинистых пород и, как указывалось выше, не являются продуктами обычных донных течений. По-видимому, они отражают нечастые, в какой-то степени катастрофические

вторжения донных турбидитовых потоков, порожденных оползнями. Такие потоки переменяют грубые осадки, первоначально отложенные в относительно мелководной зоне, в более глубоководную и спокойную обстановку. В некоторых флишевых толщах слон грубого хаотического материала часто содержит крупные эратические блоки — отложения настоящих грязевых потоков и оползней.

Глинистые компоненты флишевой фации характеризуются медленным осадконакоплением, которое периодически прерывалось почти



Рис. 16-5 Меловые флишевые турбидиты район Девилз-Слайд, Калифорния

мгновенным отложением песчаных пластов. Пропорция между глинистыми сланцами и песками может варьировать, однако обычно разрез в основном сложен глинистыми сланцами (табл. 16-2). Обычно соотношение глин и песков во флише такое же, как и в выносах современных крупных рек. В среднем отложения дельты р. Миссисипи содержат 29% песка и 71% ила (алевроит плюс глина). Как показано в табл. 16-2, в среднем для различных разрезов соотношение пески — глины составляет 31 : 64.

Таблица 16-2

Содержание типов пород во флишевых фациях, %

Компоненты	А	Б	В*	Г	Д	Е
Песчанники	42	17	32	27	39	31
Глинистые сланцы	58*	55	61	73	59	64
Известняки	Сл.	17	—	Сл.	1—2	4
Конгломераты	1	—	—	—	Сл.	—

\* Включая песчанистые глинистые сланцы.

\*\* Включая 7% алевролитов.

А — верхний мел (Чико), Калифорния [57].

Б — карбон, бассейны Анадакно, Оклахома [7].

В — карбон (Стэйл), Аризона — Оклахома [7].

Г — третичные отложения северной части Суэцкой.

Д — меловые отложения, южная Калифорния [8].

Е — средний сегмент разрезов от А до Д.

Необходимо отметить, что, за исключением конкреций в алевролитовых прослоях, карбонаты, как правило, в разрезе отсутствуют. Тем не менее для некоторых разрезов отмечалось наличие градационных слоев известняков, интерпретируемое как результат внедрения мутьевых потоков, несущих карбонатный материал.

Некоторые флишевые толщи, такие, как, например, формация Грейт-Валли в Калифорнии, не содержат вулканогенного материала. Другие, в частности францисканские отложения того же региона, тесно связаны с подущечными лавами, обычно метаморфизованными до зеленочаменной стадии; такая ассоциация давно уже признана типичной для Альпийской зоны [58]. Эти лавы основного состава, по-видимому, отражают подводные излияния, происходившие одновременно с осадкоотложением. С ними также тесно связаны отложения под водой туфы основного состава, переходящие в грубые граувакки, с которыми они имеют внешнее сходство.

Некоторые флишевые толщи характеризуются оползневой слоистостью, конволютной складчатостью и внедрениями граувакковых лавек и силлов.

Происхождение флишевой фации с ее ритмическим чередованием глинистых сланцев и градационных граувакк долгое время понималось неверно. Грубая зернистость граувакк и обычное отсутствие ископаемых остатков или присутствие в некоторых случаях растительных остатков послужила для некоторых исследователей поводом считать эти отложения мелководными или даже континентальными осадками. Другие, напротив, относили их к глубоководной морской обстановке на том основании, что они характеризуются равномерностью слоев, отсутствием кривой слоистости и часто встречающимися радиоларитами.

Присутствие в некоторых разрезах радиолярии а в других граптолитов не оставляет сомнения в морском происхождении флишевой фации. Обычное отсутствие бентосной фауны, за исключением мягкотелых илюдных форм, тонкие равномернослоистые песчаные крошечки, отсутствие крупномасштабной косой слоистости или выклинивающейся линзовидной слоистости, каналы вреза и запаливания — все это свидетельствует о глубоководных условиях. Навыболее веское доказательство глубоководности зоны накопления флишевой фации — присутствие в некоторых турбидитовых толщах глубоководных фораминифер. Механизмом мутьевого потока легко объясняется и градиционное строение грубозернистых граувакк, и присутствие столь грубого материала в глубоководной обстановке, и наличие в нем мелководной микрофауны.

Поскольку флишевая фация слагает исключительно мощные и интенсивно дислоцированные толщи, она является продуктом геосинклинального осадконакопления. Она накапливается очень быстро и непрерывно в сравнительно глубоководной (более 1000 м) морской обстановке. Структурная и минералогическая незрелость этих осадков свидетельствует о том, что они содержат продукты разрушения высокоприподнятых участков суши. Исходным материалом этих осадков были как слабометаморфизованные, так и кристаллические породы, а возможно, и ранее отложенные осадки той же геосинклинали.

Флишевая фация имеет очень широкое распространение, поэтому в геологической литературе содержится много хороших ее описаний. Основные характеристики флиша обобщены Суйковским [54], Дзулинским и Смитом [18], Дзулинским и Уолтоном [19]. Флишевыми толщами сложены многие разрезы архея в пределах Канадского щита [45, 46, 61, 29], многие формации верхнего докембрия (сланцы Тайлер, Мингамме и Томсон) в районе оз. Верхнего [42]. Отличными примерами флишевой фации являются ордовикская формация Мартинсбурга в Центральных Аппалачах [39] и породы того же возраста в районе р. Святого Лаврентия, в Квебеке [22]. Та же фация развита и в верхнепалеозойских разрезах в горах Уошито, в штатах Арканзас и Оклахома [7, 10] и в Маратонском бассейне Техаса [39]. Типичным флишем являются также верхнепалеозойские отложения Каледонской геосинклинали в Великобритании, в особенности в Уэльсе [67], Армориканской геосинклинали в Англии и Уэльсе, а также в Гарце (ГДР) и Среднерейнском бассейне в ФРГ [23, 38]. Эта фация встречается и в мезозойской формации Грейт-Вэлли в Калифорнии [44]. Она установлена на Аляске и в Гималаях [59], на Кавказе [60] и в Карпатах [20], в Сьерра-Мадре Ориентале (здесь это эоценовая формация Чиконгок) и в Чилийских Андах [53]. Нет никакого сомнения, в том что эта фация присутствует в любой альпийской зоне мира.

Не все турбидитовые разрезы, однако, являются истинным флишем. Турбидитовый механизм проявляется даже в озерах и в придельтовых районах. Таким образом, не следует полагать, что любая градиционная слоистость неизбежно свидетельствует о флишевом осадконакоплении.

### Моласса

Другими фациями, связанными с орогенными поднятиями, являются молассовые. Типичная моласса представлена мощной кластической толщей третичного возраста, установленной в Швейцарских Аль-

пах и в Альпийском форланде южных районов ФРГ. Молассами всюду называют породы, сходные по составу и соотношению с альпийскими складчатыми сооружениями [64].

Молассовая ассоциация сложена в основном песчанниками и глинистыми сланцами. Обычно она грубее по составу, чем флиш, и содержит много конгломератов. Вблизи от источника сноса она, как и флиш, может иметь мощность до 1000 м. В пределах непосредственно орогенной зоны она наиболее мощная и сильно дислоцирована. Наиболее удаленные от источника сноса разрезы характеризуются меньшей мощностью. Моласса может покрывать кратонные платформы далеко за пределами орогенного пояса.

Пески и глины молассы — незрелые продукты денудации. Пески представлены литонными песчанниками, местами — протокварцитами (сублитаренитами). Глинистые сланцы являются алевроитскими и слюдястыми; окраска их меняется от серой до красной. В более темных глинах часто встречаются глинистые железняковые конкреции, септарии и растительные остатки. Более дистальные молассы могут содержать угли с подстилающими их глинистыми пропластками; здесь могут присутствовать маломощные желваковые пресноводные известняки. С дистальной молассой могут перемежаться выклинивающиеся ей навстречу маломощные пропластки морских глинистых сланцев и известняков.

Более проксимальные разрезы молассы обычно образуют циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу (рис. 16-6). Нижняя, песчаная, а возможно конгломератовая, пачка цикла имеет изрезанное основание. Вверх по разрезу она переходит в алевролиты и глины. Последние обычно окрашены в красный цвет. Молассовые циклы описаны Берсе [4, 5] и Фюхтбауэром [26]. В угленосной молассе такие циклы включают в себя угли и подстилающие их глинистые пропластки, а в некоторых случаях — и морские известняки. Последние представляют собой «циклотемы» Уэллса и др. [66, 63], рис. 16-7.

В некоторых молассовых разрезах кластические отложения, особенно аргиллиты, имеют красную окраску. Красный цвет и глинистые конгломераты (с обломками аргиллитов в песчаном матриксе) указывают на окисление и обезвоживание, а следовательно, на осадконакопление в субаэральных условиях.

Таким образом, молассовая ассоциация не является исключительно континентальной или исключительно морской, а скорее и той и другой вместе; это ассоциация осадков, образовавшихся в различных локальных обстановках, включая пляж, нижний пляж (предпляжевую зону), заливаемую приливом лагуну, аллювиальную, отчасти дельтовую, отчасти пойменную зону вместе с ее старицами и болотами, отчасти аллювиальные конусы выноса. Короче говоря, зона молассового осадконакопления — дельтовая прибрежная равнина и ее продолжение в глубь континента вплоть до горного фронта (см. рис. 14-14).

Осадки, поступающие в эту область, распределяются по различным локальным обстановкам и дифференцируются по структуре (а следовательно, по химическому и минералогическому составу) в соответствии с энергией потока в каждой локальной ситуации. В более проксимальных условиях накапливаются грубые галечники конусов выноса. В менее проксимальных — эти осадки составляют аллювиальные циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу. По мере удаления от источника сноса они переходят в прибрежные отложения мелководной дельты и междельтовые осадки лагун и пляжей. Незрелые флювиальные пески

в прибрежной зоне могут становиться более зрелищным, так и в минералогическом отношении.

