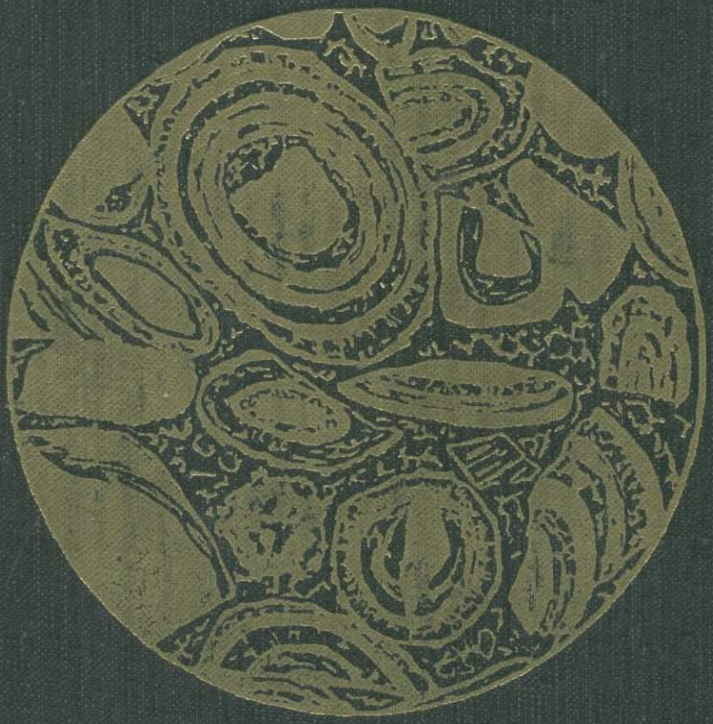
ПЕТРОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Д.Ж. ГРИНСМИТ



PETROLOGY OF THE SEDIMENTARY ROCKS

J. T. GREENSMITH

Queen Mary College, University of London

Sixth Edition

London
George Allen & Unwin/Thomas Murby
Boston Sydney

ДЖ. ГРИНСМИТ

ПЕТРОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук
С. С. ЧЕКИНА

Под редакцией
д-ра геол.-мин. наук
В. П. ПЕТРОВА

3632

Издательство «Мир»
Москва 1981



УДК 552.5

Книга Дж. Гринсмита (Великобритания) — вторая книга серии учебников по петрологии (первая — Петрология магматических пород. — М.: Мир, 1975), содержащая изложение основных вопросов осадконакопления, образования, изменения осадочных пород и петрографическую характеристику всех типов этих пород.

Рассчитана на широкий круг геологов и может быть использована как учебное пособие студентами геологических специальностей в высших учебных заведениях.

Редакция литературы по геологии

1904020000

Г $\frac{20805—133}{041(01)—81}$ 133—81, ч. 1

© George Allen & Unwin Ltd, 1978
© Перевод на русский язык, «Мир», 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Хотя предлагаемая читателю книга является второй частью трехтомного курса петрологии, посвященной осадочным породам, она вместе с тем, в силу чрезвычайной дифференциации науки, происходящей в последние годы, представляет собой совершенно самостоятельное произведение.

Все трудности, которые стоят обычно перед автором учебника-справочника по петрологии осадочных пород, в первую очередь трудности объема, Гринсмитом успешно преодолены, и его книга, несмотря на краткость изложения, исчерпывающе полна и информативна. Большинство примеров взято автором из геологической литературы, характеризующей осадочные породы Великобритании, но они подобраны так удачно, что знакомство с каждым из них будет весьма полезно для советского читателя. В нашей стране можно найти много аналогичных районов, где может быть применен опыт английских геологов по изучению осадочных пород.

Большую трудность при переводе представляли использованные в книге классификационные термины, построенные на основе английских слов по принципу обычных сокращений. Они легки и понятны английскому читателю, но для студентов и специалистов в нашей стране в ряде случаев новы, малопонятны и трудны для запоминания. Кроме того, в некоторых терминах используется довольно редкое значение английских слов, и это может вводить советского читателя в заблуждение относительно смысла термина. Поскольку применяемые Гринсмитом классификации осадочных пород и их отдельных групп, предложенные Фолком и Данемом, Петтиджоном, Поттером и Сивером, хотя и известны советским специалистам, но не вошли у нас в употребление, в русском переводе книги многим терминам дано расширенное объяснение, однако везде при первом использовании термина приведено его английское написание. Исключение из этого правила было сделано только для термина «эвапорит», который давно вошел в русскую литературу, и сейчас его уже нецелесообразно заменять каким-либо русским словом. Ранее использовавшийся в нашей литературе термин «минеральные

соли» устарел и не передает того смысла, который Гринсмитом вкладывается в понятие «эвапорит».

Из книг на русском языке, которыми следует пользоваться читателю, если ему потребуется расширить свои знания, можно посоветовать весьма интересные, хотя уже несколько устаревшие учебники по осадочной петрографии Л. В. Пустовалова и М. С. Швецова и классический трехтомный труд академика Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза», где проанализирована и обобщена вся имевшаяся на год выхода книги из печати советская и зарубежная литература по осадочным породам. Дополнительные материалы, касающиеся древних кор выветривания, можно найти в сводке В. П. Петрова.

Предлагаемая вниманию читателя книга является исключительно интересной, краткой, очень содержательной, и мы надеемся, что ее русский перевод будет с большим интересом встречен читателем.

В. Петров

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Пустовалов Л. В., Петрография осадочных пород. — М.: Гостоптехиздат, 1940. — Ч. 1, 2.

Швецов М. С., Петрография осадочных пород. — М.: Госгеолиздат, 1948.

Страхов Н. М., Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 1, 2, 3.

Страхов Н. М., Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — М.: Наука, 1976.

Страхов Н. М., Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Недра, 1963.

Петров В. П., Основы учения о древних корах выветривания. — М.: Недра, 1967.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ШЕСТОМУ ИЗДАНИЮ

В настоящее время осадочная петрология преподается как самостоятельный предмет для студентов геологических высших учебных заведений. Курсы осадочной петрологии различаются по объему и содержанию, и в наши дни благодаря большому объему новых данных, накопленных за последние годы, эти курсы почти всегда специализированы. Большие успехи достигнуты в результате проведения целенаправленных количественных исследований и сравнительного изучения современных и древних осадков. Гипотеза тектоники плит заставила размышлять о крупномасштабной седиментации. Однако, как только стимулирующие концепции приобретают почву, основополагающие аспекты выходят из моды. Петрографический, или описательный, аспект осадочных пород в последние десятилетия несомненно утратил свое значение. Последствия такого пренебрежения уже можно найти в геологической литературе. Как пишут Петтиджон, Поттер и Сивер (Pettijohn, Potter, Siever, 1973), «породы нельзя игнорировать... следует знать, как в них расположены минералы... надо не классифицировать и именовать породы, а лучше понимать их природу».

Содержание этой книги никоим образом не могло устареть за время ее печатания, так как излагаемый в ней петрографический материал охватывает область седиментологии, не подвластную времени. Некоторые разделы петрологии, в которых автор не мог считать себя достаточно квалифицированным, или вообще не включены в книгу, или охарактеризованы вкратце.

Описания и иллюстрации осадочных пород даны в основном на примерах отложений Британских островов. Такой подход можно считать оправданным по двум причинам. Во-первых, потому, что обычные осадочные породы, где бы они ни встречались, сходны между собой. Во-вторых, потому, что многие исследовательские работы, проводившиеся в Великобритании, недостаточно известны зарубежному читателю, зачастую они просто теряются в огромном потоке мировой научной информации.

При подготовке настоящего издания автор с благодарностью воспринял конструктивную помощь многих коллег, особенно Джона Аллена, Петера Болланса, Тони Диксона, Дерека Хам-

фриса, Гилберта Келлинга, Кена Уолтона и Брайена Вога. Ценные замечания при подготовке рукописи сделали Эд Белт, Грэхем Ивенс и Джон Прентайс. Однако за книгу в целом ответственность несет только автор. На всех стадиях подготовки рукописи внимательным слушателем и помощником был Роджерс Джонс. Но больше всего я благодарен моей жене за ее постоянную поддержку и практическую помощь при компоновке текста и мастерские зарисовки многих сложных микроструктур и текстур пород.

Дж. Т. Гринсмит

Глава 1

ВВЕДЕНИЕ

Теоретическая основа нашего курса — принцип преемственности. Этот принцип входит как естественная составная часть в доктрину актуализма Геттона и Лайеля; он подразумевает, что осадочная оболочка твердой земной коры всегда формировалась под действием обычных геологических факторов, а именно: гравитации, ветра, текучих вод, льда, моря и так далее, с которыми мы имеем дело и в настоящее время. Уплотнение, цементация, низкотемпературный метасоматоз и диагенетические процессы часто затушевывают первоначальные особенности древних осадков, однако обычно их можно сопоставить с современными аналогами. Хотя в природе имеются и такие древние породы, которые сформировались при процессах, идущих в наши дни иначе, чем ранее, однако и в таких случаях обычно можно найти аналогию и признать принцип преемственности вполне универсальным. Многие древние отложения настолько близки к современным осадкам, что можно вполне достоверно говорить об условиях их образования. Если же при этом отложения включают ископаемые организмы, то делать такие выводы значительно легче.

Слово *осадок* обычно означает твердый материал, осадившийся из взвеси в жидкости. Однако в геологическом смысле этот термин относится также ко многим образованиям, которые не представляют собой водный осадок, как, например, остаточные отложения, автохтонные накопления органического материала, хемогенные отложения, осадки, отложенные ледниками и эоловым путем. Во многих отложениях, как древних, так и современных, присутствует много вулканического пепла, который переносился и отлагался с помощью тех же агентов, которые переносят обломочный материал.

Достаточно даже небольшого ознакомления с основами стратиграфической геологии, чтобы можно было видеть, что при сходных условиях должны образовываться сходные отложения. Однако *сходные условия* следует рассматривать как функцию двух независимых переменных. Одна из них — это физическая среда отложения, которая может быть водной (морской и пресноводной) или наземной, а другая — это природа поставляемого материала. Например, отложения, образующиеся за счет гранитных пород в результате их выветривания, транспортировки и

осаждения, будут иметь сходный облик в различных районах при условии, что процессы их формирования идентичны; однако эти отложения будут отличаться от отложений, образовавшихся за счет известняков в сходной обстановке. Такого рода сопоставления имеют большое значение при определении химического и минерального состава осадков. Физические характеристики осадка (структура, текстура и содержание органического материала) непосредственно зависят от местных условий, тогда как минеральный состав осадков зависит не только от местных условий, но и от более удаленных от места седиментации факторов.

При каких-либо конкретных условиях обычно должны формироваться определенные отложения. Связь между отложениями и условиями их формирования обобщается в понятии *фация*, причем этот термин отражает все литологические и палеонтологические характеристики, присущие осадочному образованию. Примером формации, представленной одной фацией на обширных пространствах, могут служить граптолитовые сланцы нижнего палеозоя, сланцево-известняковые толщи нижнего лейаса, меловые зеленые пески, нуммулитовые известняки (эоцен) и современные глобигериновые илы. Однако почти в каждой формации, прослеживающейся на достаточно больших расстояниях, выявляются постепенные переходы в литологически иные породы, но отложенные одновременно. Так, например, граптолитовые сланцы по простиранию сменяются мощными толщами песчаников или известняков, а эоценовые пески и глинистые пласты Англии резко отличаются от одновременно отложенных известняков Средиземноморского бассейна. Девонские морские отложения и древние красные песчаники северного полушария хотя и представляют собой одновременные (в широком смысле) осадки, однако резко различаются в фациальном отношении. Меловые отложения северо-западной Европы на юге континента сменяются гиппуритовыми или рудистовыми известняками; эти две формации представляют собой и две резко различные фации, формирование которых контролировалось большей частью условиями образования.

Глава 2

ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Галечники, пески и глины, т. е. породы, сложенные преимущественно твердыми обломками, образовавшимися при разрушении более древних пород, выделяются как *обломочные,* или *кластические, отложения.* Часто эти породы называют *детритовыми;* этот термин можно рассматривать как синоним двух первых терминов.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Грубообломочные осадки, такие, как галечники и конгломераты, сложены обломками пород, каждый из которых состоит из многочисленных минеральных зерен; поэтому среди обломков того или иного галечника мы можем различать куски гранита, кремня или кварцита. Среднезернистые осадки — пески и крупные алевриты чаще всего, но не всегда, сложены частицами, представляющими собой обломки отдельных кристаллов, механически освобожденных из материнских пород. Самые тонкозернистые обломочные породы — глины — сложены, как правило (но не всегда), тончайшими чешуйчатыми кристаллами, представляющими собой продукты разложения ряда минералов при их химическом выветривании. Выделение этих трех групп осадков служит естественной основой для классификации обломочных пород, так как такое разделение подчеркивает различия в их петрологических, химических и физических особенностях. Поэтому далее будут различаться три главные группы обломочных отложений:

Псефитовые, крупнообломочные, отложения (галечники, конгломераты, брекчии).

Песчаные отложения (например, пески и песчаники).

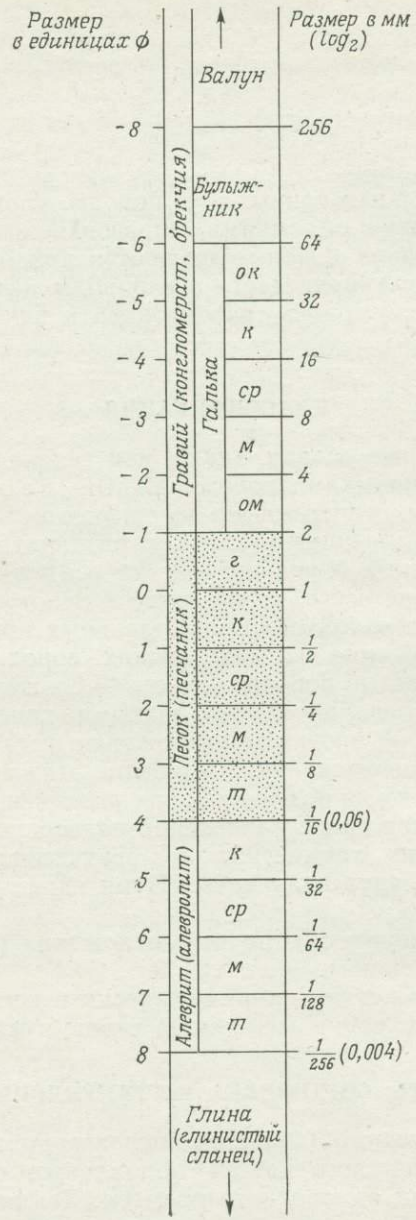
Глинистые отложения (например, глины и илы).

РАЗМЕРНОСТЬ, СОРТИРОВКА И ГРАНУЛЯРНЫЙ СОСТАВ

Термин *размерность* (фракция) используется для обозначения гранулометрического класса обломочных отложений, сложенных частицами однородного размера. Таким образом, мы можем говорить об алевритовой фракции, крупнопесчаной фракции или крупногалечниковой фракции.

Таблица 2.1

Классификация некарбонатных обломочных отложений по размеру частиц и номенклатура



Примечание. *ок* — очень крупная; *к* — крупная; *ср* — средняя; *м* — мелкая; *ом* — очень мелкая; *г* — грубый; *т* — тонкий.

В табл. 2.1 приведена шкала размерностей, обычно используемая седиментологами. Некоторые осадки состоят из обломков, целиком попадающих в определенную фракцию, как, например, песчаник, и их можно называть этим термином без оговорок. В других осадках встречаются обломки самых разных размеров. Валунная глина может состоять из крупных галек, погруженных в тонкий алевритовый материал. В реликтовые галечники часто привносится песок и алеврит. В этих случаях детальное описание осадка ведется с помощью различных схем, среди которых наиболее удобны треугольные диаграммы (рис. 2.1). К сожалению, ценность таких диаграмм невысока, так как нет общепринятой единой схемы их построения и они могут сильно отличаться одна от другой.