Обычно береговая линия со временем смещается в сторону и так, что осадки молассового типа, наступая, перекрывают прибрежно-морские отложения и замещают их. В общем, моласса представляет собой обширный шлейф перемещенного элювия недавно поднявшихся горных цепей. Уже закончена флишевая эпоха; недавно отложившиеся

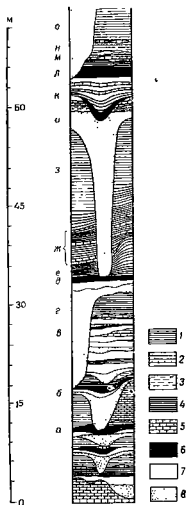


Рис. 16-6. Молассовые линзы с уменьшением зернистости вверх по разрезу в девонской формации Катскилл близ Гаррисберга, Пенсильвания

Выступающие пласты представляют грубые песчанники; пласты, образующие флишеобразные углубления, сложены темно красными алевроитскими аргиллитами

Рис. 16-7. Циклотемные осадки. По Уиллссу [1931].

1 — глинистые сланцы; 2 — известковые глинистые сланцы; 3 — песчанистые глинистые сланцы; 4 — углистые глинистые сланцы; 5 — известники; 6 — уголь; 7 — глина; 8 — песчанник.  
а — угольный пласт № 1, б — песчанник Бернадотт, в — известник Сикори; г — песчанник Изабель, д — угольный пласт № 2; е — глинистые сланцы Френес-Крик; ж — пачка Оук-Грейв; з — глинистые сланцы Пьюингтон; и — песчанник Плейнт-Вью; к — угольный пласт № 4; л — угольный пласт № 5 м — известник Сант-Дэвид; н — глинистые сланцы Калтон; о — песчанник Куба



осадки испытали интенсивные деформации и выведены на поверхность процессами эрозии; поэтому моласса представлена в основном переотложенными осадками и содержит обломки осадочных или слабометаморфизованных пород. Образовавшиеся скопления имеют максимальную мощность в непосредственной близости от вновь образовавшихся горных цепей и распределены в собственном бассейне — так называемом бассейне форланда или молассовом бассейне. Осадки, наиболее

приближенные к горному фронту, могут быть сами вовлечены в продолжающиеся орогенические движения и деформированы ими. Наиболее удаленная часть молассы, перекрывающая кратон, остается недеформированной.

Наиболее известным примером молассы является Альпийская моласса. Ее отложения в южной части ФРГ тщательно описаны Фюхтбауэром [26], а на Швейцарской равнине — Берсье [4, 5]. Сопоставимая по возрасту моласса прослежена в Карпатах. Молассой является и девонско-миссисиппская толща в Аппалачах. Известны описания девонской молассовой формации Катскилл [1] и наиболее характерных черт связанных с ней формаций Маунт-Чанк (миссисипп) и Поттсвилл (пенсильваний) [41]. Молассовые разрезы хорошо изучены также в Колумбийских Андах.

Некоторые осадочные комплексы, по структуре, составу и организации близко напоминающие молассу, тем не менее не являются настоящей молассой. Грабеновые или полуграбеновые бассейны, образовавшиеся в кратонах, выполнены молассоподобным материалом. Примером этому служат триасовая серия Ньюарк и докембрийская облучочная формация Квиннаван в районе оз. Верхнего. Эти отложения отличаются от истинной молассы только своим тектоническим положением. Они никак не связаны и не ассоциируют с каким-либо флишем; они не вовлечены в альпийскую складчатость, а лишь нарушены сбросами и наклонены в результате блоковых движений. Их сходство с молассой ограничивается тем, что они представлены в основном грубыми неморскими обломочными породами и связаны с расчлененным рельефом.

### **Дофлишевые фации**

Менее значительным компонентом некоторых геосинклинальных осадочных комплексов является маломощная серия, которая в ряде случаев предшествует флишу. Эта серия, представленная в основном черными глинами, но включающая также кремнистые сланцы и радиоляриты, отражает длительный период очень медленной седиментации, предшествовавшей быстрому накоплению поступающих в бассейн флишевых осадков. Эта ассоциация представляет собой осадки глубоководного отмирающего бассейна.

Некоторые особенности этой ассоциации были описаны Обуэном [2]. Она включает в себя полосчатые кремнистые сланцы — радиоляриты и радиоляриновые яшмы. В некоторых случаях они ассоциируют с офиолитами или зеленокаменными породами; в других — с кремнистыми известняками. Красные желваковые известняки *ammonitico rosso* характеризуют так называемую генеративную стадию геосинклинали. Обилие аммонитов — настоящие слои ракушняка — свидетельствует о чрезвычайно медленном осадконакоплении. По наблюдениям Петтиджона, черные глинистые сланцы являются наиболее типичными осадками «отмирающего бассейна». В некоторых разрезах черных глинистых сланцев может присутствовать кремень — либо в рассеянном состоянии, в виде желваков, либо, что более характерно, в виде тонких пропластков, чередующихся с черными глинистыми сланцами. С некоторыми черными глинистыми сланцами тесно связаны другие осадки резко восстановительной среды, такие, как осадочные сульфиды железа и сидерит.

Эвксинные осадки наиболее часто встречаются над карбонатно-ортокварцитово-ассоциацией и под типичными грауватко-глинистыми флишевыми фациями. Их присутствие, возможно, отражает переход от

мелководных карбонатных осадков открытого моря и песков, снесенных с кратона, к поступлению осадков, образовавшихся из-за разрушения островных дуг или других барьеров. Начальная стадия образования барьера обуславливает частичную изоляцию определенных участков осадконакопления и ограничивает или полностью исключает циркуляцию. Это приводит к установлению застойного режима донных вод и к отложению черных глин. Прекращение доступа осадков как со стороны флоранца кратона, так и с барьерной зоны ведет к отмиранию бассейна.

## Геосинклинальный цикл

Осадки начальной стадии мобильной зоны могут резко отличаться от осадков, которые накапливаются вслед за ними. Наблюдения в различных регионах послужили основанием для создания концепции геосинклинального цикла. Одним из первых, кто ее сформулировал и выделил несколько фазий, закономерно следующих друг за другом, был Бертрам [6]. По его мнению, нормальная последовательность пород геосинклинального пояса такова: гнейсовые фазии (породы фундамен-

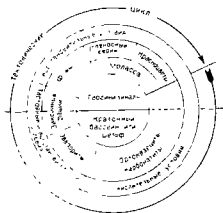


Рис 16-8 Генерализованный тектонический цикл и главные осадочные фации. По [35] с большими изменениями

та или более древние); глинистый флиш (мощные глинистые фации, накапливающиеся в осевой части геосинклинали и состоящие из обломков более древних пород); грубый флиш (включая «дикий флиш»), т. е. пограничные скопления продуктов разрушения и переработки более древних пород геосинклинали по мере их воздымания; гравелиты и грубозернистые песчаники или фации Редгрит, отложенные у подножия гор вслед за горообразованием. Данная концепция, очевидно, в основном явно базировалась на результатах изучения истории Альпийской геосинклинали. Однако Берtrand отмечал, что такая последовательность фаций повторяется и в других геосинклинальных зонах, в другие периоды.

Крынин [32, 33, 35] попытался применить генерализованную концепцию Берграна к Ашшатской геосинклинали (рис. 16-8). Он выделял три геотектонические стадии. Стадия пенеппенизации (или раннегеосинклинальная стадия) характеризуется отложением ортокварцитов и карбонатов первого цикла на выровненную поверхность, испытывающую нерпические колебания. Собственно геосинклинальной стадией собственно тропичес осадконакопление, прерываемое формированием краевых поднятий и последующим перемещением ранее отложенных осадков в выгравную часть, трога, после их слабого метаморфизма. Постгеосинклинальная стадия и обильный подъем, обычно сопровождаемый разрывными дислокациями, наступают после складчатости и внедрения геосинклинальных интрузий и характеризуются арковом составом осадков.

Пригодности, этой генерализованной концепции ставилась под сом-



жение [31]. Однако совершенно очевидно, что в природе существуют периодически повторяющиеся генетически родственные ассоциации осадочных пород и что во многих случаях они следуют одна за другой в определенной закономерной последовательности. Такая упорядоченная последовательность многократно повторялась в докембрии и в более поздних геологических эпохах, что является существенным аргументом в пользу концепции геосинклинального цикла. Эта концепция, кратко обобщенная в табл. 16-3, наиболее полно была разработана Обузном [2] в основном на базе его исследований в Хеллендах. Эволюция геосинклинали, по Обузу, значительно сложнее, поскольку она охватывает историю развития двух параллельных трогов, разделенных срединной геосинклиналью (см. рис. 16-3). История этих трогов была несколько

Таблица 16-3

Главные тектонические циклы и связанные с ними осадки

Стадия	Условия осадконакопления
1	Кратовые условия, накопление эффузивных со шита ортокварцитов и карбонатов в пределах затопленного кратона или вдоль границы кратона с геосинклиналью. Более дистальные участки геосинклинали представляют собой «отмершие бассейны», куда осадки либо не поступают, либо поступают в ограниченном количестве
2	Слабое воздымание в геосинклинали и подъем геосинклинального хребта; накопление кремнистых сланцев, слоистых слюдистов, арифта, черных глинистых сланцев и фосфоритов в бассейне, ограниченном доинным порогом (эвклиновые фации)
3	Мощное воздымание геосинклинального хребта и островных дуг с интенсивным поступлением кластического материала (флиш) с участием зернистостя вверх по разрезу; подводные эффузивы и туфы
4	Завершение заполнения трота; переход к неморской стадии Паралимская седиментация (моласса), условия вначале восстановительные, (осадки дельт и болот), а затем — окислительные (аллювий)
5	Деформация и подъем

различной. Внутренний, или эвгеосинклинальный, трог формируется первым и заполняется флишем, в котором содержится вулканогенные породы. Внешний (многогеосинклинальный) трог образуется на более поздней стадии и заполняется невулканическим флишем. Деформации начинаются в первом троге и по мере осадконакопления охватывают и второй. Вслед за воздыманием отложенных осадков формируется передовой прогиб, заполняемый грубой молассой.

А. Е. Энгель и К. Г. Энгель [21] высказали предположение о том, что «постулируемые в последнее время тектонические условия седиментации являются столь суровыми, что только немногие осадочные серии способны в них уцелеть». В самом деле, слишком мало разрезов было надлежащим образом проанализировано для того, чтобы считать обобщение надежным. Наши представления определяются главным образом данными изучения Альпийских и Аппалачских геосинклинальных разрезов. Проблема еще более осложняется из-за нашей неспособности прийти к соглашению относительно определения геосинклинали и, что еще важнее, из-за неудач при попытках идентифицировать современный аналог геосинклинали. Некоторые разрезы, хотя их и называют геосинклинальными, как, например, разрез так называемой «геосинклинали Мексиканского залива», относятся к другой модели и, по-видимому, вообще не должны называться геосинклинальными.