Обломочные породы, сложенные зернами почти одинаковых размеров, образуются при особых условиях и их выделяют как *хорошо сортированные* осадки. Однако большинство обломочных отложений содержит различные зерна и в соответствии со степенью вариаций их размеров относятся к *слабо сортированным* или *плохо сортированным*. В крайних случаях, как, например, в случае валунной глины, отложения состоят из почти *несортированных* обломков.

Хотя степень сортировки можно приблизительно оценить визуально (см., например, рис. 2.3), однако часто необходимо более детально сравнить ряд осадков. Имея дело с галечниками или песками, такое сравнение можно осуществить, просеивая образец через набор сит и взвешивая или замеряя объемы выделенных фракций. Результаты такого ситового анализа можно сравнивать в табличной форме, как это показано в табл. 2.2.

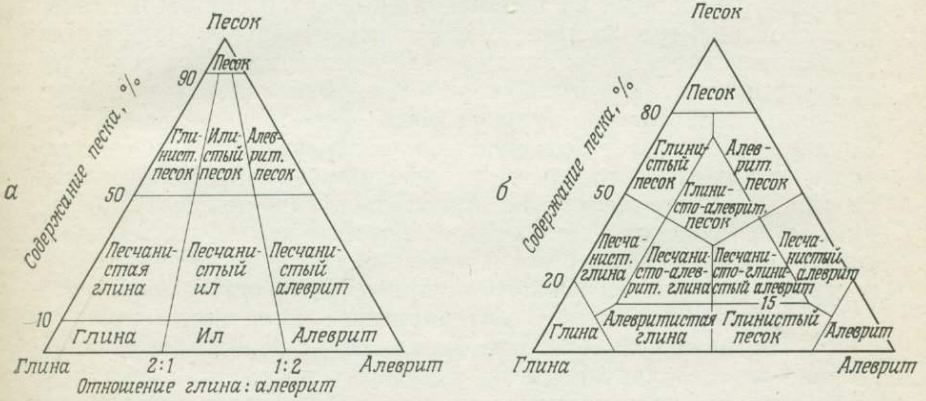


Рис. 2.1. Треугольные классификационные диаграммы для рыхлых осадков.

а — основанные на процентном содержании песка и величине отношения глина:алеврит; *б* — по размеру частиц. Каждая вершина треугольника соответствует содержанию 100% одного из трех компонентов.

Таблица 2.2

Ситовый анализ галечников

Шкала φ от до	Диаметр, мм	Образец 1, пляжный галечник, северный Девон	Образец 2, речной галечник, Гленкое
—3, —4	8—16	—	6,5
—2, —3	4—8	4,8	7,8
—1, —2	2—4	87,7	13,5
0, —1	1—2	7,5	42,7
+1, 0	0,5—1	—	26,1
+2, +1	0,25—0,5	—	3,4

В общем ценность ситового анализа и сравнимость его результатов зависят от однородности размеров отверстий сита. Но даже в этом случае результаты ситового анализа могут сильно искажаться из-за формы галек и песчинок: длинные узкие обломки будут проходить через сито, тогда как изометричные зерна того же объема будут оставаться на сите. Поэтому материал, остающийся на сите данного размера, в действительности будет характеризоваться не только размерами, но и своеобразной формой.

Для осадков, сложенных в основном частицами крупнее алеврита, все анализы можно выполнить с помощью сит, хотя следует помнить, что число точек для построения графика гранулярного состава будет зависеть только от числа сит. Более мелкие фракции лучше разделяются в воде с помощью некоторых методов, основанных на изменении скорости оседания в зависимости от размера частиц. Многие исследователи применяют гидравлические методы анализа для всех материалов с диаметром частиц менее 1,0 мм. Скорость оседания минеральных зерен в стоячей воде зависит от их размера, формы и удельного веса. Удельный вес играет большую роль в случае песков, и если образец содержит много зерен с удельным весом, иным, чем у кварца (2,65), то желательно не прибегать к гидравлическим методам, за исключением тех фракций, которые нельзя разделять на ситах. Однако удельный вес почти не оказывает влияния на скорость оседания зерен тонкого алеврита, а для ила имеется предельный размер, ниже которого частицы одинакового размера и одной формы ведут себя почти одинаково даже в том случае, если они резко различаются по удельному весу. Это происходит из-за того, что гравитационные различия для очень мелких частиц малозначимы по сравнению с величиной поверхностного сопротивления частиц. И в этих фракциях форма зерен выступает как важный фактор в определении их поведения как в стоячей,

так и движущейся воде. Пластинчатое зерно, как, например, слюдяная чешуйка, обладает большей удельной поверхностью, чем сферическое зерно равного веса, и, следовательно, легче выносится в суспензии в восходящем потоке и более медленно осаждается в стоячей воде. Многие глины состоят из тончайших чешуйчатых и хлопьевидных кристаллов, что сильно увеличивает поверхностное сопротивление частиц их оседанию в воде.

Сказанное выше свидетельствует о том, что с помощью механического анализа нельзя с большой точностью определить диаметры зерен. По этой причине многие исследователи, имеющие дело в основном с тонкозернистыми осадками или почвами, предпочитают представлять результаты анализов в виде показателей *скоростей оседания* или *гидравлических величин* вместо диаметров частиц. Однако для нашей цели такой подход не годится, так как диаметры частиц более крупных фракций, размер которых по необходимости приходится определять путем фактического обмера, пришлось бы переводить, вводя читателя в заблуждение, в скорости оседания. При некоторых допущениях нам гораздо удобнее скорости оседания пересчитать на диаметры частиц, однако всегда следует помнить о том, что такой пересчет не дает нам ничего иного, как только условное изображение факта, и что, по крайней мере для более тонких фракций, диаметры, рассчитанные из гидравлических характеристик, могут сильно отличаться от действительных размеров частиц.

В обломочных отложениях почти все зерна песка и алеврита представлены кварцем и другими минералами примерно такого же удельного веса. Поэтому лучше всего использовать в качестве стандарта кварц и определять зависимости между диаметром частицы и гидравлической величиной при допущении, что весь материал сложен почти сферическими частицами с удельным весом 2,65. Это обеспечивает вполне реальную картину для песков и алевритов, однако диаметры более мелких частиц, вычисленные по их гидравлическим величинам, нельзя считать строго соответствующими истинным размерам явно несферических частиц. Для осадков с небольшим содержанием глинистой фракции, возможно, лучше всего составлять эмпирическую кривую, отражающую зависимость между гидравлической величиной и диаметром изометрических зерен вплоть до тончайших частиц, которые можно измерить под микроскопом. Такая кривая, показывающая величины, обычно получаемые в анализах методом декантации, показана на рис. 2.2.

Фракционный состав осадка может быть определен, исходя из предположения, что осаждение суспензии происходило в стоячей воде, в которой более крупные зерна оседают быстро, а остальные фракции — более медленно в соответствии с размером зерен.

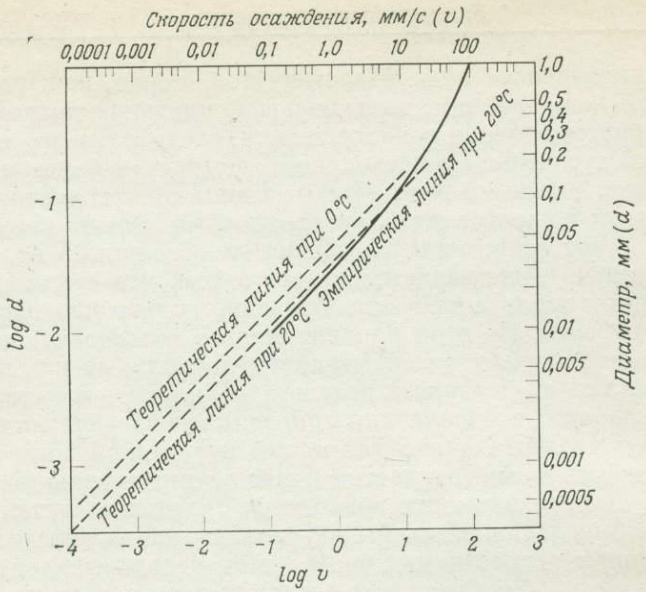


Рис. 2.2. Зависимость между диаметром и максимальной скоростью осаждения кварцевых частиц, выпадающих из взвеси в воде.

Нижний участок эмпирической кривой хорошо согласуется с зависимостью $v \sim d^2$, кверху кривая становится круче до тех пор, пока не начнет соответствовать зависимости $v \sim \sqrt{d}$ (за пределами представленного графика).

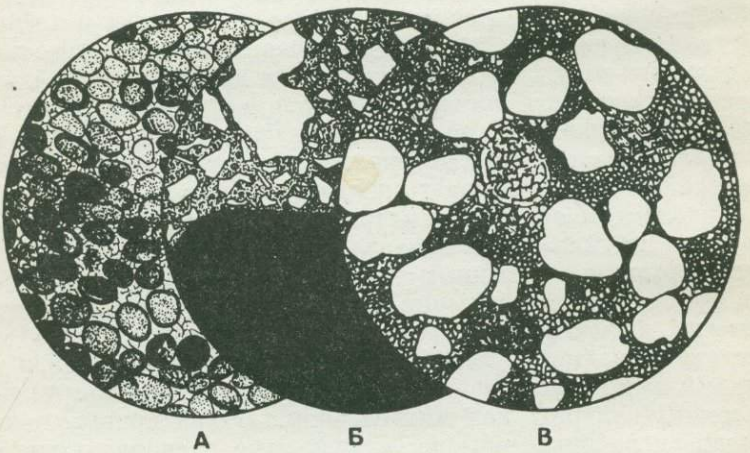


Рис. 2.3. Сортированность обломочных отложений.

А — очень хорошо сортированный калькаренит; эоловые отложения (плейстоцен), Багамские острова. Порода состоит из округлых зерен, погруженных в спаритовый цемент; *Б* — несортированные отложения; матрикс валунной глины (плейстоцен), северная Англия. Угловатые кварцевые обломки и обломок породы погружены в матрикс из мелкого алеврита и глины; *В* — относительно хорошо сортированный песчаник; доломитовый песчаник (ордовик), Виргиния. Все рисунки даны в одном масштабе, диаметр зерен составляет около 0,3 мм.

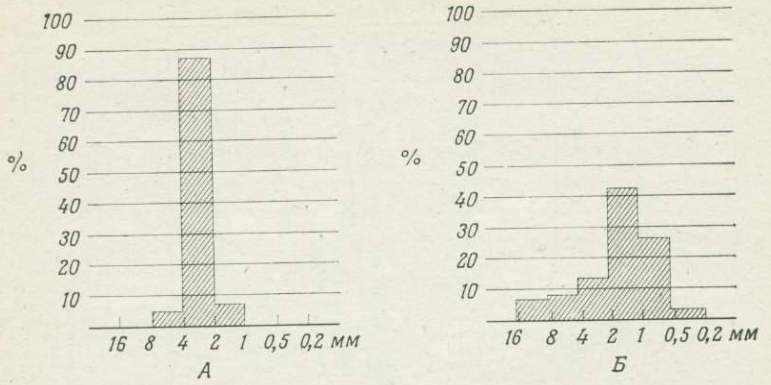


Рис. 2.4. Сопоставление гранулярного состава двух рыхлых обломочных горных пород.

Процентное содержание каждой фракции отображается площадью прямоугольника. Высота прямоугольника пропорциональна содержанию данной фракции в образце. *А* — пляжный галечник, северный Девон. Это хорошо сортированный осадок, 87,7% частиц которого имеют диаметр от 2 до 4 мм (см. табл. 2.2, образец *1*). *Б* — речной галечник. Подобно большинству речных галечников, в этом образце отмечается худшая сортировка по сравнению с пляжными галечниками. Эти две гистограммы являются одновершинными. Некоторые горные породы дают двухвершинные и многовершинные гистограммы как результат их худшей сортировки.

3632

Наиболее часто применяются пипеточный анализ и метод седиментационных трубок. Пипеточный метод довольно груб, но вполне удовлетворителен для приближенной оценки. Суспензия осадка низкой концентрации помещается в градуированный цилиндр, и через определенные промежутки времени с определенного уровня цилиндра берется проба суспензии и взвешивается. Данные для построения кривой гранулярного состава рассчитываются по весу проб осадка.

В методах с использованием седиментационной трубки скорость накопления известного количества осадка, помещенного в вертикально стоящую трубку, заполненную водой, измеряется с помощью модифицированных весов. Путем расчета строятся кривые гранулярного состава, которые более точны и лучше воспроизводимы, чем кривые, основанные на пипеточном методе, и легче поддаются статистической обработке. Более того, в противоположность ситовому анализу эти кривые строятся на основе непрерывной последовательности точек.

Когда имеют дело с плотными песчаниками и алевролитами, то весьма трудно применить ситовый и гидравлический анализы, так что размер зерен определяется уже иначе — в шлифах. Этот метод заключается в измерении диаметра обломочных зерен с помощью окулярного микрометра. Как и все другие аналитические методы, он нуждается в стандартизации. Шлифы должны быть одинаково ориентированы, желательно параллельно пло-

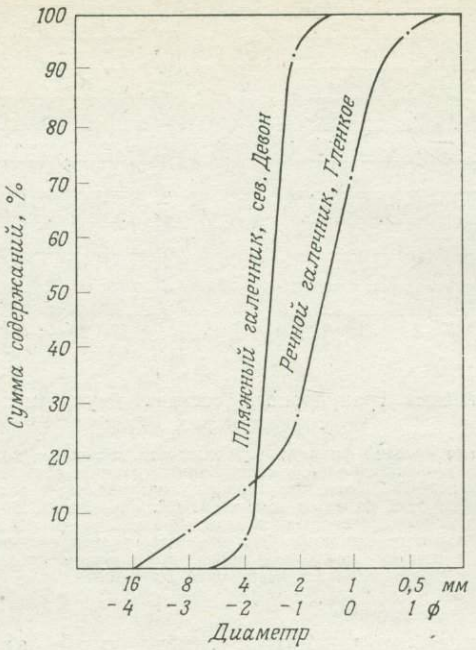


Рис. 2.5. Сравнение гранулярных составов двух рыхлых обломочных горных пород (кумулятивные кривые).

Хорошо сортированный пляжный галечник характеризуется крутым наклоном кривой, а хуже сортированный речной галечник — более полого наклоненной кривой. Эти кривые следует сопоставить с рис. 2.4 и табл. 2.2, в которых представлены данные для этой же пары образцов.

скости напластования, а отдельные зерна замерены через определенные интервалы по линии пересечения поля шлифа. Полученные таким образом результаты в какой-то степени будут отличаться от данных, получаемых другими методами. Данные, полученные различными методами, редко сопоставимы, и если сравнение проводится, то только с большими оговорками и с помощью математических пересчетов.

Разработаны различные методы графического представления данных, причем один из простейших — это метод составления *гистограммы* (рис. 2.4). Вес каждой выделенной фракции изображается в виде площади прямоугольника. Если выбрать соответствующие границы размерности фракций, то такие прямоугольники можно изображать с одинаковой шириной, тогда площадь прямоугольников будет определяться их высотой и процентное содержание каждой фракции в образце можно отобразить в делениях вертикальной шкалы.