Концепция тектоники плит вновь поставила вопрос о связи седиментации с тектоникой в целом; этот вопрос был предметом дискуссии на симпозиуме в Мэдисоне, штат Висконсин, осенью 1972 г. [17]. Согласно теории плит, мобильный пояс зона столкновения двух плит земной коры. В такой зоне образуется глубокий линейный желоб, в котором накапливаются осадки. Природа таких «геосинклиналей» пока еще неясна, так же как неясны характер выполняющих их осадков, источники сноса этих осадков и история их седиментации в смысле последовательности накопления фаций, если таковая существует. Предпринимаются попытки изучить эти вопросы и сформулировать ответы на них [13, 17]. Вкратце речь идет о том, что мы имеем дело с несколькими бассейнами, которые включают в себя желоб или крупную борозду, образовавшуюся вследствие погружения океанической плиты под континентальную; один или несколько меньших желобов, расположенных в зоне между главной бороздой и сформировавшейся на континентальной плите вулканической дугой, а также тыловой бассейн дуги, или трог, сформировавшийся между вулканической дугой и внутренней кратонной областью континента.

Эта общая модель также порождает некоторые вопросы, требующие дальнейшего изучения. Не выяснен окончательно источник сноса осадочного заполнения этих нескольких бассейнов. Наиболее очевидный источник сноса — вулканическая дуга, которая, будучи приподнята, может подвергаться эрозии. В самом деле, одним из главных компонентов некоторых геосинклинальных разрезов является вулканический материал. Однако для других геосинклинальных разрезов, составляющих, видимо, большинство, это нехарактерно; объем и характер осадков этих бассейнов свидетельствуют о поступлении в них большого количества эвалического материала с суши. Цепи вулканических островов неспособны поставлять материал подобного состава и в таких количествах. Более того, данные о палеотечении исключают задуговую (backarc) кратонную область как возможный источник сноса. Таким образом, участки суши, служащие источником сноса, должны находиться по другую сторону вулканической дуги и состоять из эвалических континентальных пород. В самом деле, даже на Тихоокеанском побережье США, которое становится чем-то вроде модели для гипотезы тектоники плит, установлены свидетельства эвалического источника сноса, располагавшегося к западу от современной береговой линии. Эта аномалия пока еще не получила надлежащего объяснения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen, J. R. L. and Friend, P. F., 1968, Deposition of the Catskill facies, Appalachian region: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 106, pp. 21—74.
2. Aubouin, J., 1965, *Geosynclines: Developments in geotectonics*, v. 1, Amsterdam, Elsevier, 315 pp.
3. Bailey, E. B., 1930, New light on sedimentation and tectonics: *Geol. Mag.*, v. 67, pp. 77—92.
4. Bailey, E. B., 1936, Sedimentation in relation to tectonics: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 47, pp. 1713—1726.
5. Bersier, A., 1948, Les sédimentations, rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine: 18th Intern. Geol. Congr. London, pl. 4, sec. C., pp. 83—93.
6. Bersier, A., 1959, Séquences détritiques et divagations fluviales: *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 51, pp. 851—893.
7. Bertrand, M., 1897, Structure des Alpes françaises et recurrence de certains facies sédimentaires: *Comptes Rendus, Congr. Int. Geol. 6th Sess.*, 1894, pp. 163—177.
8. Bokman, J., 1953, Lithology and petrology of the Stanley and Jackfork formations: *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 152—170.

8. Briggs, L. I., Jr., 1953, Geology of the Ortigalita Peak Quadrangle, California: California Div. Mines Bull. 167, 61 pp.
9. Cadby, W. M., 1950, Classification of geotectonic elements: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 31, pp. 780-785.
10. Cline, L. M., 1970, Sedimentary features of Late Paleozoic flysch, Ouachita Mountains, Oklahoma: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 7, pp. 85-101.
11. Dana, J. D., 1873, On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior: Amer. Jour. Sci., v. 5, pp. 423-443; v. 6, pp. 6-14, 104-115, 161-171.
12. Dupples, E. C., Krumbein, W. C., and Sloss, L. L., 1948, Tectonic control of lithologic associations: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 32, pp. 1936-1937.
13. Dickinson, W. R., 1970, Tectonic setting and sedimentary petrology of the Great Valley sequence (abstr.): Geol. Soc. Amer. Prog. 2, 86 pp.
14. Dickinson, W. R., 1971, Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope, and trough settings between magmatic arcs and associated trenches: Pacific Geol., v. 3, pp. 15-30.
15. Dietz, R. S., 1963, Collapsing continental rises - an actualistic concept of geosynclines and mountain building: Jour. Geol., v. 71, pp. 314-333.
16. Donaldson, J. A., and Jackson, G. D., 1965, Archaean sedimentary rocks of North Spirit Lake area, northwestern Ontario: Canad. Jour. Earth Sci., v. 2, pp. 622-647.
17. Doll, R. H., Jr., and Shaver, R. H., eds., 1971, Modern and ancient geosynclinal sedimentation: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 19, 400 pp.
18. Dzulynski, S., and Smyth, A. J., 1961, Flysch facies: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 34, pp. 245-266.
19. Dzulynski, S., and Walton, E. K., 1965, Sedimentary feature of flysch and graywackes: Amsterdam, Elsevier, 300 pp.
20. Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M., and Kuennen, Ph. H., 1959, Turbidities in flysch of the Polish Carpathian Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089-1118.
21. Engel, A. E. I., and Engel, C. G., 1953, Grenville Series in the northwest Adirondack Mountains, New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 1013-1097.
22. Enos, P., 1969, Anatomy of a flysch: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 680-723.
23. Fiege, K., 1937, Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynclinaler und epikontinentaler Ränge. Preuss. Geol. Landesanst. Abh. Neue Folge, v. 177, 218 pp.
24. Fischer, A., 1974, The odd rocks of mountain belts, in Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Doll, R. H., Jr., and Shaver, A. H., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 19 (in press).
25. Fischer, G., 1933, Die Petrographie der Grauwacken: Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., v. 54, pp. 320-343.
26. Fuchsbaumer, Hans., 1957, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen: Geol. Rundschau, v. 56, pp. 266-300.
27. Gatliff, J., Reed, I. C., Jr., and Cadby, W. M., 1970, Sedimentary volumes and their significance: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 353-376.
28. Grabau, A. W., 1944, The world we live in: Taiwan, Geol. Soc. China, 229 pp.
29. Henderson, J. B., 1972, Sedimentology of Archean turbidites of Yellowknife, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci., v. 9, pp. 882-902.
30. Innes, O. T., 1988, On the evolution of a geosyncline: Proc. Geol. Soc. London, v. 94, pp. 1x-CX.
31. Kay, M., 1951, North American geosynclines: Geol. Soc. Amer. Mem. 48, 143 pp.
32. Krynnine, P. D., 1941, Differentiation of sediments during the life history of a landmass (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, 1915 pp.
33. Krynnine, P. D., 1942, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: An Congr. Panamericano Ing. Minas Geol. Santiago, Chile, pp. 556-561.
34. Krynnine, P. D., 1943, Diastrophism and the evolution of sedimentary rocks: Pennsylvania Min. Ind. Tech. Paper 34-A.
35. Krynnine, P. D., 1945, Sediments and the search for oil: Producers Monthly, v. 9, pp. 17-22.
36. Krynnine, P. D., 1950, Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut: Bull. Connecticut State Geol. Nat. Hist. Surv. 73, 247 pp.
37. Ksiazek, Ph. H., 1959, La topographie et la géologie des profondeurs océanique. Coll. Int. Cent. Nat. Rech. Sci., v. 83, pp. 157-163.
38. Kuennen, Ph. H., and Sanders, J. E., 1956, Sedimentation phenomena in Kilm and Flozleeres graywackes, Sauerland and Oherbarz, Germany: Amer. Jour. Sci., v. 254, pp. 649-671.

39. McBride, E. F., 1962, Flysch and associated beds of the (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 39-91.
40. McBride, E. F., 1966, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvania), Marathon Basin, Texas: Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Repl. Inv. 57, 101 pp.
41. Meckel, L. D., 1970, Paleozoic alluvial deposition in the central Appalachians — a summary, in Studies of Appalachian geology (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 49-68.
42. Morey, G. B., and Ojakangas, R. W., 1970, Sedimentology of the Middle Precambrian Thomson Formation: Minnesota Geol. Surv., Repl. Inv. 13, 32 pp.
43. Moss, R. G., 1936, Buried pre-Cambrian surface in the United States: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 935-966.
44. Ojakangas, R. W., 1968, Cretaceous sedimentation, Sacramento Valley, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 973-1008.
45. Pettijohn, F. J., 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925-972.
46. Patter, P. E., and Pryor, W. A., 1961, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the upper Mississippi Valley and adjacent areas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1195-1250.
47. Reinemund, I. A., 1955, Geology of the Deep River coal field of North Carolina: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 246, 159 pp.
48. Scholl, D. W., and Marlow, M. S., 1974, The sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the apparent rarity of similar sequences in deformed circum-Pacific eugeosynclines, in Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Dott, R. H., Jr., and Shaver, R. H., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 19 (in press).
49. Schuchert, C., 1923, Sites and nature of the North American geosynclines: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 34, pp. 151-229.
50. Schwab, F. L., 1969a, Cyclical geosynclinal sedimentation: a petrographic evaluation. Jour. Sed. Petrol., v. 39, pp. 1325-1343.
51. Schwab, F. L., 1969b, Geosynclines: what contribution to the crust?: Jour. Sed. Petrol., v. 39, pp. 150-158.
52. Schwab, F. L., 1971, Geosynclinal compressions and the new global tectonics: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 928-938.
53. Scott, K. M., 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 72-107.
54. Sułkowski, Zb. L., 1957, Flysch sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 543-554.
55. Tercier, J., 1939, Dépôts marins actuels et séries géologiques: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 32, pp. 47-100.
56. Tercier, J., 1947, Le flysch dans la sédimentation Alpine: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 4, 163 pp.
57. Trask, P. D., and Hammer, H. E., 1934, Preliminary study of source beds in late Mesozoic rocks on west side of Sacramento Valley, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 18, pp. 1346-1374.
58. Tyrrell, G. W., 1933, Greenstones and greywackes: Comptes Rendus Reunion Int. Etude Precambrian, pp. 24-26.
59. Valdiya, K. S., 1970, Simla slates: the Precambrian flysch of the lesser Himalaya, its turbidites, sedimentary structures and paleocurrents: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 451-468.
60. Vassoevich, N. B., 1953, On some flysch textures: Trans. Soc. Geol. Lwow, ser. geol., v. 3, pp. 17-85 (in Russian).
61. Walker, R. G., and Pettijohn, F. J., 1971, Archean sedimentation: analysis of the Minikiki Basin, northwest Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099-2130.
62. Wang, C. S., 1972, Geosynclines in the new global tectonics: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2105-2110.
63. Wanless, N. R., and Weller, J. M., 1932, Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 43, pp. 1003-1016.
64. van Waterschoot, van der Gracht, W. A. J. M., 1931, Permian carboniferous orogeny in southeastern United States: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 15, pp. 991-1057.
65. Weeks, L. G., 1952, Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 2071-2124.
66. Weller, J. M., 1930, Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance: Jour. Geol., v. 38, pp. 97-135.
67. Wood, A., and Smith, A. J., 1959, The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Liandoverian): Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 114, pp. 163-195.