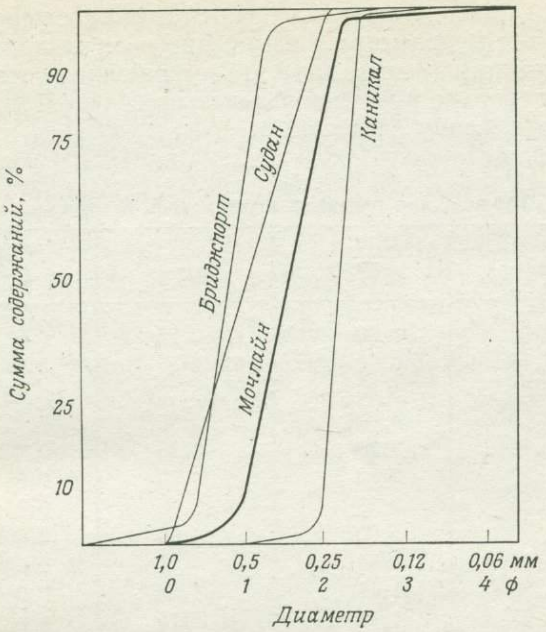


Рис. 2.6. Гранулярный состав эоловых песков.

Представлены данные для следующих образцов: песчаники Бантер, триас, Бриджпорт, Англия; пески Нубийской пустыни, Судан; песчаники Мочлайн, пермо-триас, Шотландия; современные базальтовые пески, Каникал, Мадейра. Крутизна кумулятивных кривых указывает на прекрасную сортировку.

Метод графического изображения, который применяется в этой книге, известен как построение *кумулятивной кривой*, или *кривой нарастающих содержаний* (рис. 2.5). На горизонтальной оси показаны диаметры частиц, а на вертикальной — весовое содержание частиц больше определенного диаметра. Например, если из образца весом 100 г на сите 1,00 мм остается 70,5 г (как в образце 2, табл. 2.2), то мы отмечаем это содержание против диаметра 1,0 мм. Затем образец должен быть просеян через сито другого диаметра, причем против диаметра отверстия сита наносится суммарный вес уже выделенных фракций до тех пор, пока не будет получено достаточное количество точек, чтобы можно было построить плавную кривую. Часто удобно применять логарифмическую шкалу для диаметров зерен (как на рис. 2.5 и 2.6), так как она позволяет проводить более точные сопоставления.

Следует помнить, что в различных шкалах размер зерен выражается не в миллиметрах. Обычно седиментологи применяют шкалу единиц φ, в которой диаметр зерен, отложенный на ариф-

метической шкале, выражен через отрицательный логарифм при основании 2 диаметра, измеренного в миллиметрах, т. е. $\varphi = -\log_2$ диаметр (в мм). Хотя это выражение достаточно сложное, но им довольно просто пользоваться если иметь перед собой переходную таблицу (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Таблица для перевода миллиметров в единицы φ

φ	мм	φ	мм
—3,00	8,00	+2,25	0,21
—2,75	6,73	2,50	0,18
—2,50	5,66	2,75	0,15
—2,00	4,00	3,00	0,125
—1,75	3,36	3,25	0,105
—1,50	2,82	3,50	0,088
—1,25	2,38	3,75	0,074
—1,00	2,00	4,00	0,0625
—0,75	1,68	4,25	0,0526
—0,50	1,41	4,50	0,0442
—0,25	1,19	4,75	0,0372
0,00	1,00	5,00	0,0313
+0,25	0,84	5,25	0,0263
0,50	0,71	5,50	0,0221
0,75	0,53	5,75	0,0186
1,00	0,50	6,00	0,0156
1,25	0,42	6,25	0,0131
1,50	0,35	6,50	0,0110
1,75	0,29	6,75	0,0092
2,00	0,25	7,00	0,0078

Кумулятивная кривая для хорошо сортированного осадка будет представлена вертикальной линией; если же имеется смесь зерен разных размеров, то чем лучше сортировка, тем более крутой наклон имеет эта кривая. Механически раздробленный материал при анализе обычно дает меньшие содержания для крупных и мелких фракций, чем для средних, поэтому на графике состав такого образца изображается в виде S-образной кривой, имеющей более крутой наклон в средней части, чем у ее концов. О степени сортировки свидетельствует крутизна среднего участка кривой, а разброс размеров зерен графически отображается расстоянием по горизонтали между точками пересечения кривой линий нулевого и 100%-ного содержаний. Эоловые пески обычно

имеют очень хорошую сортировку, и их состав отображается очень крутыми линиями, как на рис. 2.6. Некоторые отложения водных потоков, такие, как пески передовых дельтовых слоев и морские пляжные галечники, также имеют хорошую сортировку. Валунные глины сложены почти несортированной смесью обломков, но если анализируется достаточно крупный образец, то кумулятивная кривая имеет четкую S-образную форму (см. рис. 5.5, кривые 5 и 6).

В инженерной геологии *хорошо сортированными* осадками (well graded) называют осадки, содержащие обломки всех размерностей, от крупных до малых, такие, например, как валунные глины, и наоборот, к *плохо сортированным* (poorly graded) относят однородные, хорошо сортированные породы.

Глава 3

ТРАНСПОРТИРОВКА

При транспортировке продукты разложения кристаллических пород подвергаются первоначальной дифференциации и вследствие сортировки и механических изменений теряют черты исходных пород, но в то же время ряд формирующихся осадочных образований приобретает новые специфические особенности. Растворимые соли выносятся в растворах, и часто они преодолевают огромные расстояния, прежде чем примут участие в образовании хемогенных осадков или органогенных известняков. Нерастворимые продукты, образующиеся при разложении неустойчивых минералов, обычно представлены тонкими и чешуйчатыми кристаллами; такие продукты, благодаря их физическим свойствам могут переноситься на большие расстояния и выпадать с образованием глинистых осадков. Наконец, кристаллы минералов, устойчивых к выветриванию, переносятся в более или менее неизмененном виде и осаждаются с образованием песчаных пород.

Осадочный материал перемещается с потоками воды, воздуха и со льдом. Хотя в задачу этой книги не входит детальное ознакомление с транспортировкой, вкратце рассмотрим основные моменты этих процессов, особенно транспортировку в воде.

Течения бывают как однонаправленными, как в речных руслах, так и со сложно чередующимися направлениями, как это обычно имеет место на морских шельфах. В речных руслах природное движение воды — это неустойчивый неоднородный поток. *Числа Фруда* — это эмпирические безразмерные параметры, рассчитанные на основании глубины, средней скорости потока и сил гравитации, они используются для количественной характеристики состояний потока. Спокойное или субкритическое течение, какое может быть сразу же после водобойного колодца, характеризуется числами менее 1, тогда как быстрое, или сверхкритическое, течение, как в водопаде, характеризуется числами больше 1. Неустойчивость в потоке возникает из-за кратко- и долговременных вариаций в величине стока и может быть количественно измерена по скорости воды в данной точке. Неоднородность потока отражает величину изменения скорости, определяемой вдоль *линий потока*. Это воображаемые линии, соединяющие ряд частиц в движущейся воде в данный момент. Изменение скорости обусловлено вариациями ширины, глубины и

уклона потока. Течение ускоряется при сужении русла и уменьшается в тех местах, где русло становится шире.

Линии потока в руслах имеют обычно сложную форму; они дивергируют и конвергируют или принимают почти круговую форму из-за неоднородностей в строении дна. Движущиеся песчаные рябь и дюны представляют собой типичные примеры отражения неоднородности дна (или гидравлической неоднородности), которая нарушает однородность потока и таким образом контролирует количество осадочного материала, находящегося в суспензии. Неровности дна также способствуют возникновению турбулентности, которую можно рассматривать как неупорядоченные вихри, наложенные на главный поток. Эти вихри (водовороты) генерируются относительно интенсивными сдвиговыми усилиями, как в том случае, когда потоки или струи пересекают гребень и крутой передний склон асимметричной ряби или дюны. Такие вихри имеют важное значение для временного поддержания материала во взвешенном состоянии.

Турбулентность часто выражается с помощью другого эмпирически определяемого параметра — *числа Рейнольдса*, которое выводится из соотношения между силами инерции и вязкости. При низких числах, менее 1000—2000, поток обычно ламинарный, причем отдельные соседние участки потока движутся рядом без заметного перемешивания. В таком потоке алевритовые и песчаные зерна равномерно катятся по дну и ряби образуется мало. При больших числах Рейнольдса возникает турбулентный поток и происходит смешивание слоев потока, что приводит к перемещению частиц скачками с длительным периодом нахождения частиц в суспензии. Алевритовые и глинистые частицы при этом легко удерживаются во взвешенном состоянии.

Способность потока перемещать зерна в значительной степени зависит от увеличения турбулентности течения и степени неоднородности дна, так что сдвиговое напряжение у дна, которое вовлекает зерна в движение, может возрасти в три или четыре раза. Это играет важную роль для подъема со дна тонкого алеврита и глинистых частиц. Эти частицы перемещаются с бóльшим трудом, чем песчаные зерна, так как они легко дают связанные агрегаты и обычно прочно прилипают ко дну. Для подъема ила со дна требуются сравнительно высокие сдвиговые напряжения, хотя этот подъем, вероятно, облегчается абразивным воздействием более крупнозернистого материала, уже находящегося в суспензии.

Как только ил оказывается во взвешенном состоянии наряду с частицами других размеров, частицы начинают подвергаться гидравлической сортировке по их размеру, форме и плотности. Этот процесс может привести к образованию таких отложений, как остаточные галечники и россыпи.

На равнинах приливной зоны между приливно-отливными руслами размер зерен осадков в общем уменьшается в направлении от русла через равнину и к маршам. Постепенное уменьшение скорости потоков приводит к ослаблению их мощности и несущей способности, так что сначала осаждается самый крупный материал, а в конце — самый тонкий. Когда преобладает отложение самого тонкого материала в самых внутренних зонах близ отметки высокой воды, то имеет место постепенное накопление материала и распространение в сторону моря соленых маршей и высоких приливных равнин. Такая ситуация наблюдается в заливе Уош в восточной Англии. Отставание осаждения, или *лаг осаждения* (settling lag), проявляется в зависимости от эффективности процессов сортировки и распространения соленых маршей. Этим термином обозначается тот временной перерыв (time lag), который имеется между моментом, когда поток с уменьшающейся скоростью больше не способен удерживать частицу во взвешенном состоянии, и тем моментом, когда частица достигнет дна.

Чем меньше частица, тем больше отставание осаждения, поэтому первичная сортировка улучшается, и увеличивается вероятность того, что у отметки высокой воды вместо более крупного материала будет осажден более тонкий материал.

Эстуарии ограничивают устья рек в приливно-отливной зоне моря. Эстуариевые воды имеют различную соленость в зависимости от относительных количеств пресной и соленой воды и степени их смешения. Во многих эстуариях отмечается, что соленые воды, заставляющие во время высоких приливов донные суспендированные осадки, подобно клину, перемещаться по дну вверх по течению, во время отливов перемещают их снова в сторону моря. Поверхностный клин пресной воды перемещается подобным образом. Это явление наглядно видно на примере устьевых потоков Миссисипи, в которых преобладают потоки речной воды. В тех эстуариях, в которых преобладают приливные течения, пресные и соленые воды смешиваются гораздо лучше, что приводит к однородности химического состава и физического состояния среды. Эти воды оказывают влияние на вертикальное и латеральное распределение органического и неорганического материала в процессе их транспортировки и в процессе осаждения. Если учесть изменчивость факторов этой среды, то едва ли покажется странным очень пестрое распределение осадков в эстуариях. Влияние противоборствующих течений на осаждение особенно резко проявляется в эстуариях, где имеют место рост и разрушение береговых банок и миграция ассоциирующихся с ними проливов. Перемещение этих поверхностных структур в свою очередь воздействует на характер распределения местных

потоков, на пути распределения биомассы и в конечном счете на тип осадка, образовавшегося в каждой данной точке.

Большинство взвешенных частиц в эстуариевых водах имеют размеры менее 100 мкм и в значительной части представлены органическим веществом. Когда эти тонкие частицы попадают в соленые воды, то они коагулируют с образованием хлопьевидных агрегатов, которые в спокойной или слабо движущейся воде опускаются на дно. Этот процесс имеет место в устьях рек или близ них, где пресные воды впервые смешиваются с соленой морской водой, и это частично объясняет факт преобладания илов в эстуариях и близ них.

Одно из следствий флоккуляции — это образование плотных суспендированных карманов или облаков мутной воды, которые перемещаются вверх и вниз в более глубоких частях эстуариев в соответствии с приливными и отливными движениями воды.

По-видимому, в пределах этих облаков поддерживается динамическое равновесие, так что материал, который осаждается из них довольно быстро в стоячей воде, восполняется за счет поступления с близкой скоростью новообразованного флоккулированного материала. Осажденные илы очень подвижны и могут перемещаться по дну при соответствующем уклоне дна.

Разность между скоростью течения, при которой конкретные частицы осаждаются, и большей скоростью, при которой они могут снова начать движение, известна как *лаг размывания* (lag scour). Наибольшая дополнительная энергия, затрачиваемая для поднятия частицы и преодоления сил сцепления (адгезии и гравитации), требуется для глинистых частиц. На приливно-отливных равнинах влияние частичной обнаженности и обезвоживания осадков, особенно тонкозернистых, обычно сказывается в том, что лаг размывания является еще большим и необходимы сравнительно высокие скорости течения для того, чтобы осадочный материал снова пришел в движение. Агломерирующая деятельность организмов, живущих в приливно-отливной зоне, также может стабилизировать ил и уменьшить возможность его повторной мобилизации течениями.

Эстуарии и приливно-отливные равнины представляют собой ограниченные участки переноса и накопления тонкозернистых осадков. Близ континентальных окраин и у дна Атлантического и Северного Ледовитого океанов наблюдался довольно постоянный слой воды толщиной около одного километра, содержащий взвесь тонкого материала (частицы обычно менее 12 мкм). Этот слой называется *нефелоидным слоем*. Частицы преимущественно представлены терригенными глинистыми минералами, которые привнесены в основном из шельфовых участков. Эти частицы находятся во взвешенном состоянии благодаря турбулентности, возникающей из-за поверхностных штормовых волн, и взаи-

модействию вод на границе между мощными поверхностными и придонными течениями в случайных турбидитных потоках. Хотя постоянная турбулентность удерживает большинство частиц во взвешенном состоянии, некоторые из них со временем оседают на дно.

Существуют и другие способы транспортировки глубинными водами, например перемещение осадочного материала по изобате у подводных склонов глубинными течениями и перемещение осадков турбидитными потоками.

Глубоководные течения имеют скорости до 70 см/с, и такие течения способны размывать и перемещать крупнозернистые илы, алевритовые и песчаные частицы; небольшие гальки перемещаются реже. Образующиеся при этом отложения, известные как *контуриты,* обычно характеризуются малой мощностью, тонкой и четкой пластинчатостью (laminated), параллельной напластованию, и косой слоистостью. Реже в направлении к основанию континентального склона и на прилегающих абиссальных равнинах мобилизованный осадочный материал формирует асимметричные песчаные волны с амплитудами в несколько десятков метров и протяженностью несколько километров.

Турбидитные потоки — это неустойчивые гравитационные течения осадков во взвешенном состоянии, движение которых обусловлено их бóльшим удельным весом по сравнению с удельным весом окружающих вод. Обычно эти потоки характеризуются очень высоким числом Рейнольдса и почти определенно находятся в надкритическом состоянии.

Причины зарождения турбидитных потоков не совсем понятны. Неустойчивость осадков на донных склонах крутизной всего несколько градусов может быть обусловлена высокой скоростью осаждения, вследствие чего осадок не успевает полностью консолидироваться. Это означает, что материал отлагается так быстро, что между зернами остаются большие объемы воды и развивается избыточное поровое давление. Поэтому осадок легче сдвигается, чем это могло быть при его нормальной консолидации, вероятно, он оползает или скользит в результате «спонтанного разжижения» при аномальной перегрузке. Землетрясения большой силы могут быть одной из причин обрушения осадков. Как только материал оползает, он может постепенно захватывать воду, что приводит к уменьшению вязкости и увеличению скорости потока. На этой стадии, когда содержание воды еще не слишком высокое, движение осадка может происходить в виде «флювиотурбидитного» потока с небольшим турбулентным перемешиванием частиц.