## ГЛАВА 17. ОСАДКИ И ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

### Введение

Возможно, благодаря исследованиям космоса и Луны, вновь, пробудился интерес к эволюции планет и их атмосфер. Среди космохимиков и планетологов стало модным создание теоретических моделей планетарной эволюции с особым акцентом на происхождение и эволюцию атмосферы. Считается, что Земля, как планета, испытала длительную сложную геохимическую эволюцию, приведшую к дифференциации коры и образованию гидросферы и атмосферы. Предполагаемая история двух последних оболочек рассматривалась различными авторами [8, 23, 39, 43, 17, 5, 34, 35, 14, 12]. Однако лишь немногие исследовали геологическое прошлое с целью выяснения того, что происходило в действительности, а не того, что могло происходить [11, 29, 30, 32, 38].

Все авторы сходятся на том, что когда-то в начале истории Земли условия на ее поверхности коренным образом отличались от тех, которые мы наблюдаем теперь. Предполагается, что объем воды в океанах был меньше, а ее соленость — ниже, чем в настоящее время. Содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере было, по-видимому, выше, а кислорода в ней, возможно, вообще не было. Земная поверхность не имела растительного покрова и подвергалась смертоносному ультрафиолетовому облучению. Такие условия должны были совершенно иначе влиять на процессы выветривания, эрозии, биологической жизнедеятельности и химической седиментации в прошлом по сравнению с настоящим. Сохранились ли в летописи осадконакопления какие-либо свидетельства вековых тенденций в изменении состава или других признаков, которые подтверждали бы эти представления? И какова была природа древнейших осадков?

Сводка современных представлений по этим вопросам составлена Вейсером [44]. Он отмечает следующее: 1) граувакки преобладают в песчаниках архея, а аркозы получили наибольшее развитие в раннем докембрии; 2) формации, содержащие железо и марганец в наибольшем объеме (в цифровом масштабе), отлагались в период между 3400 и 1800 млн. лет назад; 3) появление красноватов относится к периоду между 2000 и 1800 млн. лет назад; 4) отложение известняков и доломитов в архее было редким явлением; 5) осадочные фосфаты становятся обычными накоплениями только 1000 млн. лет назад; 6) сульфаты кальция и другие эвапориты встречаются только в породах, возраст которых не превышает 600 млн. лет; 7) угленосность приурочена к породам не древнее чем 350 млн. лет. Вейсер с помощью анализа глинистых сланцев и других основных типов пород установил определенные геохимические тенденции, такие, как вековые изменения содержания щелочей калия и натрия, повышение общего содержания Fe, а также соотношений  $\text{MgO}/\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  с увеличением возраста осадков.

Среди геологов принято считать, что летопись прошлого можно понять через настоящее. Это представление, или, иначе говоря, актуалистический принцип либо доктрина униформизма, и, в самом деле, оказалось плодотворным. Кажется, не существует породы или текстуры, даже в раннедокембрийских отложениях, которые не имели бы эквивалента в более поздних геологических периодах. Это наблюдение в значитель-

ной степени подкрепляет точку зрения, согласно которой на протяжении всей истории Земли, от ее древнейших времен и до настоящего времени, условия существования не изменились, т. е. вековых изменений крупного масштаба не происходило. Такой вывод, однако, не получил всеобщего признания. Выше уже отмечалось, что многие осадки являются продуктами биологической деятельности, что многие другие осадки испытали преобразованием под действием организмов, а поскольку биологический мир претерпел значительную и сложную эволюцию, то соответствующие изменения должны затрагивать и осадки, тесно связанные с деятельностью организмов. Известно, что беспозвоночные докембрийского периода не выделяли извести; следовательно, известняки, образующиеся в результате такой деятельности, в древние времена не отлагались. Таким образом, отсутствие в древнейшие времена наземной растительности должно было существенно повлиять на образование почв, на скорость эрозии и, следовательно, на тип и скорость седиментации. Некоторые исследователи считают, что в геологической летоисчислении имеются свидетельства существования восстановительной атмосферы в раннем докембрии и что современная окислительная атмосфера образовалась из-за выделения кислорода в процессе фотосинтеза зеленых растений.

Несмотря на то что все эти аргументы выглядят убедительно, трудно продемонстрировать какие-либо вековые изменения в характере осадков. Древнейшие слои, возраст которых превышает  $3 \cdot 10^9$  лет, сложенные нормальными кlastическими породами. Конгломераты содержат хорошо окатанные гальки и валуны многих типов пород [29], свидетельствующих о том, что эрозия и седиментация происходили так же, как и теперь. Эти конгломераты настолько близко напоминают новейшие скопления, что на первый взгляд их можно было бы принять за таковые, если бы не опрокинутое залегание пластов» [11]. Тиллиты докембрия показывают, что в то время существовали такие же ледники, как и теперь. Поэтому никакого последовательного охлаждения земной поверхности, которое одно время признавалось всеми, происходить не могло. Многие из докембрийских осадков являются зрелыми. Некоторые кварциты этого возраста представляют собой скопления кварцевого песка, который по степени окатанности и содержанию кварца не уступает более молодым песчаникам. Такие высокие концентрации кварца свидетельствуют об интенсивном и полном выветривании содержащих кварц материнских пород. Столь зрелое выветривание по-видимому, не могло произойти при отсутствии наземного растительного покрова. Поэтому, несмотря на отсутствие ископаемых остатков наземной растительности в докембрийских отложениях, существование ее кажется вполне вероятным даже в раннем докембрии. Характер этого покрова неясен, возможно, это был обильный покров, состоящий из лишайников и других примитивных растений.

Несмотря на общее сходство между древними и современными осадками, как показывают некоторые работы последних лет, существуют небольшие различия второго порядка в среднем составе осадков разного возраста. Эти очевидные различия авторы связывают либо с изменениями биоса в различные геологические эпохи, либо с незначительными, но ощутимыми изменениями в составе атмосферы и гидросферы, либо с последовательными необратимыми постседиментационными изменениями осадков. Если эти различия связаны с метаморфизмом или диагенезом, то никакой эволюции условий на земной поверхности не произошло.

## Эволюция почв

Поскольку можно ожидать, что состав атмосферы и наличие или отсутствие растительного покрова могли влиять на процессы выветривания и развития почв, допустимо также предполагать реальность некоторых вековых изменений в палеопочвах. Теоретический анализ типов почв, которые могли существовать в древние времена, проведен Ялоном [48]. Древнейшие протопочвы должны были представлять продукт анаэробного выветривания мафических пород с незначительным разделением Si, Al или Fe или вообще без него. При этом в новые почвы, образовавшиеся в аэробной атмосфере, но без растительного покрова, характеризовались бы приуроченностью калия к иллита, а Mg и Ca должны были бы по достижении моря осаждаться там в виде карбонатов. При наличии же растительного покрова должна была бы образоваться рудиментарная педосфера: интенсивность выщелачивания и выветривания должна была бы возрастать, что привело бы к формированию каолинита, а также латеритов и глеевых почв. В результате с появлением в меловом периоде цветковых растений, развитии должно было бы привести к завершению эволюции педосферы с четкой дифференцированными почвенными разрезами. К сожалению, наши познания о палеопочвах, в особенности докембрийских, настолько скудны, что мы не можем судить, в какой степени теоретическая модель Ялона соответствует действительной эволюции почв.

## Эволюция глинистых сланцев

Геохимическая эволюция глинистых и эфидных сланцев была прослежена Нацием [25], а также в более поздних и более детальных работах Вичоградова, Ронова и их соавторов [45, 36]. Данные о глинистых

Таблица 17-1

Данные элементного анализа пелитовых осадков и метасадков Русской платформы. По [36]

Компоненты	Аргент*	Ривингтон*	Поздний протерозой	Палеозой	Мезозой и кайнозой
SiO <sub>2</sub>	64,15	58,42	57,65	47,04	55,61
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,79	0,86	0,78	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,79	16,63	17,04	14,26	14,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	2,53	4,26	4,10	3,85
FeO	3,31	6,56	3,17	1,85	1,95
MnO	0,07	0,15	0,11	0,08	0,06
MgO	2,45	4,12	2,38	3,85	2,20
CaO	4,02	2,34	1,20	7,53	4,90
Na <sub>2</sub> O	2,84	1,57	0,93	0,65	1,10
K <sub>2</sub> O	2,32	3,08	4,18	3,70	2,39
H <sub>2</sub> O	1,68	2,85	6,19	6,07	7,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,14	0,09	0,09	0,11	0,11
CO <sub>2</sub>	0,04	0,59	1,10	6,80	3,62
SO <sub>2</sub>	0,06	0,20	1,05	2,18	1,40
Сорг	—	0,33	0,35	0,70	9,04
Сумма	100,04	100,25	100,68	100,73	100,87
Количество аналитов	247	460	34(1226)	401(6734)	259(4764)

\* Парагвайцы.

\*\* Филлиты, кристаллические сланцы и кварцевиты. В скобках приведено количество проанализированных образцов.