Если ускорение потока продолжается, то происходит дальнейший захват осадков и воды, особенно в голове потока, плотность уменьшается, а турбулентность увеличивается — так обра-

зуется турбидитный поток. Более крупный материал концентрируется в голове и у основания потока, так что удельный вес этих частей выше. Это сказывается на том, что более крупнозернистый материал в основании головы потока движется несколько быстрее, чем материал в верхней тыловой части потока. Скорости у головы, вероятно, составляют от одного до нескольких метров в секунду.

Скорости и распределение осадка в пределах турбулентных частей потоков сильно колеблются. В этих местах зарождаются эрозионные подошвенные текстуры, такие, как отпечатки выемок. Отпечатки выемок обычно распределены в виде групп параллельно направлению течения и отражают постоянный размыв подстилающего ила в течение всего периода движения потока (рис. 4.9). В противоположность этому следы выпахивания менее однородны и указывают на удар об илистое дно и эрозию ила неким движущимся предметом, переносимым вихрями в пределах потока. Следы выпахивания часто пересекают один другой крест-накрест, а ассоциирующиеся отпечатки выемок — под углами до тридцати градусов.

Замедление турбидитных потоков приводит к уменьшению их мощности, плотности и турбулентности, так что происходит отложение осадка с сортированной, градационной, слоистостью (рис. 4.8). Слоистость и знаки ряби возникают по мере уменьшения скоростей и размеров зерен. В конце концов из головной и тыловой частей потока отлагаются самые тонкие частицы.

Глава 4

ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

Единой классификации текстур, образующихся при процессах осадконакопления, пока нет, большинство классификаций основано на морфологических признаках. Дюны имеют характерную форму, возникающую при движении несвязанных толщ. Дюны можно рассматривать как пример образований, в которых формируются многие текстуры под воздействием внешних сил (*экзогенные* текстуры). Напротив, такие текстуры, как следы нагрузки в пределах осадка после его отложения, но до литификации, можно рассматривать как *эндогенные*. *Биогенные* текстуры возникают в результате одновременной с осадконакоплением жизнедеятельности организмов.

ЗНАКИ РЯБИ, ДЮНЫ И КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ

Механизм образования подводных ряби и дюн прояснился после наблюдений над потоками в речных руслах и искусственных желобах, ложа которых сложены рыхлым материалом. В этих руслах условия потока, т. е. скорость течения, сопротивление потоку, напряжение сдвига у ложа, вязкость и влияние гравитации, можно примерно определить и оценить как режим потока. Режим потока — это те условия течения потока, которые независимо от характера переносимого осадка определяют морфологию ложа. В условиях спокойного режима рыхлый песок формирует плоское дно, рябь, мегарябь, рябь на дюнах, дюны и песчаные волны (рис. 4.1). Эти текстуры отражают постепенное увеличение скорости течения. Частицы осадка, по-видимому, перемещаются с перерывами, вкатываясь на пологий склон элемента текстуры, обращенный навстречу течению, а затем соскальзывают или обрушиваются вниз по более крутому склону в направлении течения. При бурном режиме потока формируется плоское ложе и антидюны. Частицы, по-видимому, в общем перемещаются более непрерывно, чем при спокойных режимах.

Плоское ложе, образованное при высокой скорости течения, не имеет на поверхности выступов и впадин, амплитуда которых численно была бы больше, чем несколько диаметров зерен. На верхней поверхности слоев во многих древних речных и литоральных песчаниках высокие скорости течения отражены в слое едва заметных эшелонированных гряд и впадин, известных как *линей-*

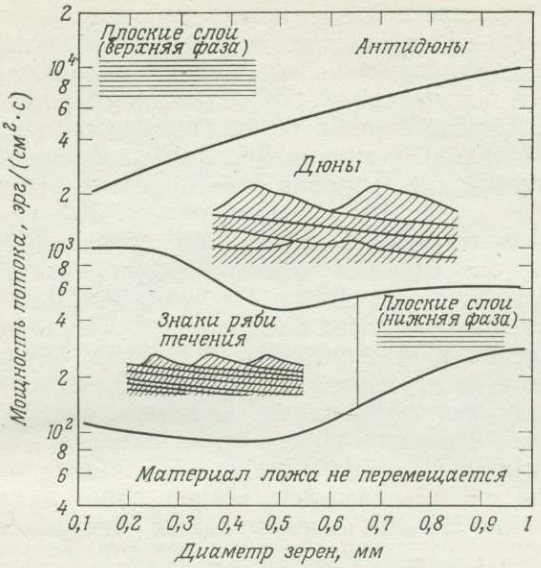


Рис. 4.1. Форма ложа, мощность потока и размер зерен.

ность на плоскостях напластования, или *первичная линейность течения.* Длинные оси зерен осадка ориентированы примерно параллельно удлинению этих текстур, а самые крупные зерна неизменно концентрируются в грядах.

Кроме того, при самых высоких скоростях течения дюноподобные текстуры мигрируют в обратном направлении, передвигаясь навстречу течению; эти текстуры представляют собой так называемые *антидюны.* Хотя в ветвящихся руслах наблюдались антидюны с амплитудами до одного метра, эти текстуры обычно разрушаются, как только уменьшается скорость течения.

Знаки ряби образуются не только при движении воды, но и под действием ветра. Как и все другие формы ложа, знаки ряби могут слагаться не только кварцевыми, песчаными и алевритовыми зернами. Обычно они имеют небольшие размеры, асимметричное или симметричное строение, причем гребни расположены на расстояниях менее 30 см, а их амплитуда не превышает 30 см. Ветровые знаки ряби обычно более пологие и менее симметричные, чем знаки ряби течения; гребни ветровых знаков ряби имеют прямолинейные или слабо извилистые очертания [1].

[1] В некоторых метаморфических кварцитах знаки ряби могут имитироваться мелкими тектоническими подвижками, это следует иметь в виду при описании кварцитов. — *Прим. ред.*

В каждой конкретной обстановке направление гребней знаков ряби зависит от направления водного или воздушного потока. В мелководных условиях гребни мелких знаков ряби в общем протягиваются почти параллельно ближайшей береговой линии. Это особенно хорошо видно в таких участках отложения песка и алеврита, как заливы и приливно-отливные равнины. Вне зоны влияния береговой линии гребни ряби ориентированы менее упорядоченно.

Характерная особеность внутреннего строения большинства гребней ряби — это косая слоистость, формирующаяся при перемещении осадка вниз по течению. Песчинки смываются с пологого склона, обращенного вверх по течению, и обычно перемещаются в направлении к вершине крутого склона, обращенного по течению. Время от времени эти песчинки сваливаются вниз по крутому склону, формируя таким образом слоистую текстуру с последовательным перекрыванием прежних слоев.

В некоторых случаях знаки ряби, по-видимому, перекрывают более пологие склоны соседних знаков ряби, расположенных ниже по течению. Наклон перекрываемых участков знаков ряби

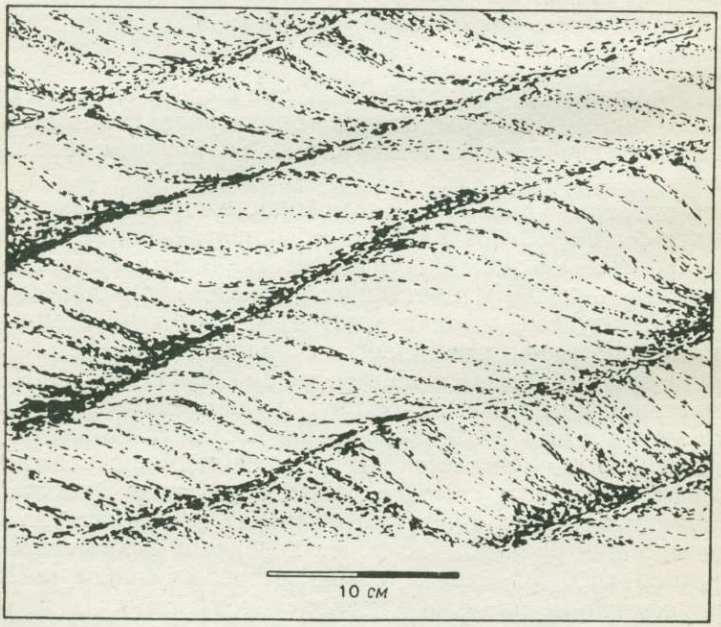


Рис. 4.2. Тонкая косая слоистость мигрирующих знаков ряби.

Движение последовательной серии знаков ряби происходило слева направо. Эта обычная разновидность имеет эрозионные контакты.



Рис. 4.3. Флазерная текстура.

Слоистость образована (*а*) знаками ряби течения и (*б*) знаками ряби волнения. Линзы ила (черное) в верхней части фигуры и песчано-алевритовые линзы в нижней части фигуры часто имеют «изменчивые» соотношения с остальной массой осадка.

составляет обычно 5—20°. Такие текстуры описываются как *тонкая косая слоистость мигрирующей ряби.*

Пласты, сложенные такими косослоистыми сериями ряби, каждая из которых имеет мощность несколько сантиметров, распространены в дельтовых и некоторых турбидитовых толщах (рис. 4.2). Такие текстуры описаны также в ледниковых зандровых отложениях.

Поверхность ложа современных литоральных равнин и прилегающих сублиторальных участков обычно покрыта рябью. В тех местах, где образование знаков ряби на песчаных и алевритовых поверхностях чередуется со спокойным отложением тонкого ила, возникают флазерные текстуры (рис. 4.3).

В некоторых крупных песчаных руслах и в устьях некоторых песчанистых эстуариев амплитуда ряби (высота гребня над впадиной) варьирует от 30 см до 2 м, и в этом случае они выделяются как *мегарябь* (крупная рябь). Гребни текстур имеют прямолинейные, языковидные или серповидные очертания и могут прослеживаться на расстоянии нескольких сотен метров. Примеры таких современных образований известны в отложениях реки Брахмапутры, где знаки ряби очень подвижны и, как выяснилось, могут перемещаться на 200 м в день.

Если текстурные элементы, имеющие форму ряби, не превосходят по размеру крупную рябь, то они называются *дюнами* или

песчаными волнами. Дюны, образованные как водой, так и ветром, имеют амплитуду 2—8 м, а длина волн часто достигает 500 м и больше. Воднообразованные разновидности характеризуются высокой подвижностью, особенно на стадиях повышенной скорости течения. Максимальных размеров достигают песчаные волны, хорошо известные на многих современных эпиконтинентальных шельфах, где они легко могут быть установлены с помощью звуковых приборов. Амплитуды их обычно достигают 15 м, а длина волны варьирует от 200 до 1000 м. Гребни имеют прямолинейные очертания и могут прослеживаться по горизонтали на расстояние несколько сотен метров. На эти песчаные волны может накладываться мегарябь.

Движение частиц в мигрирующих дюнах и песчаных волнах сходно с движением частиц в ряби, но приводит к образованию более крупных построек с внутренней текстурой, называемой *косой слоистостью.* Косослоистые серии могут иметь мощность 5 м и более. Самые мощные серии встречаются в эоловых отложениях, тогда как серии в мелководных осадках (галечниках, песках, калькаренитах) обычно имеют мощность менее 3 м. Различают несколько разновидностей среди этих образований (рис. 4.4), такие, как *пластинчатые* с относительно плоскими поверхностями раздела между сериями (или элементами) и *трогообразные* (корытообразные) с извилистой нижней поверхностью. Эти поверхности раздела в каждой из текстурных разновидностей не всегда эрозионного происхождения, но чаще они имеют именно эрозионную природу. Все разновидности косой слоистости обычно связаны постепенными переходами, и можно видеть их тесное перемешивание в некоторых мощных толщах песчаника, включающих несколько элементов или серий.

Некоторые типы косой слоистости могут служить индикато-

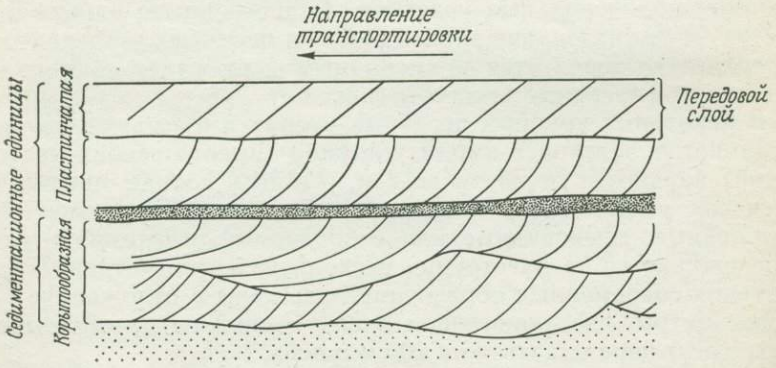


Рис. 4.4. Виды косой слоистости.

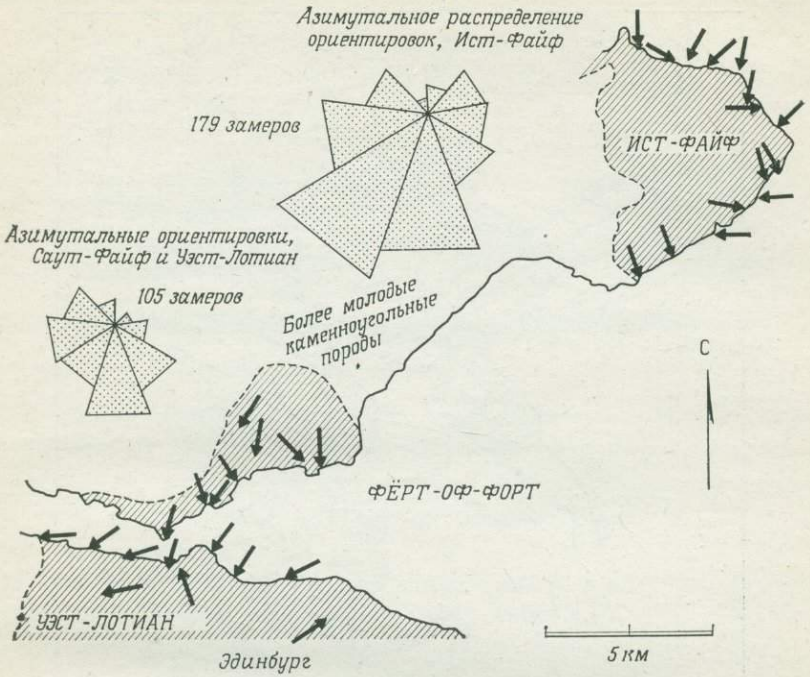


Рис. 4.5. Ориентировка косой слоистости в толще известковистых песчаников каменноугольного возраста, восточная Шотландия.

Стрелками показано среднее направление передовых слойков в речных дельтовых песчаниках в каждой конкретной точке. Разделение азимутальных ориентировок передовых слойков на две главные несвязанные в настоящее время ветви указывает на перенос песка в бассейн накопления преимущественно в южном и юго-западном направлениях.

рами направления течения и переноса осадочного материала. Обычно в пределах данного пласта или группы тесно связанных пластов делается возможно большее количество замеров направления падения передовых слоев, и после внесения поправок на тектоническое нарушение положения пластов полученные данные наносят на соответствующую карту. На рис. 4.5 показано, как пластинчатые и корытообразные косослоистые пласты распределяются в толще известковистых песчаников в восточной Шотландии; здесь приведены диаграммы распределения ориентировок для того, чтобы более четко показать направления транспортировки и преобладающих течений.