породах Русской платформы приводятся в табл. 17-1. Как в таблицы, различия в составе между более древними и более молодыми осадками невелики. Однако некоторые небольшие различия существенны. Более древние породы в большей степени метаморфизованы и содержат больше закиси, чем окиси, железа, что, возможно, является следствием восстановления железа в процессе метаморфизма (сравните отношение закисного железа к окисному в палеозойских глинистых и асидных сланцах) (см. табл. 8-7). Палеозойские и более молодые глинистые сланцы отличаются от более древних повышенным содержанием  $\text{CaCO}_3$ , что, возможно, отражает фиксацию карбонатов

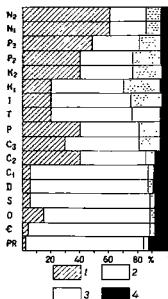


Рис. 17-1. Оценка изменения набора глинистых минералов в глинистых сланцах Северной Америки во времени. По [46]. 1 — разбухающие глины; 2 — иллит; 3 — каолинит; 4 — хлорит.

сланцев могут отличаться от морских, и если при подборе образцов не учитывать эти отличия, то можно прийти к ошибочному выводу. И еще: в какой степени валовый состав метapelитов, включая парagneйсы, сопоставим с метаморфизованными глинами? Был ли метаморфизм изометрическим? Пока мы не получим ответов на эти вопросы, результаты интерпретации анализов следует рассматривать как весьма приближенные.

А как обстоит дело с минеральным составом глинистых сланцев? Ливер [46] отмечал, что набор глинистых минералов как будто испытывает последовательные изменения во времени. Раннепалеозойские и кембрийские глинистые сланцы в основном представлены филлитами; разбухающие глинистые минералы не имели широкого развития вплоть

до организмов, которая началась с кембрия. Аналогично в более молодых породах повышается содержание органического углерода. Если исключить эти два компонента и пересчитать баланс, то по содержанию остальных компонентов пелиты разного возраста почти не отличаются друг от друга. Можно лишь отметить незначительное уменьшение общего содержания железа и натрия по мере перехода от более древних к более молодым породам. Это свидетельствует о том, что питающие провинции более древних пелитов в большей степени характеризовались основными вулканическими породами, чем питающие провинции более молодых. Примечательно появление сульфатов в верхнепротерозойских и более молодых глинистых сланцах, что Ронов и Миллис [36] объясняют появлением окислительной атмосферы.

Эти данные, в общем, согласуются с менее тщательно обоснованными выводами Нанца [25]. В какой степени они могут помочь установить вековые тенденции? Отражают ли они реальные различия в обстановках земной поверхности в древние времена? Различия в составе невелики. Возможно, они зависят от подбора образцов. Осадки складчатых поясов (геосинклиналей) могут отличаться по общему составу от осадков платформ или континентальных шельфов; континентальные глинистые



до карбона, а доминирующее распространение получили лишь в третичную эпоху. Каолин в древних глинистых сланцах встречается, как правило, редко и становится важным их компонентом, лишь начиная с пенсильванского периода (рис. 17-1). Эти тенденции Унаер отчасти объясняет появлением наземной растительности, из которой в больших количествах стал образовываться гумус и почвы стали кислыми, что благоприятствовало образованию каолина. Калий перерабатывался растениями, перетаскался и удерживался на суше, из-за этого в море повышалось содержание натрия, что благоприятствовало образованию монтмориллонита. Однако в свете работ, как самого Унаера, так и других авторов более вероятным представляется, что развитие в древних породах каолинита за счет монтмориллонита (а возможно, и каолинита) является следствием диагенетических преобразований и, следовательно, отражает не процесс изменения условий осадконакопления, а скорее результат «старения» минеральной ассоциации.

### Эволюция песчаников

Отличаются ли древние песчаники от более молодых? Незрелый характер граувакк, типичный для многих докембрийских разрезов, по мнению Мак-Грегора [23], связывается с отсутствием в то время растительного покрова, а высокое содержание в них закисного железа — с восстановительной атмосферой. Ни один из этих выводов не является полностью обоснованным. Более молодые граувакки по всем основным признакам сходны с древними песчаниками (см. табл. 7-9).

Поскольку пески значительно реже дифференцированы, чем глины, средние данные о песчаниках различного возраста могут быть сопоставимы только в том случае, если содержание ортокварцитов, арколов, граувакк и т. п. находится в том же соотношении, что и их распространение в каждом из сравниваемых геологических периодов. В настоящее время мы не располагаем данными для того, чтобы произвести подобные сопоставления. Мы не можем быть уверены даже в том, что пропорции, которые мы фиксируем сейчас в разрезах, являются такими же, как в момент осадконакопления. Однако внутри каждого класса песчаников как будто не намечается заметных вековых тенденций к изменению, кроме тех которые связаны с составом цемента. Процессы, которые обусловили фракционирование песчаников в ходе выветривания на различные классы или семейства, происходили и в докембрии, не исключая даже архея [10], хотя ортокварциты совершенно нетипичны для древних разрезов\*.

Цемент древних песчаников, по-видимому, в большей степени кремнистый, чем крабонатный. Тальман [42] подсчитал, что для постпалеозойских песчаников отношение известковистого цемента к кремнистому равно 50:50, тогда как для палеозойских и более древних песчаников оно составляет 80:20. Это наблюдение было объяснено замещением в древних породах кварца кальцитом. Такие диагенетические замещения, как доломитизация известняков, являются необратимыми, а их эффект — кумулятивным.

\* Кварцевые метапесчаники и кварциты верхисархейского и раннепротерозойского возраста широко распространены в пределах Аляскинского и Балтийского шитов, слагающих чрезвычайно мощные толщ. Большую мощность имеют также так называемые негирские кварциты архея Аляскинского шита, однако их первичная песчаная природа не доказана. — Прил. р. 2

Можно предположить также, что песчаники со временем постепенно обогащались кварцем. Каждый цикл выветривания должен понижать содержание полевых шпатов и обогащать песок кварцем. Более молодые пески должны в среднем содержать больше переротленного кварца. Реальный статистический анализ песчаников различного возраста дает весьма неопределенные результаты (табл. 17-2). Данные по Северной Америке показывают, что мезозойские и третичные пески в значительной степени более полевошпатовые, чем палеозойские. Аналогичной тенденцией характеризуются пески Русской платформы. Объяснить эти факты непросто. В Северной Америке наивысшее содержание

Таблица 17-2

Содержание полевых шпатов в песчаниках

Северная Америка, по [31]			Русская платформа, по [37]		
Возраст	Число формаций	Процент полевых шпатов	Возраст	Число формаций	Процент полевых шпатов
Додевонские отложения	35	5,1	Докембрий Кембрий Силур	65 18 14	30,5 16,6 9,6
Девон — пермь	29	5,8	Девон Карбон	177 95	8,9 4,8
Мезозой	29	25,0	Триас Юра Мел	5 23 20	61,6 42,8 15,0
Третичные Плейстоцен-современные осадки	22 —	21,0 15,3	Третичные Четвертичные	10 8	31,1 22,6
В среднем (не по массе)		14,4	В среднем		15,3

полевых шпатов отмечается для мезозойских песков в районе Береговых хребтов и Скалистых гор, а наименьшее — для палеозойских песчаников внутренних районов континента. Однако палеозойские песчаники в районах Аппалачских гор и гор Уошито также бедны полевыми шпатами, хотя содержат много обломков пород. Высокое содержание полевых шпатов в некоторых песчаниках Русской платформы можно объяснить тектоническими причинами, т. е. быстрым воздыманием и эрозией не полностью выветрелого матернала; низкое содержание полевых шпатов в других песчаниках коррелируется с низким рельефом и стабильными участками земной коры [37].

Наиболее часто встречаются в литературе указания на отличие древних песчаников от молодых по количеству и многообразию акцессорных или тяжелых минералов. Как отмечалось еще Босвеллом [3], древние песчаники характеризуются весьма ограниченным набором тяжелых минералов. Количество и многообразие тяжелых минералов возрастает по мере омоложения возраста песчаников. Молодые плейстоценовые пески характеризуются наиболее разнообразной ассоциацией тяжелых минералов [28] (см. табл. 13-5). Эти различия объясняются

как возрастающей сложностью строения эродлируемых комплексов, от которых пески ведут свое происхождение, так и удалением из древних песчаников наименее стабильных типов минералов [3, 28]. Чем древнее песок, тем больше вероятность того, что он подвергся выщелачиванию и утратил наименее стабильные минералы. Обычно степень устойчивости минералов во времени тесно связана с их стабильностью. Древние породы характеризуются не только более ограниченным набором минералов, но также и тем, что сохранившиеся в них минералы наиболее стабильны.

Еще одна проблема связана с граувакками. Совершенно очевидно, что граувакки весьма распространенный тип песчаников в докембрии и палеозое, но гораздо менее развитый в кайнозое. Их современные эквиваленты весьма редки либо вообще отсутствуют. Камминс [7] приписывает это обстоятельство процессу, который Кюнел [22] назвал грауваккизацией. Создается впечатление, что нестабильные минералы в обломки пород в древних песках деградировали и превратились в тонкозернистый матрикс. Свидетельством этого является не только вековая тенденция изменения распространенности граувакк, но также и то, что в участках ранней цементации, например в конкрециях, где в изолированных участках процессы разрушения обломочных зерен были исключены, — матрикс отсутствует [4].

### Эволюция карбонатов

Уже давно Дэйли [8] обратил внимание на то, что более древние карбонаты содержат больше  $MgCO_3$ , чем более молодые (рис. 17-2); это позднее было подтверждено Виноградовым и Роговым [45]. Дэйли полагал, что происходило массовое выпадение кальция и магния в докембрийские (додевонские) моря. Подтверждением этому служат близость соотношения  $CaCO_3/MgCO_3$  в этих осадках и в реках, дренирующих докембрийский Канадский щит. Считалось, что накопления солей магния в морях докембрийского времени не происходило. Дэйли объяснял отсутствие этих солей в древних породах очевидным количественным замещением кальция и магния аммонием, образовавшимся из-за разложения органического вещества. В результате более поздней эволюции органиальной фауны органическое вещество столь же быстро уничтожалось, сколь быстрым было его образование. Формы, выделяющие известь, удаляли из морской воды кальций, тогда как магний оставался и продолжал накапливаться. Состав глинистых сланцев противоречит этой концепции, поскольку древние глины содержат не больше, а возможно, меньше органического углерода, чем глины, отложенные после предполагаемой эволюции органиальной фауны. Тем не менее данные Дэйли можно интерпретировать иначе. Например, Рогов рассматривал кривую изменения отношения  $Ca/Mg$  как функцию изменения состава

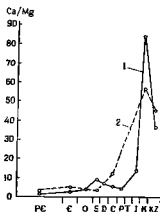


Рис. 17-2. Изменения во времени соотношения  $Ca/Mg$  в карбонатных породах Северно-Американской (2) и Русской (1) платформ. По [36]

эродлируемых пород, от которых ведут свое происхождение все осадки. К тому же циркулирующие воды, содержащие магний, пре- как известно, известняки в доломиты. Чем древнее порода, тем ще вероятность того, что такие изменения были. Если это так, то лее древние породы должны характеризоваться более высоким со- жанием магния, как это и происходит в действительности.

Предполагается, что цемент известковистых песчаников должен отражать те же вековые изменения отношения  $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ , что и известняки, при условии, что изменения этого соотношения, коррели- рующие с возрастом, являются результатом постседиментационных за- мещений. Данных о составе карбонатного цемента собрано пока еще недостаточно. Отношение  $\text{MgO}/\text{CaO}$  в песчаниках Русской платформы имеет наивысшие значения в древнейших породах и последовательно понижается с возрастом, достигая минимальных значений в самых молодых песчаниках [37].

### **Сравнительная распространенность главных типов пород и геологическое время**

Данные о сравнительной распространенности песчаников, глини и известняков были представлены в гл. 2. Сравнительная распростра- ненность различных семейств песчаников рассматривалась в гл. 7. Сохранялись ли эти пропорции неизменными на протяжении геоло- гического времени? Некоторые авторы отмечают, что в архейских комплексах обычно отсутствуют зрелые осадки, в особенности орто- кварциты и известняки [29]. Роуэ [33] представил свои общие выводы об изменении пропорций между типами пород во времени в виде схемы (рис. 17-3). Песчаники и глины на протяжении обзорно- го геологического времени (последние 3,5 млрд. лет) характери- зуются более или менее постоянным соотношением. Относительная распространенность граувакк со временем понижалась с одновремен- ным повышением роли аренитов. Наиболее заметно увеличение доли в общем осадочном балансе эвапоритов и карбонатных пород (практически с нуля в раннем протерозое), а также вначале резкое воз- растание, а затем убывание роли джеспилитов и полосчатых желе- зистых кварцитов. На самом раннем, гипотетическом этапе земной истории основным, возможно единственным, типом стратиформных от- ложений, как предполагается, были вулканокластические осадки и лавы.

«Твердых» данных для демонстрации вековых изменений этих пропорций имеется мало. Как и во всех исследованиях, затрагивающих геологическое время, исследователя затрудняет главным образом, отсутствие хорошо разработанной шкалы времени для докембрия. Хорошо датированная же часть геологической истории, включающая палеозойскую и более молодые эры, составляет не более одной шестой от общей продолжительности истории Земли.

### **Скорость осадконакопления**

В настоящее время скорость осадконакопления в разных районах характеризуется крайне различными значениями. Определить среднюю скорость современного осадконакопления в сущности невоз- можно; еще труднее сделать это для прошлых эпох. Тем не менее

данные, представленные Вэррелом [2], намекают вековые изменения скорости седиментации. Вэррел отмечал, что если поделить максимальную мощность осадков, отложенных в течение каждого геологического периода на время, в течение которого они отлагались, то намечается закономерное возрастание скорости осадконакопления по мере убывания возраста пород. Продолжительность каждого рассматриваемого периода определялась на основании надежно установленных данных, определенных по соотношению свинца и урана. Выводы Вэррела впоследствии были подтверждены Шухертом [41] и Холмсом

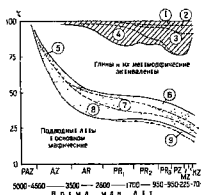
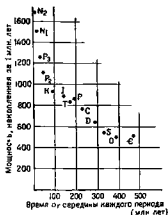


Рис. 17-3. Эволюция состава осадочных пород. По [33].

1 — кварциты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — джеспиты; 5 — вторичные кварциты; 6 — кварцевые пески; 7 — гнейсы; 8 — грауваксы; 9 — континентальные эффузивы

Рис. 17-4. Максимальная мощность систем в периодах, отнесенная к их продолжительности в миллионах лет. Значения мощности, накопленной за 1 млн. лет, помещены против средних значений возраста каждого стратиграфического подразделения По [13]



[18], которые, однако, в соответствии с новыми данными несколько уточнили как мощность осадков, так и временные границы (рис. 17-4).

Обоснованность вывода о закономерных вековых изменениях скорости осадконакопления фактически данными оспаривалась Джильюли [13], который указал, что возможность найти разрез, характеризующий максимальную мощность, уменьшается по мере увеличения возраста отложений, поскольку более древние породы погребены под более молодыми. Поэтому вероятно, что если максимумы мощности для молодых отложений определены правильно, то для более древних пород приняты заниженные значения. Более того, отмечает Джильюли, разрезы с максимальной мощностью палеозоя содержат много известняков, для которых обычно принимается меньшая скорость осадконакопления, чем для кластических пород; следовательно, средняя скорость седиментации, определяемая для палеозоя, оказалась заведомо заниженной. Однако замечание Джильюли о замедленной скорости осадконакопления известняков не является справед-

ливным для мощного палеозойского разреза Центральных Аппалачей. Здесь скорость накопления карбонатов была несколько выше, для некарбонатных осадков [6].

## Продолжительность суток и пунные приливы

В результате приливного трения продолжительность суток, как предполагают, увеличивается, а Луна удаляется от Земли. В результате количество дней в месяце или в году должно уменьшаться, а высота прилива должна понижаться. Существуют ли какие-либо геологические данные в пользу этого вывода?

Наиболее веское свидетельство мы получали благодаря классическому наблюдению Уэллса [47], согласно которому некоторым кораллам свойственны дневные приращения скелета. Другие исследователи доказали, что такие приращения широко распространенное явление в органическом мире. В особенности способны фиксировать такой рост раковины моллюсков. Пиннелла с соавторами [27] обобщил соответствующие данные по этому вопросу. Палеонтологические данные в действительности свидетельствуют об увеличении количества дней в лунном месяце по мере перехода к более древним временам. Однако эти данные говорят также о том, что замедление скорости вращения Земли было непостоянным во времени. Эти изменения могут быть связаны также с расширением или контракцией районов мелководных морей, где рассеивается большая часть энергии приливов.

Вследствие замедления скорости вращения Земли Луна должна отдаляться от нас. Поэтому можно предположить, что в древние времена, когда Луна находилась намного ближе к Земле, приливы обладали значительно большей силой. Однако данные, свидетельствующие об этом, очень скудны. Клейн [20, 21] сделал попытку оценить силу прилива на основании анализа толщ предположительно приливного происхождения, характеризующихся уменьшением зернистости вверх по разрезу. Он пришел к выводу о том, что вариации силы прилива, начиная с позднего докембрия, незначительно отличаются от вариаций силы прилива в голоцене. Этот вывод находится в резком противоречии с предположением Олсона [26] о катастрофических приливах. Мерифилд и Ламар [24] высказали предположение, что если бы Луна находилась на половине ее теперешнего расстояния от Земли, приливные течения были в 4-14 раз сильнее, чем современные, и что, следовательно, косая слоистость, образующаяся в обстановке с высоким энергетическим уровнем, характеризовалась бы значительно большим распространением и масштабом. Предположительно такая косая слоистость отсутствовала бы в морских осадках к моменту столкновения Луны с Землей. Проверить эти предположения с помощью геологических данных невозможно.

## Вопрос о древней атмосфере

Согласно большинству моделей планетарной эволюции, древнейшая атмосфера была анаэробной. Существуют ли какие-либо доказательства былого существования бескислородной атмосферы? В

пользу этой точки зрения приводились следующие геологические данные: 1) отсутствие красной окраски в отложениях древнейшего докембрия, 2) высокое отношение закисного железа к окисному в раннедокембрийских сланцах и граувакках, 3) обилие в докембрии железистых кварцитов, 4) наличие в некоторых докембрийских кварцитах обломочного пирита и уранинита и 5) отсутствие зон накопления железа в некоторых докембрийских палеопочвах.

Ни один из этих доводов не убедителен. Отсутствие красной окраски может быть всего лишь следствием сохранения фации. Большинство архейских осадочных пород флишеподобны, а флишевой фации несвойствен красный цвет, последний в большей степени типичен для континентальных осадков. Кроме того, красноватые появляются в раннем протерозое (возраст между 1,8 и 2,5 млрд. лет) в районе Большого Невольничего озера, где они ассоциируют с отпечатками галита и гипса [16], а также в породах гуронского возраста (абсолютный возраст более 2,2 млрд. лет) в районах Секерного побережья. Проблема соотношения закисного и окисного железа в граувакках и сланцах уже обсуждалась выше. Преобладание закисного железа можно скорее объяснить восстановлением в процессе метаморфизма, чем за счет состава атмосферы. Железородные осадки встречаются в возрастном интервале от 2,7 млрд. лет до юрских и более молодых отложений. Даже наиболее древние из них содержат яшмы, а в некоторых из наиболее молодых пород встречаются пиритовая и сидеритовая фации. Степень окисления является характеристикой локальной обстановки, а не функцией состоящей атмосферы. Сульфидные и сидеритовые осадки отлагались в эпохи широко распространенного и разнообразного органического мира, в условиях полностью окислительной атмосферы. Очевидно, что накопление этих высоковосстановленных осадков не следует рассматривать как показатель восстановительной атмосферы. Тем не менее интенсивное и широко распространенное в мировом масштабе осадконакопление железа в период между 1,9 и 2,5 млрд. лет представляет собой весьма примечательное явление, до сих пор не объясненное и непонятое. Основной упор делался на нахождение детритового пирита в некоторых докембрийских кварцитах, особенно в районе Блайнд-Ривер, штат Онтарио, и в бассейне Ранд в Южной Африке. Наши представления об устойчивости пирита неполны. Он известен как обломочный минерал в современных песках, его даже добавляли в прибрежные пески в качестве индикатора [1]. Отсутствие в разрезах палеочувствительных зон обогащения железом необязательно должно свидетельствовать об анаэробной атмосфере. Известны современные глеевые почвы, образующиеся в условиях слабого дренажа, в которых также отсутствуют зоны накопления железа.

Короче говоря, ни один из критериев, используемых в качестве показателей бескислородной атмосферы, не убедителен. Наши знания пока что недостаточны, и проблема атмосферы остается нерешенной.