Большинство исследователей обычно считают, что характер распределения ориентировок косой слоистости в пределах пластов песчаника может указывать на направление источника сноса и регионального уклона в процессе осадконакопления

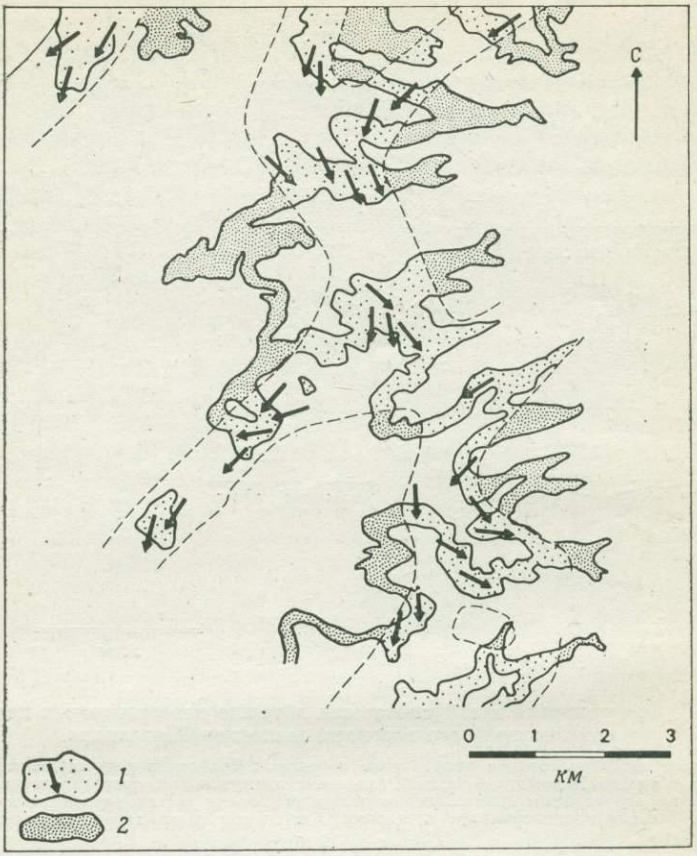


Рис. 4.6. Русловая косая слоистость.

Направление течений и определение положений речных русел в триасовых песчаниках Шильфзандштейн, ФРГ, установлены по замерам косой слоистости и оконтуриванию тел песчаника. *1* — удлиненные песчаные тела с косой слоистостью; *2* — песчаные покровы.

(рис. 4.6). Такое допущение, вероятно, оправдано для речных и дельтовых толщ, в которых преобладающее направление передовых слоев можно рассматривать как выходящее из района источника, однако следует учитывать, что морские транспортирующие течения часто текут, повторяя форму берега параллельно ближайшей береговой линии.

Тонкая косая слоистость глинистых алевритов обнаружена в толщах приливно-отливных равнин, и она возникает по типу отложения кос в ядре меандры мигрирующих рек. Маловероят-

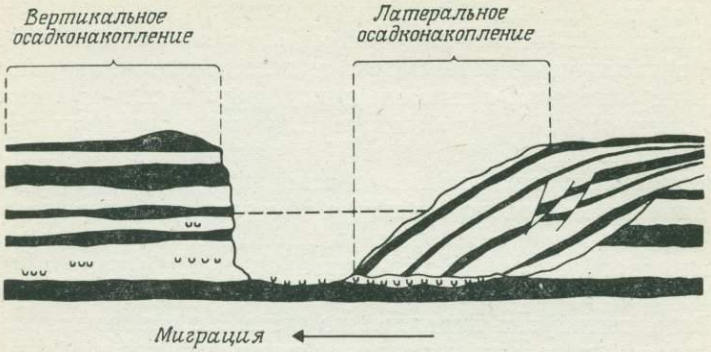


Рис. 4.7. Вертикальное и латеральное осадконакопление в солевых маршах.

Микроразрывы и оползание характерны для наклонно ориентированных латеральных отложений (отложений кос). Размыв несколько более прочных маршевых осадков происходит по мере миграции реки влево. Вертикальное осадконакопление на поверхности марша осуществляется во время высоких весенних приливов. Таким же образом происходит осадконакопление в литоральной зоне.

но, что такие текстуры также могут помочь в определении регионального уклона и источника сноса (рис. 4.7).

ГРАДАЦИОННАЯ СЛОИСТОСТЬ И ТЕКСТУРЫ ПОДОШВЫ

Градационные слои, размер частиц в которых уменьшается кверху, встречаются в мощных флишевых толщах, отлагаются из турбидитных потоков и выделяются как *турбидиты* (рис. 4.8). Эти слои, как правило, по литологии относятся к граувакка м, но иногда могут быть представлены обломочными известняками.

Линейные (подошвенные) текстуры, встречающиеся в основании многих турбидитовых слоев, в большинстве случаев возникают в результате абразионной деятельности потока, из которого осаждается материал. Более крупная фракция материала переносится потоком вдоль его основания в виде ковра влекомого материала, что несомненно усиливает абразионную мощность потока.

Следы абразии, образованные в подстилающих связанных илах, имеют различные формы. Некоторые из них имеют лункообразную, треугольную или спиральную форму с крутыми стенками в направлении навстречу потоку. Все эти текстуры называются собирательным термином *знаки выемок* (рис. 4.9). Они возникали в тех местах, где в илистом ложе ранее существовали небольшие неоднородности, что приводило к более сильной турбулентности, завихрениям и повышенной эрозии в период турбидитного течения. Другие следы абразии, вероятно, образуются

в результате эрозии дна гальками, раковинами или древесными обломками, переносимыми потоком (*знаки выпахивания*).

Вероятно, направление потока можно достаточно точно определить по отпечаткам выемок, присутствующих в древних толщах. Такие определения были успешно выполнены для формации Мартинсберг (ордовик) в Центральных Аппалачах путем замеров ориентировки знаков в основании слоев граувакк. По этим данным был сделан вывод о том, что турбидитные потоки часто стекали вниз по склонам, увлекая за собой осадки с участка суши, расположенного юго-восточнее, а затем разносили их в виде широкой дуги так, как если бы они перемещали осадок вдоль бассейнов, вытянутых параллельно суше. На основе такого рода исследований теперь обычно распознают, что продольные перемещения осадка вдоль осей глубоких трогов — это обычное явление при их быстром заполнении. Ранее большое внимание уделялось боковому сносу материала. Значительная часть 6000-метровой толщи меловых — олигоценовых флишевых граувакк в Карпатах в Польше была отложена продольными потоками.

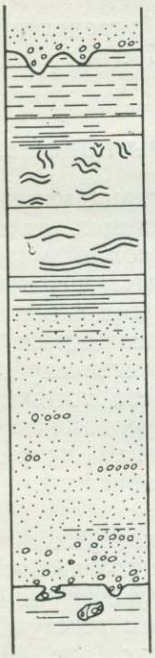


Рис. 4.8. Идеальный разрез песчаников, отложенных единым мутьевым потоком.

Мощность таких пластов варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Контакты между отдельными слоями могут быть постепенными или эрозионными. Вертикальная последовательность слоев часто бывает неполной или частично повторяющейся.

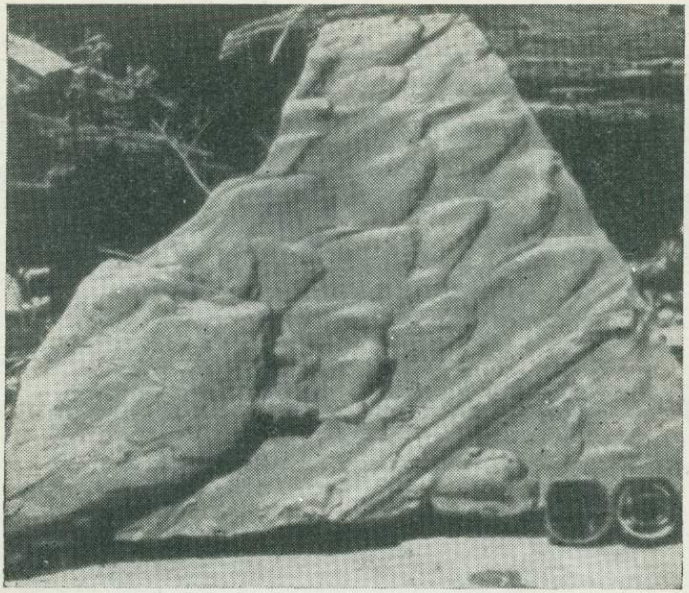


Рис. 4.9. Отпечатки выемок и следов выпахивания.

Дельтообразные или треугольные отпечатки выемок на нижней поверхности пласта девонского песчаника, Северная Америка. Линейные следы выпахивания видны внизу справа. По этим следам определено, что мутьевой поток тек от правого верхнего угла к нижнему левому (по Поттеру и Петтиджону, 1963, печатается с разрешения издательства «Шпрингер-Ферлаг»).

Знаки ряби и тонкая слоистость в мелкозернистых верхних частях градационных пластов отражают поздние фазы отложения из ослабевающего потока. Обычно в них не наблюдается четкой закономерности в изменении размера зерен. Колебания в скорости и мощности остаточных потоков и завихрений, вероятно, могут быть причиной различий мелких текстурных особенностей в них.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Постседиментационные не связанные с тектоникой деформации песчаников и алевролитов обычно не зависят от условий отложения пластов. Во многих пластах, подвергшихся деформации, можно доказать, что эта деформация происходила почти одновременно с седиментацией до отложения перекрывающего слоя. Другие слои деформируются в результате продавливания песчаных слоев в подстилающие более пластичные слои ила. Независимо от способа образования (а он обычно бывает не-

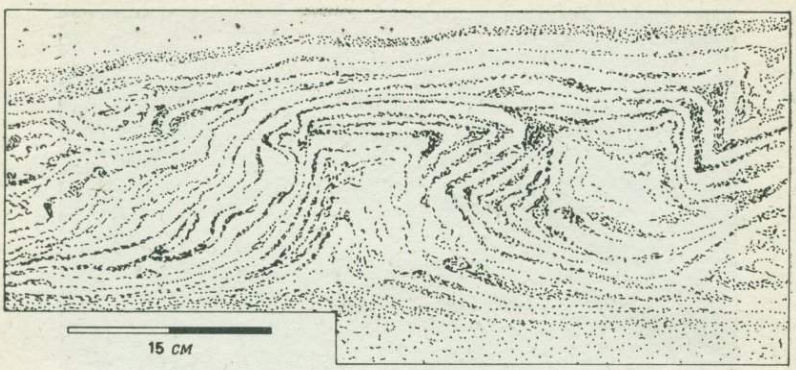


Рис. 4.10. Конволютная слоистость в кайнозойских песчаниках Польских Карпат.

Степень конволютности увеличивается кверху, вершина слоя с конволютной слоистостью неизменно срезается перекрывающим пластом.

ясен) деформация, очевидно, происходит еще тогда, когда породы находятся в пластичном водонасыщенном состоянии.

Нарушения, вызываемые оползанием свежего осадка, видимо, широко распространены во флишевых геосинклинальных осадках и являются типичными на крыльях геосинклинальных трогов. Оползание может привести к образованию смятых в складки оползневых покровов, шаровых текстур и галечно-глинистых отложений, которые могут быть прослежены на расстояние несколько десятков километров от предполагаемого источника материала. Именно таким путем образовались эоценовые галечниковые пласты Анкона на юго-западе Эквадора, а также так называемые тиллоиды докембрийской геосинклинали в западном Конго.

Один из лучших и наиболее выразительных примеров оползневых образований можно видеть в обнажениях нижнемиоценовой группы Уайтемата в северной части Новой Зеландии. Деформация и смятие осадков в складки отмечается повсеместно и объясняются почти одновременным с осадконакоплением оползанием плохо консолидированных вулканических крупнозернистых песков и деятельностью турбидитных потоков, обусловленных наклоном дна моря. Смятие слоев в складки, обусловленное оползанием, очень напоминает тектонические образования, так что интерпретация таких текстур требует особой тщательности.

Проблемы генетической интерпретации текстур возникают при изучении большинства геосинклинальных толщ. Например, сейчас полагают, что в верхнеордовикских флишевых граувакках Аппалачей 15—30% слоев, смятых в складки, образовались

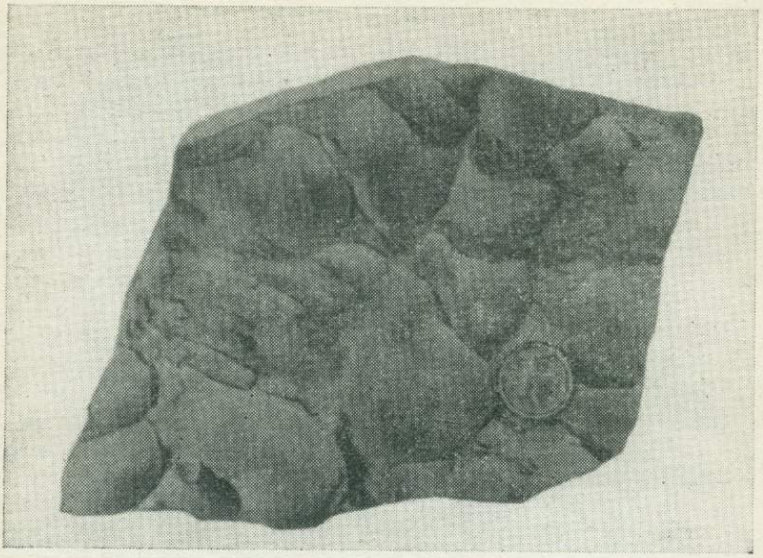


Рис. 4.11. Текстуры нагрузки в основании пласта нижнекаменноугольного песчаника, Иллинойс.

Эти неправильные по форме образования имеют размеры от нескольких сантиметров до одного метра или около этого (по Поттеру и Петтиджону, 1963, печатается с разрешения издательства «Шпрингер-Ферлаг»).

в результате оползания, а не тектонического воздействия, как предполагалось ранее.

Конволютная слоистость иногда сходна со слоистостью оползания по внутреннему строению (рис. 4.10). Однако конволютная слоистость встречается только в отдельных пластах или прослоях мощностью редко более 30 см. В верхних частях турбидитовых пластов слой с конволютной слоистостью может простираться почти без изменения мощности на несколько сотен метров. Характер конволютной слоистости все более усложняется от основания слоя к вершине, но даже в сильно смятых верхних частях отсутствуют микроразрывы слойков. Такие текстуры, возможно, возникают при поверхностном волочении осадка вихревыми потоками, текущими поверх рыхлосвязанных слоев песка и алевритистой глины. Вполне возможно, что такие текстуры образуются в результате деформации под нагрузкой, почти одновременной с отложением осадка, и, возможно, они ограничены участками отложения на неровной поверхности.

Конволютная слоистость известна не только в турбидитовых толщах, но и в дельтовых и литоральных отложениях, хотя в них она встречается реже.

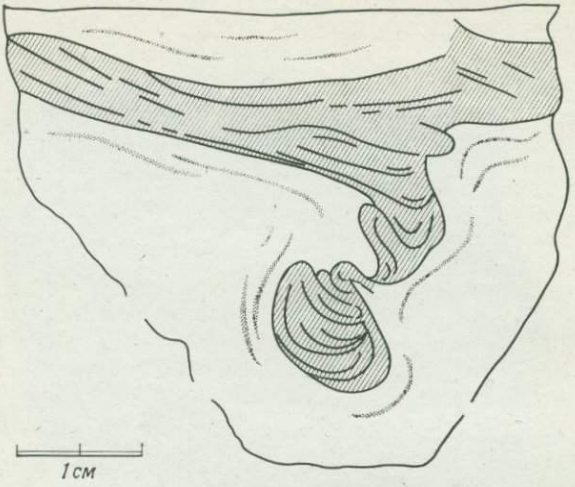


Рис. 4.12. Схема образования псевдоконкреций.

Глинисто-алевритовый желвак с конволютной слоистостью находится как раз на той стадии, когда дальнейшее его погружение привело бы к окончательному отрыву от материнского слоя. Псевдоконкреции могут находиться в стороне от материнского слоя на расстоянии нескольких сантиметров.

Текстуры нагрузки в общем представляют собой разноориентированные выпуклые тела, проникающие от основания песчаного пласта в подстилающий более мягкий осадок, обычно представленный глинистым сланцем (рис. 4.11). Хотя в большинстве случаев эти выступы сложены песчаником, но известны прекрасные примеры подобных текстур в основаниях известняковых пластов. Иногда текстуры нагрузки на поверхности кажутся закономерно ориентированными, но при более детальном изучении неизменно оказывается, что эта аномальная особенность унаследуется от ранее существовавших здесь линейных серий следов выемок. Мягкий ил, сдавливаемый между слоями мягкого песка, иногда выжимается в них в виде остроконечных, наклонных и узких клиньев, описываемых как *пламенные текстуры*.

Текстуры нагрузки широко распространены в любых отложениях. Одни из наиболее специфических текстур деформаций, обнаруженных в песчано-алеврито-глинистых толщах, — это караваеобразные и шаровые тела песчаника, полностью погруженные в глинистый сланец. Такие образования называются *псевдоконкрециями* (рис. 4.12). В караваях и шарах иногда видны хорошо развитые концентрические слоистые текстуры. Такие шары встречаются в верхнекаменноугольных пластах Южного Уэльса и на севере Англии, причем их максимальный диаметр колеблется от нескольких сантиметров до одного метра. Псевдоконкре-

ции образуются тогда, когда слой песка, перекрывающий ил, подвергается вибрации (вследствие землетрясений) вскоре после отложения. Эта вибрация обусловливает разжижение пластичного ила, и слой песка распадается, так что некоторые части слоя проваливаются в ил. При этом провалившиеся массы песка приобретают блюдцеобразную, линзовидную, шарообразную или караваеобразную форму в зависимости от продолжительности погружения.

БИОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Постседиментационное разрушение текстуры осадка живыми организмами называется *биотурбацией*. Такие нарушения могут быть вызваны организмами, перемещающимися по поверхности осадка или проникающими в него на глубину нескольких сантиметров, и обычно они возникают почти одновременно с осадконакоплением. Образовавшиеся таким путем текстуры варьируют по масштабам и типам от поверхностных следов движения крупных наземных позвоночных до следов ползания таких морских организмов, как *Chondrites,* размером несколько миллиметров.

«Твердые горизонты», или сверхуплотненные слои, в европейских мелах представляют собой пример перемешанных мягких осадков, отвердевших в результате раннедиагенетических процессов. Эти слои, мощностью около 30 см, изобилуют следами ползания, оставленными, вероятно, ракообразными незадолго до консолидации осадка.

С точки зрения учения об осадочных породах важно различать организмы, которые росли на поверхности осадка и те, которые ползали, рыскали, рыли ходы, отмирали и обитали на нем и в нем. Во-первых, эти организмы оказывают физическое и химическое воздействие на первоначальный осадок, и, во-вторых, по ним можно в некоторой степени судить об условиях на дне в период осадконакопления.

Не всегда учитывается, насколько интенсивное влияние оказывают организмы на изменение физических свойств мягкого осадка. Предполагается, что около 80—90% дробленых ракушняковых песков, окаймляющих Бермудские острова, прошло через пищеводы морских ежей и голотурий. Во всем мире на карбонатных и кремнисто-обломочных отложениях приливно-отливных низин в изобилии накапливаются фекальные комочки. На некоторых современных европейских приливно-отливных равнинах степень разрушения первичных осадков может быть настолько высокой, что полностью уничтожается первичная слоистость и нарушается линейная ориентировка частиц осадка (рис. 4.13). Это связано главным образом с деятельностью небольших, но энергичных артропод *Corophium volutata*, которых

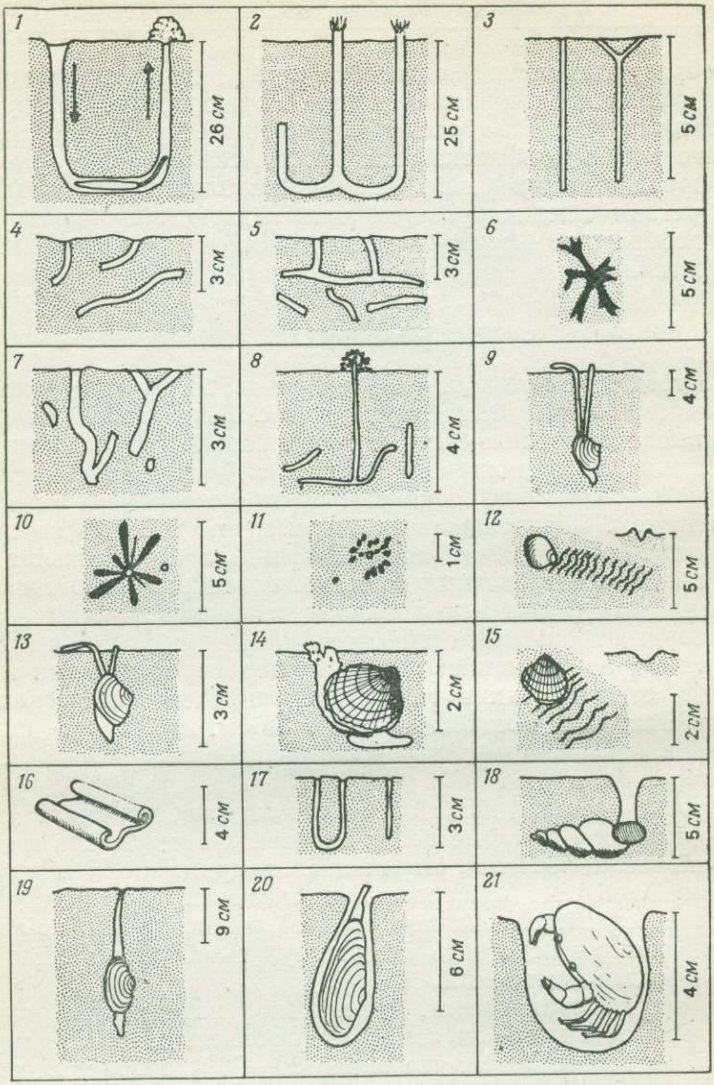


Рис. 4.13. Биогенные текстуры в литоральных отложениях современной умеренной зоны.

Примеры взяты из алевритистых и песчанистых илов залива Уош, восточная Англия. *1—5, 7—9, 13, 14, 17—20, 21* — следы роющих организмов; *6, 10—12, 15* — следы перемещения по поверхности осадка; *16* — фекальная пеллета. *1* — *Arenicola marina; 2* — *Lanice conchilega; 3* — *Pygospio sp.; 4* — *Nepthys sp.; 5* — *Scoloplos armiger; 6, 7* — *Nereis diversicolors; 8* — *Heteromastus sp.; 9, 10* — *Scrobicularia plana; 11* — *Macoma balthica; 12* — *Littorina* sp.; *13* — *Macoma balthica; 14, 15* — *Cerastoderma (Cardium) edule; 16* — *Tytilus edulis; 17* — *Corophium* sp.; *18* — *Hydrobia ulvae; 19* — *May arenaria; 20* — *Pholas candida; 21* — краб. По Эвансу, 1965.

часто очень много. Перемешивать осадок могут в процессе своей жизнедеятельности ползающие черви *Arenicola marina,* если они присутствуют в больших количествах. Ясно, что степень биологического разрушения зависит от плотности колонизации (или устойчивости экологического сообщества) на данном участке. Если плотность заселения низкая, например из-за большой скорости осадконакопления, то соответственно и степень разрушения осадка будет меньше.

Структурные соотношения в осадке могут сильно меняться в результате деятельности роющих организмов, что заметно сказывается на пористости и проницаемости. На подводных склонах в результате изменений, вызванных организмами, под влиянием порового давления и сдвигового напряжения осадок легче сползает и скользит по поверхности. Однако деятельность роющих организмов может также способствовать цементации и стабилизации осадка.

Хотя организмы, вызывающие биотурбацию, могут оказаться захороненными в осадке, но чаще их следы отсутствуют. Для современных отложений почти всегда удается установить природу нарушения, так как нам почти всегда известны явления, происходящие в осадке, и организмы, их вызывающие, и всегда

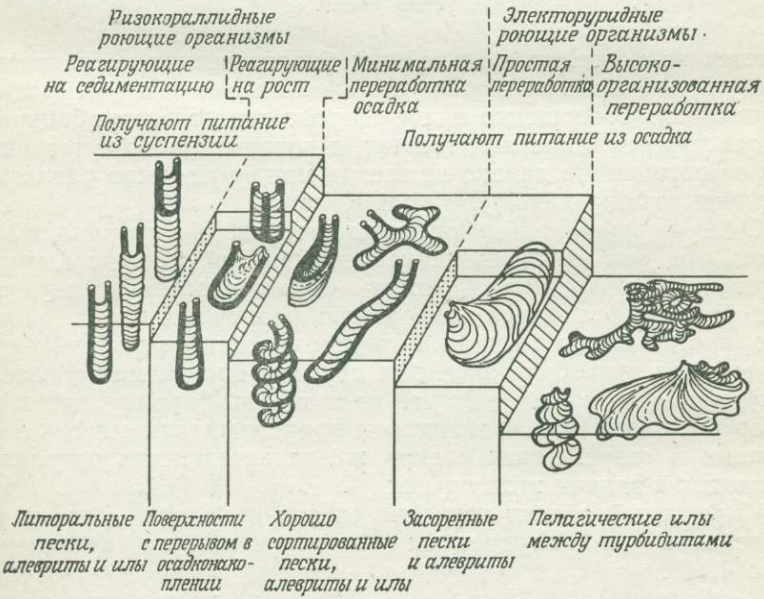


Рис. 4.14. Глубинная зональность ископаемых следов роющих организмов.

Схема иллюстрирует общее правило: на мелководье в интенсивно перемещающихся водах преобладают организмы, получающие питание из суспензии, а в более глубоких и спокойных водах — трудолюбивые организмы, добывающие питание из осадка.

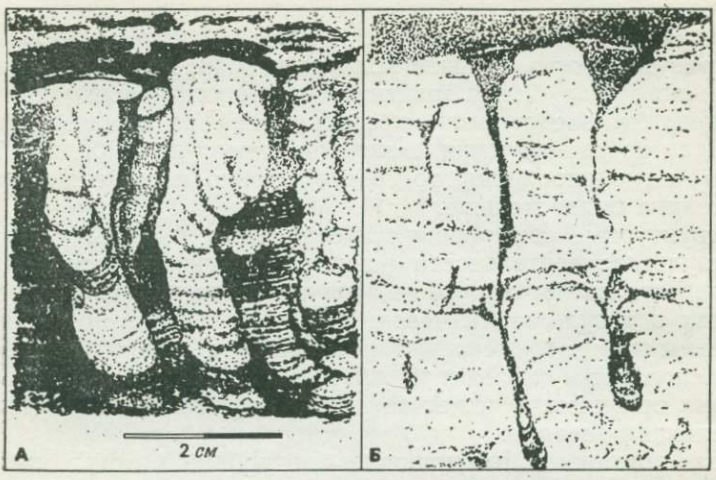


Рис. 4.15.

А — Diplocraterion. Каналы имеют U-образную форму и заполнены слоистым осадком. Эта внутренняя текстура обусловлена движением организма кверху по мере накопления осадка. *Б — Monocraterion.* Вертикальный трубчатый канал с воронкообразным отверстием вверху.

имеется возможность дальнейших биологических исследований, в результате которых можно установить связи между следствием и причиной. Совершенно иначе обстоит дело с биотурбационными текстурами в древних толщах, в которых при отсутствии остатков организмов далеко не всегда можно надежно распознать причины возникновения таких текстур.

Одна из трудностей в изучении древних текстур заключается в том, что, как мы знаем по современным обстановкам, морфология некоторых текстур может формироваться в результате воздействия организмов совершенно различных типов. Кроме того, иногда следы роющих организмов (например, трубки) могут впоследствии быть заселены другими организмами, которые будут изменять прежние формы на свой лад. Впрочем, детальный обзор биологических сообществ и происхождения многих типов древних и современных следов жизнедеятельности организмов не входит в задачи этой книги.

Интересный объект изучения следов ползания — это их распределение в конкретных литологических ассоциациях (рис. 4.14).

Наиболее разнообразные и самые многочисленные следы ползания находят в морских шельфовых отложениях. Следы ползания роющих организмов имеют довольно простую форму и иногда U-образную, как *Diplocraterion* (рис. 4.15). Следы

сложного строения, встречающиеся реже, обычно обнаруживаются в пелагических илах, переслаивающихся с турбидитами, указывающими на более глубоководную обстановку. Кроме того, имеются простые следы роющих организмов, таких, как *Monocraterion,* которые характерны для наземных, пресноводных и солоноватоводных условий (рис. 4.15).

Тщательное исследование и оценка биотурбационных текстур могут оказать помощь при выяснении общих условий обстановки осадконакопления и даже глубин вод, в которых накапливались древние осадки. Однако едва ли нужно обращать внимание на необходимость быть осторожными при интерпретации данных, так как нет гарантии того, что такие текстуры всегда могут быть правильно расшифрованы.

Глава 5

КРУПНООБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Крупнообломочные осадочные породы составляют довольно разнородную группу. Их минеральный и гранулярный составы не столь однородны, как у большинства мелкозернистых обломочных пород, приобретающих однородность в результате длительной транспортировки, селективного химического выветривания и механической сортировки.

Обычно гальки или другие компоненты крупнообломочных отложений представлены обломками горных пород, механически извлеченных из мест их коренного залегания; иногда дифференциальное химическое выветривание приводит к образованию остаточных скоплений устойчивых реликтовых образований, которые также представляют собой крупнообломочные накопления.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Рыхлые осадочные крупнообломочные породы, не содержащие продуктов вулканической деятельности, называются гравием не-

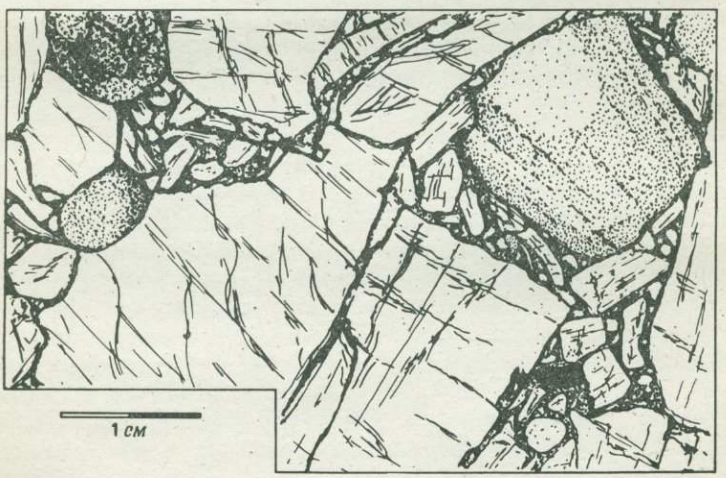


Рис. 5.1. Осадочная брекчия, древний красный песчаник, Шотландия.