Предполагаемое отсутствие озонового слоя, а следовательно и защиты от смертоносного ультрафиолетового облучения также спекулятивно. Строматолиты, которые характеризуют среднепрививную зону, в наши дни представляют очень большую редкость. Имеются даже некоторые прямые свидетельства существования наземного растительного покрова до начала эволюции сосудистых (vascular) растений.

Оценка данных, которые свидетельствуют о предполагаемых вековых тенденциях в природе и характере осадочных пород, затруднительна. Во всех случаях пригодность модели, очевидно, сомнительна. Поскольку 7/8 геологической истории в основном не имеет удовлетворительной хронологии или в лучшем случае, обладают весьма несовершенной хронологией, интервал времени, к которому относится большинство фактических данных, составляет лишь весьма малую часть обозримой истории земной коры. Пока не будет основательно изучен геологический разрез докембрия, этот дефект модели не будет устранен. Даже для более поздних времен модель, как правило, узка и не имеет достаточного географического распространения. Большая часть данных собрана в США и в Северной Европе. Кроме неопределенности модели она может быть ошибочной и в результате селективной сохранности определенных фаций.

Другие трудности возникают вследствие метаморфизма древних пород. Какая часть наблюдаемых или кажущихся различий связана с последовательными, необратимыми метаморфическими или диагенетическими, или метасоматическими, изменениями?

В заключение можно сказать, что главные или наиболее значительные вековые изменения не установлены. Мы фиксируем некоторые видимые изменения второго порядка, но не можем с определенностью сказать, не следует ли относить их за счет систематической погрешности модели или постседиментационных изменений, связанных с возрастом, или же считать их реальными изменениями обстановки осадконакопления.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Baker, G., 1956. Sand drift at Portland, Victoria: *Proc. Roy. Soc. Victoria*, v. 68, pp. 151—197.
2. Barrell, J., 1917. Rhythms and the measurements of geologic time: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 28, pp. 745—904.
3. Boswell, P. G. H., 1924. Some further considerations of the petrology of sedimentary rocks: *Proc. Liverpool Geol. Soc.*, v. 14, pp. 1—33.
4. Brenchley, P. J., 1969. Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales. *Jour. Sed. Petrology*, v. 39, pp. 1297—1301.
5. Cloud, P. E., Jr., 1968. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth. *Science*, v. 160, pp. 729—736.
6. Colton, G. W., 1970. The Appalachian basin — its depositional sequences and their geologic relationships, in *Studies of Appalachian geology, central and southern* (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.) New York. Wiley-Interscience, pp. 5—47.
7. Cummins, W. A., 1962. The greywacke problem: *Liverpool and Manchester Geol. Jour.*, v. 3, pp. 51—72.
8. Daly, R. A., 1907. The limeless ocean of pre-Cambrian time: *Amer. Jour. Sci.*, ser. 4, v. 23, pp. 93—115.
9. Daly, R. A., 1909. First calcareous fossils and the evolution of the limestones: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 20, pp. 153—170.
10. Donaldson, J. A., and Ojakangas, R. W., 1974. Orthoquartzite pebbles in Archean conglomerate, northwestern Ontario. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleontol., Min., Ann. Mtgs. Abst.*, v. 1, pp. 26—27.
11. Eskola, P., 1932. Conditions during the earliest geological times: *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, ser. A, v. 36, pp. 5—14.
12. Garrets, R. M., and Machenzie, F. T., 1971. *Evolution of sedimentary rocks*: New York, Norton, 397 pp.



18. *Gilluly, J.*, 1949, Distribution of mountain building in geologic time: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 60, pp. 561-590.
14. *Goody, R. M., and Walker, J. C. G.*, 1972, Atmospheres: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 150 pp.
15. *Herz, N.*, 1962, Chemical composition of Precambrian pelitic rocks, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 450-C, pp. 75-78.
16. *Hoffman, P.*, 1969, Proterozoic paleocurrents and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: *Canad. Jour. Earth Sci.*, v. 6, pp. 441-462.
17. *Holland, H. D.*, 1965, The history of ocean water and its effect on the chemistry of the atmosphere: *Proc. Nat. Acad. Sci.*, v. 53, pp. 1173-1183.
18. *Holmes, A.*, 1947, The construction of a geological time scale: *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, v. 21, pp. 117-152.
19. *Jackson, T. A.*, 1973, «Humic» matter in the bitumen of ancient sediments: variations through geologic time: *Geology*, v. 1, pp. 163-166.
20. *Klein, G. deV.*, 1970, Paleotidal sedimentation (abstr.): *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Prog.*, v. 2, no. 7, 598 pp.
21. *Klein, G. deV.*, 1971, A sedimentary model for determining paleotidal range: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 82, pp. 2585-2592.
22. *Kuenen, Ph. H.*, 1966, Matrix of turbidites: experimental approach: *Sedimentology*, v. 7, pp. 267-297.
23. *MacGregor, A. M.*, 1927, The problem of the Precambrian atmosphere: *South African Jour. Sci.*, v. 24, pp. 165-172.
24. *Meijfield, P. M., and Lamar, D. L.*, 1968, Sand waves and early earth-moon history: *Jour. Geophys. Res.*, v. 73, pp. 4767-4774.
25. *Naz, R. H., Jr.*, 1953, Chemical composition of pre-Cambrian slates with notes on the geochemical evolution of limestones: *Jour. Geol.*, v. 61, pp. 51-64.
26. *Olson, W. S.*, 1970, Tidal amplitudes in geological history: *Trans. New York Acad. Sci.*, ser. 2, v. 32, pp. 220-233.
27. *Pannett, G., MacClintock, C., and Thompson, M. N.*, 1965, Paleontological evidence of variations in length of synodic month since Late Cambrian: *Science*, v. 162, pp. 702-796.
28. *Pettijohn, F. J.*, 1941, Persistence of heavy minerals and geologic age: *Jour. Geol.*, v. 49, pp. 610-825.
29. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 54, pp. 925-972.
30. *Pettijohn, F. J.*, 1972, The Archean of the Canadian Shield: a resumé: *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 136, pp. 131-149.
31. *Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R.*, 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
32. *Ramkanya, K.*, 1954, Geologic evidence of chemical composition of the Precambrian atmosphere (abstr.): *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 65, 1297 pp.
33. *Ronov, A. B.*, 1964, Common tendencies in the chemical evolution of the earth's crust, ocean and atmosphere: *Genechem. Int.*, v. 4, pp. 713-737.
34. *Ronov, A. B.*, 1968, Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time: *Sedimentology*, v. 10, pp. 25-43.
35. *Ronov, A. B.*, 1972, Evolution of rock composition and geochemical processes in the sedimentary shell of the earth: *Sedimentology*, v. 19, pp. 157-172.
36. *Ronov, A. B., and Migdisov, A. A.*, 1971, Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platforms: *Sedimentology*, v. 16, pp. 137-185.
37. *Ronov, A. B., Mikhailovskaya, M. S., and Solodkova, I. I.*, 1963, Evolution of the chemical and mineralogical composition of arenaceous rocks, in *Chemistry of the earth's crust*, v. 1 (Trans. Israel Prog. Sci., 1966), pp. 212-282.
38. *Roscoe, S. M.*, 1973, The Huronian Supergroup, a Paleoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution, in *Huronian stratigraphy and sedimentation* (Young, G. M., ed.): *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 12, pp. 31-47.
39. *Rubey, W. W.*, 1951, Geological history of sea water: an attempt to state the problem: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 62, pp. 1111-1147.
40. *Rubey, W. W.*, 1955, Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to probable composition of the early atmosphere: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 62, pp. 631-650.
41. *Schuchert, C.*, 1931, Geochronology or the age of the earth on the basis of sediments and life: *Bull. Nat. Res. Coun.*, 80, pp. 10-64.
42. *Taftman, S. L.*, 1949, Sandstone types: their abundance and cementing agents: *Jour. Geol.*, v. 57, pp. 682-501.
43. *Urey, H. C.*, 1962, On the early chemical history of the earth and the origin of life: *Proc. Nat. Acad. Sci.*, v. 38, pp. 351-363.

**Абразия**

- влияние на минеральный состав 618
- галечника 62
- геологическое значение, 65
- песка 64, 65, 619
- селективная 208, 618
- факторы 64
- экспериментальное изучение 65

**Агломерат 239, 378**

**Акаустобилиты 492**

**Аккреционные лапиллы 382, 388**

**Аккреция 578**

**Алеврит 44, 365, 369**

**Алевриты 331, 365**

**Аллохемы 414**

**Аллювиальные конусы выноса 685, 705**

**Анализы модальные 251, 275, 283, 288, 342**

**Ангидриты**

- в известняках 410
- в песчанниках 305
- в эвапоритах 547
- пластовые 548

**Антрацитовый уголь 559**

**Апатит 537**

**Аргиллиты, 380**

**Арениты, 41**

**Аркозы**

- геологическое значение 278
- модальный анализ 275
- происхождение 278
- распространенность 315
- состав 275, 276

**Баритовые розетки 599**

**Бентонит 388**

**Бимодальное распределение размеров (зерен) 66, 204**

**Битуминозный уголь 559**

**Брекчи**

- интрузивные 211, 234, 237
- вулканические 378
- катакlastические, 237
- костяные 537
- обрушения 238
- оползневые 238
- шокластические, 239
- растворения 238

**Бурый уголь 559**

**Валуны 43**

**Витрен 562**

**Витринит 562**

**Внутриплочное растворение 314, 615, 621**

**Вторичное разрастание (зерен) 258, 260, 261, 459**

**Вулканокластические осадки 376**

**Выветривание 611**

**Галечники (и гравий)**

- аллювиальные 202, 203, 205
- классификация 210

- прибрежные (пляжевые), 199, 200
- современные 199, 202
- состав 207

**Галит 549**

**Гастролиты 83**

**Геометрия тел осадочных пород 181**

**Геопетальная структура 420**

**Геосинклинали 715, 719, 724, 732**

**Геохимическая эволюция**

- атмосферы 744
- глинистых сланцев 737
- земной коры 735
- карбонатов 741
- песчаников 739

**Гипс 410, 546, 547, 599**

**Глауконит 288, 301, 513, 533**

**Глины**

- ленточные 344
- остаточные 352
- пористость 101, 333
- размерность частиц 42, 68, 331
- современные 364

**Глинистые минералы**

- в глинистых сланцах 337
- в известняках 408
- в песчанниках 265
- в туфах 388
- происхождение 340
- распространение 340