Брекчия сложена плохо сортированным угловатым детритом. Обломки представлены преимущественно жильным кварцем и гематитизированным песчаником, погруженным в мелкозернистый обломочный матрикс, пропитанный гематитом.

зависимо от размера и формы крупных обломков в них, которые известны как *гальки, фенокласты* и *обломки*. Цементированные породы с преобладанием округлых галек называются конгломератами; если обломки имеют угловатую форму, то порода называется брекчией (рис. 5.1). Если обломки обладают разной степенью округленности, то породы называются конгломерато-брекчиями.

Теоретически к гравийным осадкам и их литифицированным аналогам относятся обломочные породы, в которых все частицы крупнее 2 мм. Обычно же эти названия применяются к отложениям, содержащим более 25% галек (рис. 5.2).

Основная цементирующая масса грубообломочных пород обычно представлена песком или алевритом, например, в речных отложениях или алевритистой глиной в ледниковых и оползневых отложениях. Часто имеет место вторичный привнос материала основной массы в поры и пустоты. Поэтому дать точное описание

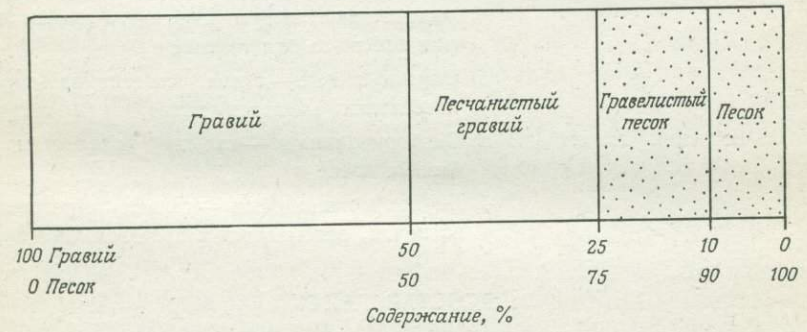


Рис. 5.2. Упрощенная классификация гравийно-песчаных смесей.

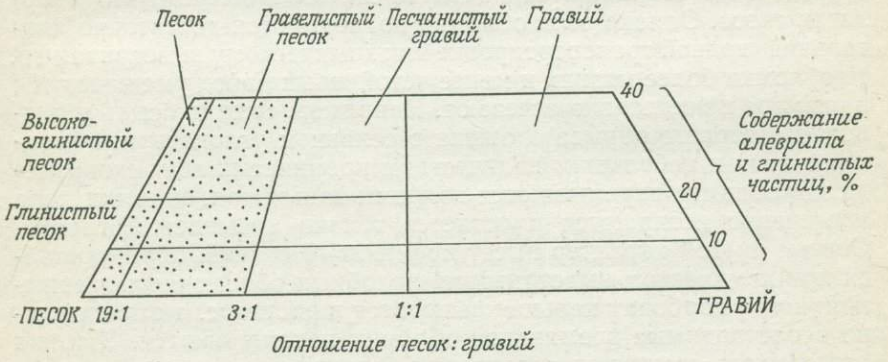


Рис. 5.3. Структурная классификация гравийсодержащих осадков.

таких пород довольно трудно, хотя много раз предпринимались попытки составить классификационные схемы. Одна из таких схем, основанная на структурных различиях, приведена на рис. 5.3. С другой стороны, если не требуется большой детальности, можно использовать упрощенные описательные схемы. Например, плотные осадочные породы можно разделить на следующие типы:

I По структуре	а) Ортоконгломераты — каркас состоит из гравийных и песчаных частиц, связанных хемогенным цементом; матрикса $<15\%$; гальки не разделены матриксом; обычно бимодальные
	б) Параконгломераты — матрикса $>15\%$; гальки разделены матриксом; обычно полимодальны
II По составу	а) Полимиктовые — гальки состоят из пород разных типов, могут преобладать гальки пород какого-то одного типа
	б) Олигомиктовые — гальки состоят из пород нескольких (немногих) типов
III По источнику галек	а) Внеформационные — гальки привнесены в бассейн извне
	б) Внутриформационные — гальки образованы из пород, залегающих в пределах бассейна

СОСТАВ ГАЛЕК

В грубообломочных осадочных образованиях, которые формировались в результате механической дезинтеграции более древних пород, часто сохраняются почти те же соотношения, что в области сноса. Однако если обломки подвергаются достаточно длительной водной транспортировке или химическому выветриванию, то обломки более мягких и менее устойчивых пород уменьшаются в размере и постепенно исчезают. Например, свежая осыпь у подножия мелового обрыва сложена в основном угловатыми обломками мела и небольшим количеством кремнистых обломков; когда эти обломки перемываются волнами на пляжах, обломки мела постепенно истираются и остается только кремнистый гравий. Совсем другой характер имеет кремнистый гравий, образующийся при химическом выветривании подобных обломочных отложений, когда карбонат кальция выносится в растворе, а относительно нерастворимые кремнистые обломки накапливаются. В таких отложениях отсутствуют признаки сортировки и следы механического истирания.

Как и другие осадочные породы, конгломераты могут подвергнуться размыву при эрозии, в результате чего гальки менее устойчивых пород: известняков, известковистых песчаников и основных изверженных пород — выветриваются вместе с цементом, становятся рыхлыми и легко разрушаются при повторной транспортировке водой. Сильно окварцованные гальки сохраняются, так как они почти не подвергаются воздействию обычных процессов химического выветривания и остаются твердыми и крепкими. Поэтому, однажды образовавшись, такие гальки будут кочевать из одного конгломерата в другой длительное время почти без изменений, исключая небольшое уменьшение размера или окатывание. Следовательно, конгломераты, содержащие гальки, дважды или трижды перемытые из более древних обломочных пород, без привноса свежих осадков, будут содержать большое количество галек устойчивых пород. Главные породы, сохраняющиеся в устойчивых гальках, — это жильный кварц, кварцит, кремень, роговик, яшма, риолит и кварцевые агрегаты из кислых изверженных пород и гнейсов.

Гравийные отложения, состоящие из обломков нескольких типов пород *(олигомиктовые)*, редки; гораздо чаще встречаются *полимиктовые* разности, в которых обломки представлены породами самых разных типов. На юге и юго-востоке Англии имеются отложения олигомиктового кремнистого гравия с очень редкими обломками других пород.

Ледниковые гравийные отложения или продукты переотложения ледниковых осадков обычно наиболее богаты разнообразными гальками, так как они представляют материал, перенесенный на очень большие расстояния и заимствованный из самых разных источников; например, в ледниковых отложениях восточной Англии и Йоркшира встречается много галек, принесенных из Шотландии и Скандинавии.

ФОРМА И ОКРУГЛЕННОСТЬ ГАЛЕК

Естественная форма галек варьирует в зависимости от условий их образования. Многие гравийные отложения и конгломераты включают гальки, повторно отложенные и происходящие из более древних грубообломочных отложений. Однако истинное представление о характерных формах, приобретаемых в процессе абразии в каких-либо конкретных условиях, мы можем получить только на основании изучения галек, образовавшихся из необломочных пород и приобретших свою форму в течение одного седиментационного цикла.

Следует различать форму и округленность галек. При описании формы можно использовать такие понятия, как «таблитчатая», «уплощенная», «сферическая», или отмечать степень сфе-



Рис. 5.4. Округленность и сферичность галек и зерен в обломочных отложениях.

ричности. Округленность характеризуется сглаженностью углов и ребер и рассматривается как независимый от формы показатель (рис. 5.4). Выделяют пять степеней округленности галек:

Угловатые	Признаки истирания совсем или почти совсем отсутствуют; углы и ребра острые
Полууугловатые	Углы и грани слабо сглажены
Полуокругленные	Признаки значительного истирания; углы и ребра сглажены
Округленные	Все углы сильно сглажены
Хорошо округленные	Отсутствуют плоские поверхности; гальки имеют сферическую или овоидную форму

Морфология галек в течение большей части их истории в значительной степени зависит от их первоначальной формы даже в том случае, когда ребра обломков уже довольно сильно округлены. Так, например, сланцеватость тонкослоистых песчаников, сланцев или кристаллических сланцев сказывается в основном на форме первоначальных обломков, а не в том, что они легко раскалываются вдоль сланцеватости во время абразии. Острые ребра сглаживаются довольно быстро, но плоские участки на гальках могут сохраняться очень долго, так что гальки могут сохранять дисковидность даже после продолжительной абразии.

Гальки, переносимые водой, обычно имеют гладкие поверхности без выщербин и бороздок.

Гальки, приобретшие свою форму при длительной транспортировке ледником, обычно имеют вид многогранников скорее с округлыми, чем с остроугольными гранями. Эти плоские грани часто покрыты штриховкой, а ребра несут следы ударов. Однако не все породы могут приобретать хорошо выраженную ледниковую штриховку. Эта штриховка особенно хорошо выражена на

валунах плотных мелкозернистых пород, например на известняках, которые имеют достаточно высокую твердость и в то же время еще достаточно мягкие, чтобы легко царапаться. Гальки флювиогляциальных галечников в общем очень похожи на обычные речные гальки, однако среди них обычно присутствуют ограненные или исштрихованные обломки, а степень их округленности зависит от длительности водной транспортировки. Гальки, перенесенные ледником, помимо характерных щербин и штриховки, имеют гладкие поверхности даже со слабой полировкой. На них никогда не видно ямок травления или растворения.

Ветровая деятельность приводит к образованию галек двух совершенно разных форм. Небольшие обломки пород, которые по весу могут переноситься ветром, округляются так же, как если бы они переносились водой, и часто приобретают почти сферическую форму. Гальки, которые слишком крупны для переноса ветром, подвергаются огранке под воздействием постоянной абразии песком, переносимым ветром. Таким путем образуются хорошо известные *дрейкантеры* (трехгранники) с двумя ограненными под действием ветра поверхностями, сходящимися под острым углом, и третьей гранью (основанием), обычно представляющей часть первоначальной плоской поверхности обломка породы. Углы между гранями острые, а сами грани не обязательно плоские и могут быть несколько искривленными. Ветровая деятельность приводит к образованию сглаженных поверхностей на гомогенных породах, но если материал различается по твердости, то поверхность покрывается ямками. Во всех случаях, исключая самые мягкие породы, поверхности приобретают высокую степень полировки.

Форма галек часто кажется загадочной, но в простейших случаях она непосредственно указывает на предыдущую историю обломков. Валуны, выносимые из ледниковых отложений в реки или море, подвергаются водной абразии и приобретают округлую форму, однако, поскольку уплощенные поверхности на ранних стадиях водной абразии довольно устойчивы, грани галек, образованные ледником, обычно сохраняются до тех пор, пока размер галек не станет существенно меньше.

Гальки и валуны, абрадированные в воде и захваченные движущимся материковым льдом, на ранних стадиях ледниковой транспортировки сохраняют свою сфероидальную форму, но затем приобретают грани и штриховку.

ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ОСАДКИ, СОХРАНЯЮЩИЕСЯ НА МЕСТЕ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Там, где в районах сурового климата плотные породы выходят на дневную поверхность, процессы физического выветрива-

ния приводят к образованию скоплений разрыхленных пород, иногда такие скопления достигают очень больших размеров. Если материнские породы дезинтегрируются под влиянием процессов замораживания — оттаивания, то обломки обычно имеют неправильную угловатую форму, как, например, в крупных скоплениях дробленых пород, покрывающих вершины многих высоких гор на Британских островах. Если материнские породы дезинтегрируются в основном в результате процессов отслаивания, то образуются блоки более или менее округлой формы, иногда похожие внешне на крупные водоокатанные валуны. Такие образования особенно часто возникают при разрушении трещиноватых изверженных пород в засушливых и полузасушливых районах. Например, гранитные эрозионные останцы Машоналенда и долеритовые эрозионные останцы Карру в Южной Африке покрыты причудливо нагроможденными скоплениями гигантских валунов и частично округленных блоков, образовавшихся при процессах отслаивания.

Крупнозернистые обломочные отложения образуются также при выветривании гетерогенных пород, одни компоненты которых более устойчивы к процессам выветривания или эрозии, чем другие. В Великобритании такие отложения часто образуются на валунных глинах, причем мягкий глинистый материал легко удаляется из промежутков между более твердыми обломками, которые остаются в виде скоплений неправильной формы.

Многие древние конгломераты имеют довольно мягкий матрикс или цемент, так что отдельные гальки могут легко освобождаться из них. Высвобождение галек мы наблюдаем, например, в конгломератах древнего красного песчаника Шотландии, которые часто имеют грубозернистую структуру. Но даже в том случае, если цемент был представлен таким устойчивым материалом, как кремнезем, длительное воздействие процессов выветривания приводит к высвобождению материнских галек, как, например, в золотоносных конгломератах Витватерсранда. Твердые конкреции при разрушении более мягких вмещающих осадочных пород часто остаются на месте в виде скопления «галек».

ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ОСАДКИ

Переотложенные грубообломочные осадки весьма разнообразны по условиям образования; они могут переноситься под действием гравитации или волн, текучими водами или льдом.

Осыпи и солифлюкционные отложения. Осыпи в горных районах сложены угловатыми блоками или обломками пород разного размера и разной формы, которые образовались в результате дезинтеграции пород при выветривании и дальнейшего обрушения и сползания их вниз под действием собственного веса.

В холодных районах обломки в осыпях обязаны своим происхождением увеличению объема воды при ее замораживании в трещинах материнских пород. Таким путем образуются осыпи в арктических районах и на горах и холмах средних широт и, конечно, в самых высоких частях горных стран во всем мире [1].

В Великобритании хорошо известны осыпи Уост-Уотер в западной части Озерного округа. Они спускаются по единому склону с углом около 30° с высоты 450 м над уровнем озера. Так же хорошо известны светлоокрашенные осыпи на склонах Доломитовых Альп в Тироле, которые издалека похожи на снежные пятна.

В осыпях, находящихся в стадии формирования, поверхностный слой обломков, особенно в верхней части осыпей, залегает почти под углом естественного откоса материала осыпи. Слабое воздействие на осыпь сразу же приведет к ее сползанию по склону. Однако в более глубоких частях обломки сформировавшейся осыпи обычно подвергаются процессам химического выветривания, которые приводят к проседанию обломков, более плотной упаковке и некоторой цементации, так что осыпь приобретает определенную устойчивость.

Многие осыпи на склонах в Великобритании сохранились со времени ледникового или начала послеледникового периода, когда морозное выветривание играло более существенную роль.

Выветрелый материал на склонах, который остается в покое, пока действуют одни только силы гравитации, может начать смещаться под действием процессов, известных как *крип* и *солифлюкция*. Если обломок породы на склоне начинает перемещаться под действием разбухания самого обломка или поровой воды, он может в дальнейшем перемещаться под действием гравитации. Следовательно, обломок несколько сползет вниз по склону. Такие перемещения, конечно, происходят на незначительные расстояния, но так как они всегда направлены вниз по склону, то приводят к постепенному, но повсеместному сносу вниз верхнего слоя. Сходные, но более мощные перемещения обломков (солифлюкция) происходят в результате чередующихся процессов замораживания и оттаивания в арктических и субарктических районах.

В некоторых частях южной Англии встречаются обширные специфические отложения, известные как *галечниковые морены*. Они представляют собой местный делювиальный материал или материал, подобный осыпи, вместе с землистой основной массой и иногда с признаками слоистости. Полагают, что эти отложения образовались при процессах солифлюкции в течение плейсто-

[1] К этой группе, например, относятся знаменитые курумники Сибири. — *Прим. ред.*

ценового ледникового периода, когда грунт был постоянно промерзлым до значительной глубины, как в тундрах Сибири и Северной Америки.