**Глинистые сланцы**

- аспидные 331
- диагенез 348—350
- классификация 350
- красноватые 355
- состав 336
- структуры и текстуры, 331
- эволюция 737

**Горючие сланцы 565**

**Градиентная слоистость 136, 147, 151, 474**

**Гранулометрический анализ 43, 49, 561, 204, 221, 378**

**Гранулометрический состав**

- и источники сноса 57, 62
- и перенос 62
- и процессы осадконакопления 668

**Граувакки**

- геологическое значение 292
- литовые 289
- матрикс 290
- полевошпатовые 289
- распространение 292
- состав 287, 290

**Дайки песчаные 164, 190, 191**

**Диагенез**

- вулканических туфов 387
- глинистых сланцев 348
- песчаников 303—313

**Диагенетические сегрегаты 578**

Доломит (минерал) 265, 406, 496, 498

Доломит (порода) 451, 483

Дюны 706

Дюрин 562

Желваки 578—604

Желвакозные известняки 475

Желваковые фосфаты 537

Железная руда 510, 531

Железные осадки

— диатомовые 532

— классификация 510

— метаморфизм 533

— минералогия 510

— происхождение 526, 527

— распространение 523

Жемчуг 578, 594

Жилы 110, 590

Земли диатомовые 493

— радиолярные 493

Знаки на плоскостях напластования 152

Знаки яры 142, 636

Знаки поверхностные 157

Зреюность

— галечников 207

— глинистых сланцев 347

— минералогическая 270, 615

— песчанников 270, 299

Известняки

— автохтонные 130

— аккреционные 432

— аллодапические 164, 448, 474

— аллохтонные 431

— биогермные 434, 468

— водорослевые 425, 426

— диатомовые 456

— классификация 396, 431

— минералогия 405, 410

— пресноводные 401, 450

— ракушечниковые 439

— рифовые 444

— состав 408

— структуры 414

— текстуры 94, 424

— фауна 467

— эволюция 741

Иматровы камни 583

Интракласты 231, 248, 417

Ихнологические (материнские) породы 207, 270, 605, 610

Кальце 450, 591

Калькариниты 433, 437

Кальциолит 419, 445

Кальцит

— в глинистых сланцах 360

— в известняках 406

— в песчанниках 265

— яноткристаллический 420

Каменная соль 649

Карбонатные конкреции 581

Каустобиолиты 492

Кварц

— ачитинный 258

— в глинистых сланцах 341

— в кремнях 497

— в известняках 407, 440, 443

— в песчанниках 255

Кварцевые арены 271, 293

Кварциты 293

Конгломераты 198, 210, 336

Конкреции 578

Косая слоистость 142, 636

Кратоны 716

Кремневые желваки 601, 591

Кремни

— диатомовые 493

— классификация 492

— минералогия 494

— петрография 496

— пластомые 601

— происхождения 503

— условия залегания 585

Кремневые осадки 492

Кристаллические структуры 105, 107

Кузудитовая криака 52

Латерит 510

Лилары 393

Лесниковые отложения 220

Лёсы 365, 591

Личинит 559

Матрикс песчанников 312

Материалы 562

Мергель 360, 449, 450

Метасоматиты 491

Микриты 419, 445, 462

Многообразные песчаные тела 187

Мода 53

Моласса 726

Мощность слоев 132

Неоморфизм 461

Нефть 565

Обломки пород 261, 381, 608

Обстановки осадкообразования

— аллохтонная 685

— аэрозольная 663

— биогенная 358, 674

— береговых баров 695

— внутренних бассейнов 705

— восстановительная 358, 529, 674, 675

— дельтовые 692

— карбонатно-шлейфовые 698

— кислотность 695

— классификация 679

— лагуны 695

— морские 701

— прибрежные 691

— реконструкция 605, 635, 683

— рафтовые 700

— турбидитные 701

— физические параметры 665

— химические параметры 674

— золовая 706

Озерные катуны 600

Окаменелости 116, 415

Окаменность 76, 646

Окислительно-восстановительный потенциал 674

Опалы железа 304, 305, 510, 511, 518, 596

Опалиты 195, 596

Ополиты 111, 415, 433, 519, 521, 539

Органическое вещество 356, 555

Орогенные осадки 724

Ортокарбиды 271, 293

Ортоконгломераты 212

Осадия 9, 26, 32, 607, 735

Осадконакопление

— геосинклинальное 664, 719

— континентальное 679

— морское 679

— циклотемное 728

Осадочные породы

— классификация 29

— природа и происхождение 24

— стратосис 27

— состав 28

— экономическое значение 18

Отложения базисной волны 393

— внебассейновые 25

— внутрибассейновые 25

Палеолочы 737

Палеосклоны 637, 663, 654

Пацириные глиняные шары 599

Парагенез минералов 109

Параконгломераты 218

Пеллеты 117, 332, 418

Пепел (вулканический) 378

Пепловые потоки 390

Пеплопады 390

Пески

— вулканокластические 249

— зрелость 254

— карбонатные 282, 431, 437

— обломочные минералы 250

— пирокластические 248

— россыпей 303

— современные 249

Песчанники

— аркозовые 273

— диагенез 303

— калькарениновые 302

— классификация 268

— лититовые 271, 280, 315

— минералогия 255

— петрогенез 313

— петрография 272

— строение 253

— текстуры 254

— химический состав 268, 268

— цементация 304

— эволюция 739

Песчаные дайки 198

Петрографические провинции 649

Пизолиты 111

Пирит 356, 514, 515, 597

Писчий мел 447, 476

Питающие провинции 605

Плабвая диканка 705

Пласт 132

Подобашенные званц 152, 634, 638

Полевые шпаты 258, 305, 341, 363, 382, 408, 614, 619

Пористость 100—102

— глина 848

— и глубина захоронения 102, 348

— и градулометрия 101

— и степень диагенеза 101, 303

— и уплотнение 101, 348, 588

— карбонатных пород 421

— песчаников 100, 264

— фенестральная 422

Природный газ 565

Проницаемость 102

Протокарбиды 285

Псевдобрекции 240

Псеадоконкреции 598

Размерность (обломочных частиц) 39, 101, 103

Распределение зерен по размеру 49

Речные наносы 67, 202

Рифовые осадки 404

Рифы 191, 468

Рибь течения 143

Ряд стабильности минералов 614

— устойчивости минералов 622

Сбросовые циклы 555, 699

Сидерит 265, 362, 407, 511, 517

Силкиты железа 267, 600, 339, 362, 612, 521

Силькиты 494, 509

Скорость течения потока 672

Сланцеватость 183, 234

Слопки выемок 153

Слоистость

— волнистая 146

— градиционная 147

— деформированная 160

— массовая 133

— нарастающая 151

— плитчатая 133

— рибь 145

— фазовая 143, 145

Слюды 262

Соляные купола 194

Соляные отложения 544

Сортировка (по размеру) 54, 68

Способы (агенты) переноса 68, 665

Стабильность минералов 260, 611, 613

Стилолиты 311, 427

Строматолиты 151, 165, 425

Структура осадочных пород 37

Субаркозы 273

Сульфаты 545

Сульфиды железа 356, 410, 511, 514, 597

Сферичность (обломков) 71, 73

Сферолиты 115

Текстуры осадочных пород

— биогенная 116

— галечников 91, 202

— глина и слякис 94

— классификация 131

— кристаллическая 106

— направленная 87

— нарастающая 131, 578

— песчаников 92

— гилей 92, 224

318

3

11

11

2 512

3

407

— химические (огоричные) 131, 578  
— элементы 88  
Тектоиды и осадочные породы 711  
Тиллы и тиллиты 89, 218, 220  
Тиллины устья 157  
Тириты  
— тилловые 703  
— проксимальные 703  
Турфы (вулканические) 378, 385  
Турф известковый 149  
Тяжелые металлы 263, 312, 607, 622, 649  
Углеродсодержащие породы 555  
Углы  
— углеродные 559  
— битуминозные 559  
— бурые 564  
— бурые 559  
— бурые 559  
Углеродные сланцы 356  
Углерод (зерна) 87, 96, 627  
Уплотнение  
— глины 347  
— известняков 162  
Фосфориты 217  
Фосфорные карты и географические 655  
Фосфорные породы 683  
Фосфорные породы  
— известняки (аргиллитовые) 711, 714  
— известняки 461, 714  
— известняковые 720  
— известняки 720  
— известняки 713, 717  
— известняковые 711  
— известняки 468  
— известняковые 707  
— известняки 721  
Фосфоры 192

Фосфор 724  
Форма обломочных частиц 71  
Фосфорные минералы 537  
Фосфорные породы 535  
Фосфорные песчаники 302  
Фосфориты 535  
Халькоиды 255, 304, 387, 407, 494  
Химические анализы  
— арколов и субарколов 276  
— вулканических осадков 383  
— глинистых сланцев 361  
— граувакк 290  
— доломитов 454  
— железосодержащих осадков 516  
— известняков 410  
— известняков 495, 593  
— тиллы и тиллитов 227  
— фосфорных осадков 538  
Щелочи  
— известняков 459  
— известняков 233  
— известняков 301  
— структура 107  
Щелочи 266, 305, 388  
Щелочи Бюша 148  
Щелочные осадочные породы 148, 336, 123, 691, 693, 699  
Щелочи распределения по 49  
Щелочи 302, 512, 721  
Эвaporиты 544  
Эвaporитные породы 25  
Эвaporитные породы 24  
Эвaporитные структуры 105  
Эвaporиты 416, 139  
Яшма 493, 520

8365

ЗАПИСЬ

**Френсис Джон Петтиджон**

## **ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ**

Редакторы издательства В. И. Максимов, А. П. Хуловка

Переплет художника Е. К. Самофлова

Художественный редактор Е. Л. Юрковская

Технический редактор А. Е. Матвеева

Корректоры Р. П. Цезарева, К. И. Савинова, И. И. Таранова

ИБ № 3924

---

Сдано в набор 24.01.63	Подписано в печать 27.07.63	Формат 70 X 100 мм
Бумага типографская № 1	Гарнитура «Интерприм»	Печать высокая
Усл. печ. л. 60,63	Усл. кр. стр. 61,63	Лит. раз. 1, 1, 1
Тираж 4231 экз.	Заказ 1495 Т-77-1	Цена 6 р. 20 к.

---

Издательство «Недра», 103635 Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/2

Московская типография № 10 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли, 113414 Москва, М-114, Школьная ул. 10