В районах с резкими колебаниями суточных температур осыпи образуются при расширении и усадке пород, которые приводят к возникновению неравномерных напряжений, вызывающих появление трещин. Поэтому осыпи развиваются на крутых склонах холмов и горных хребтов в пустынных районах, как, например, в пустынях Египта, Синайского полуострова и во многих других жарких и сухих районах мира. В этих условиях формированию осыпей в значительной мере способствует специфический процесс сфероидального выветривания (отслаивания), называемого *десквамацией.* Для осыпей пустынных районов весьма характерна свежесть обломков пород, так как они не подвергаются химическому выветриванию, за исключением специфических случаев.

Отложения бурных потоков и речные галечники. В круто падающих верховьях рек, дренирующих резко расчлененные районы, переносятся и отлагаются крупные галечники бурных потоков. По мере того как уменьшается градиент потока, уменьшается и диаметр частиц, переносимых потоком при обычных условиях, и осаждаются все более мелкие гальки. В более низких участках реки, где она течет по хорошо выраженной заливной пойме, осадки речных низин обычно представлены алевритами и илами; галечники, если они вообще присутствуют, отлагаются только в ложе потока.

Однако распределение галечниковых отложений по траверсу реки значительно усложняется из-за влияния местных особенностей, специфических для каждого дренажного бассейна; это особенности рельефа и сезонные или другие флуктуации в расходе воды. Реки, имеющие истоки в горах, при выходе на равнины обычно отлагают массу более крупных переносимых ими обломков в виде более или менее хорошо выраженных *предгорных галечниковых поясов,* построенных из слившихся в той или иной степени аллювиальных конусов выноса, отложенных каждым потоком в том месте, где его скорость замедлялась при выходе с крутых горных участков. Эти отложения известны под общим названием *отложений бурных потоков,* и они встречаются в основном в нагорных районах; однако, когда скорость реки падает по всему ее течению, отложения галечников могут простираться даже до уровня моря. Современные и древние отложения такого типа известны в Уэльсе, Озерном округе и Шотландии.

Гравийные отложения бурных потоков широко развиты в долинах и на склонах Альп. Они имеют огромную мощность и широко распространены в северных предгорьях Альп и Карпатах. Эти отложения накапливались более или менее постоянно с

самого начала образования Альпийских гор до настоящего времени. Среди них: верхнетретичные пресноводные молассы, состоящие из песчаников и конгломератов, отложенных потоками; Нагельфлю — конгломерат, частично повторно переотложенный водой; плейстоценовый Декеншоттер включает ледниковые отложения и галечники речных террас.

Некоторые докембрийские торридонские конгломераты северной Шотландии несут многие признаки гравийных отложений бурных потоков, покрывающих днища полузасушливых межгорных бассейнов. Гальки представлены прочными кремнистыми породами, такими, как жильный кварц (50%), обломками кварцитов с приконтактовыми изменениями, черными и желтыми кремнями, яшмой, риолитами и сферолитовыми фельзитами, сходными с фельзитами уриконского (докембрийского) возраста из Шропшира. Эти гальки не разрушаются при химическом выветривании, тогда как включающий их песчаный матрикс содержит много микроклина, который неустойчив при выветривании во влажном климате.

Триасовые конгломераты восточных районов США, как полагают, представляют собой скопления предгорных гравийных отложений, принесенных бурными потоками с Аппалачских гор. Гальки имеют более или менее округлую форму, они невыветрелы, и, несмотря на резкие вариации по размеру, почти или совсем не сортированы. Состав галечника резко изменяется по простиранию, но всегда в нем можно легко различить обломки более древних местных пород. В разных участках гальки могут быть представлены известняком, гранитом, гнейсом, кристаллическими сланцами или базальтами, происходящими в основном из кембрийских и докембрийских формаций.

Привнос гравия в средние и нижние участки течения довольно быстрых рек может приводить к образованию галечниковых пойменных равнин. Такие отложения образовались в плейстоцене в бассейне Темзы в южной Англии. Большая часть этих гравийных отложений представлена кремнистыми гальками из третичных и меловых пород, хотя отдельные гальки были привнесены из более удаленных источников. В течение плейстоценовых колебаний уровня моря солифлюкционные процессы и аллювиальная деятельность неизменно приводили к переотложению гравийных осадков, так что в настоящее время они залегают в серии террас и на склонах, возвышающихся над современной пойменной равниной.

Морские галечники и конгломераты. Обратившись теперь к морским отложениям, не перерабатанным ледниками, мы увидим, что условия их образования намного проще. Большая часть крупных скоплений пород имеет в основном местное происхождение; только в отдельных случаях крупные валуны переносились на

далекие расстояния, например валуны, привнесенные с побережья с плавником или бурыми водорослями. Обычно обломки образуются в результате денудации берегов, и их форма и степень округленности явно будут зависеть от многих причин, среди которых главную роль играют форма и свойства обломка, отделившегося от материнской породы, и последующая абразия. Здесь, как и всюду, валуны легче всего образуются при разрушении более древних конгломератов. Одна из наиболее примечательных особенностей всех пляжных отложений — их сортировка волновой деятельностью, так что на многих пляжах виден постепенный переход от валунов у основания обрывов к гальке и песку по направлению к морю до уровня малой воды и ниже него. У основания крутых обрывов эти скопления в значительной мере подобны осыпям, но обломки вскоре становятся округленными, если они попадают в зону действия волн.

Гравийные отложения чисто морского происхождения широко развиты вдоль всего южного побережья Англии и образуют, в частности, два хорошо известных месторождения — Чесил-Бич в Дорсете и Дандженесс в Кенте. Подавляющее большинство галек в этих отложениях представлено кремнем, и они большей частью очень хорошо округлены. Так как материал перемещается в основном с запада на восток (исключая некоторые местные отклонения), встречаются гальки, представленные твердыми породами Девона и Корнуэлла. Пляжные галечники восточной Англии, Уэльса, Ланкашира, Камберленда и Шотландии образовались в основном за счет ледниковых отложений, и их материал поэтому имеет весьма разнородную природу. В этом отношении они резко отличаются от пляжных галечников южной Англии.

Более древние морские конгломераты обычно образуют относительно маломощные отложения, часто ассоциирующиеся с эрозионными перерывами или несогласиями в толще осадков. В большинстве случаев морские конгломераты покрывают более или менее четко выраженные поверхности несогласия и поэтому называются *базальными* или *трансгрессивными конгломератами* по отношению к вышележащим слоям. Известны такие случаи, когда грубообломочные осадки накапливаются при отступании моря, они называются *регрессивными конгломератами.*

Морские базальные конгломераты широко развиты среди осадочных пород Великобритании. Возможно, самый яркий пример — это базальные кембрийские конгломераты, которые маркируют окончание длительного перерыва в стратиграфическом разрезе. Примечательная особенность этих конгломератов заключается в том, что во многих местах матрикс содержит много сферических кварцевых зерен в смеси с угловатыми полевошпатовыми песчинками и гальками. Отметим, что хорошо сортированный песок, состоящий почти нацело из сферических квар-

цевых зерен, указывает на то, что материал претерпел длительную историю, а присутствие полевошпатового песка заставляет предполагать, что он накапливался почти сразу же в результате разрушения кристаллических изверженных или метаморфических пород. Поэтому вполне вероятно, что в матриксе таких конгломератов, какие подстилают нижнекембрийские песчаники на северо-западе Шотландии, или в Шропшире, мы видим реликты древних, возможно эоловых, песков, которые подвергались выветриванию и длительной транспортировке по докембрийской суше до тех пор, пока они наконец не смешались с гальками и полевошпатовыми обломками, образовавшимися в момент, когда кембрийское море заливало эти древние участки суши.

Хорошие примеры конгломератов можно видеть в грубообломочных отложениях докембрийской серии Инглетон в северной Англии. Гальки представлены кварцитом, гранулитом, кристаллическими сланцами, гнейсом, филлитом и сланцами наряду со многими изверженными породами. Предполагалось, что эти слои отложились в мелководных условиях вблизи суши, но наличие градационной слоистости и подошвенных текстур в переслаивающихся с ними турбидитовых песчаниках указывает на более глубоководные обстановки, в которых, возможно, происходило оползание и скольжение гравия вниз по склонам. Таким же путем можно объяснить образование эоценовых глинисто-галечниковых

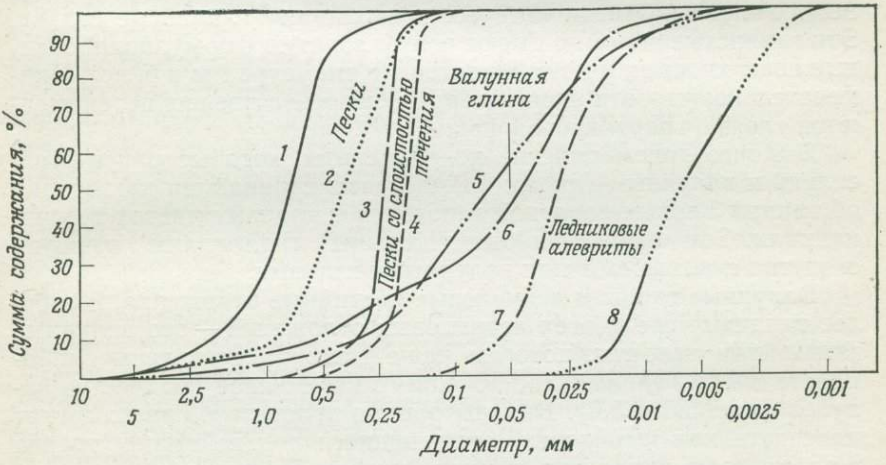


Рис. 5.5. Гранулярный состав ледниковых и флювиогляциальных отложений.

Все образцы взяты из отложений Северной Америки. Валунные глины (*5*, *6*) характеризуются плохой сортировкой. Остальные отложения сортированы лучше и отражают разную степень влияния водной транспортировки. Алевриты (*7*, *8*) характеризуются четким максимальным предельным диаметром зерен, но для них хуже выражен минимальный размер частиц; это характерно для разноразмерного материала, который осаждается из суспензии.

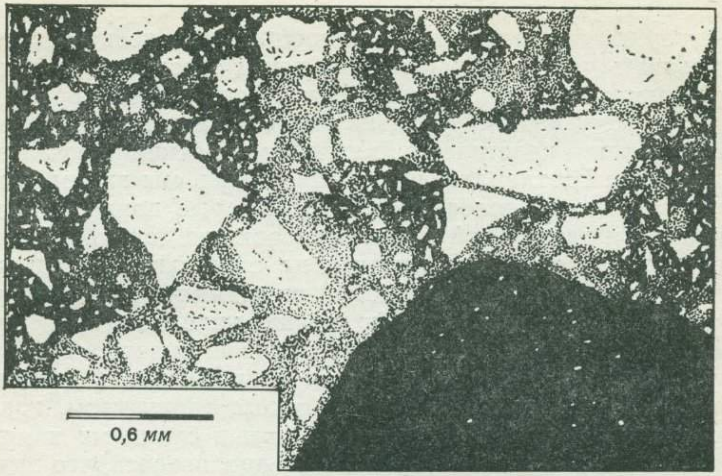


Рис. 5.6. Матрикс валунной глины, плейстоцен, Чешир, Англия.

Для современных валунных глин характерны угловатость многих кварцевых зерен и отсутствие сортировки.

конгломерато-брекчий Эквадора. Линзообразные пласты, имеющие местами мощность более 200 м, сложены плохо сортированными гальками, среди которых преобладают глинистые гальки. Эти глинистые обломки имеют полуугловатую форму, полированные поверхности и иногда достигают в диаметре 1 м и более. Примечательно, что эти конгломераты непосредственно перекрываются слоями граувакковой фации.

В Конго докембрийские конгломераты, которые ранее относились к валунным глинам, сейчас рассматриваются как осадки обширных иловых оползней и потоков в краевых частях геосинклинали. Эти отложения были названы тиллоидами из-за их сходства с тиллитами, или валунными глинами.

Валунные глины и ледниковые гравийные отложения. Наиболее типичные среди всех ледниковых отложений — это валунные глины, или тиллиты, которые чаще всего представлены слабопластичными глинами, содержащими переменное количество валунов (рис. 5.5 и 5.6). Валуны обычно угловатые, часто имеют плоскости или штриховку, получившиеся под действием трения о поверхность пород или между валунами. Валунные глины иногда содержат слои песка и гравия и могут таким путем сменяться флювиогляциальными отложениями. Примеры истинных современных валунных глин можно найти в Гренландии, Антарктике и на Шпицбергене, где валунные глины, по-видимому, представляют собой типичный продукт деятельности континентальных лед-

ников. Плейстоценовые валунные глины широко развиты в Англии севернее линии, соединяющей Лондон и Бристоль; они также широко распространены на севере ФРГ и ГДР, в Голландии и США. В качестве примера можно упомянуть валунные глины побережья Йоркшира, которые состоят из крайне непластичной и прочно связанной глины, включающей многочисленные угловатые, полуугловатые и округленные валуны, источники которых легко устанавливаются в Скандинавии, Шотландии и Озерном округе. Масса отдельных валунов часто составляет 1—2 т.

Возможно, самые распространенные среди всех ледниковых отложений, особенно в горных районах, это отложения, выделяемые под общим названием *морена*. Морены состоят из неоднородных скоплений обломочного материала, их отличительной чертой является беспорядочное нагромождение обломков самых разных размеров; это обусловлено тем, что при их отложении не было никакой сортировки, такой, например, какая имеет место в водоосадочных породах. Обломки обычно имеют угловатую форму и часто исштрихованы; действительно, моренный материал напоминает грубообломочные компоненты валунной глины, но не содержит глинистого матрикса.

С моренами очень тесно связаны *флювиогляциальные* отложения, которые состоят из материала морен, сортированного и переотложенного текучими водами. В них обычно наблюдается уменьшение размера частиц снизу вверх по разрезу и иногда может наблюдаться грубая слоистость, хотя она более типична для мелкозернистых осадков (рис. 5.5). Флювиогляциальные осадки трудно отличить от обычных валунных отложений бурных потоков, однако иногда указателем генезиса может служить присутствие привнесенных издалека обломков. Возможно, здесь следует отметить, что так называемый *донный лед* северных рек часто переносит крупные валуны и смешивает их с другими осадками либо ниже по течению реки, либо даже в море. Подобное явление наблюдается при переносе огромного количества осадочного материала плавающими по морю айсбергами, оторванными от материкового берега. Таким путем, несомненно, можно объяснить происхождение многих крупных валунов, встречающихся в морских осадках арктических и антарктических районов. Осадки с валунами представляют собой особый тип морских отложений. В течение плейстоцена, например, айсберги, вероятно, перенесли огромное количество материала, осажденного на банках Доггер и Ньюфаундленд.

На Дальнем Севере известны примеры, когда лед, нагруженный валунами, нагромождается на берег или продвигается через узкие каналы и в обоих случаях вдоль побережья могут образоваться валунные террасы.

Доплейстоценовые валунные глины известны под названием *тиллитов;* их находят во многих районах мира. Они сложены валунами неправильной и угловатой формы из свежих невыветрелых пород и гальками самых разных размеров, беспорядочно смешанных с мелкозернистой основной массой из угловатых обломков пород. Наиболее известные примеры — это верхнекаменноугольные тиллиты южного полушария (например, тиллит Двейка в Южной Африке). Близкий возраст имеет валунный слой Талчир в Индии.

Тиллит Двейка образует основание системы Карру севернее широты 33° и залегает на исштрихованной поверхности более древних пород. Валуны, которые часто огранены и исштрихованы, представлены самыми различными более древними породами: основными лавами, гранитами, гнейсами, грубозернистыми песчаниками, яшмами, сланцами, песчаниками и кварцитами. Эти обломки погружены в прочную голубовато-серую основную массу из угловатых зерен песка, смешанных с глинистым материалом. Мощность отложений достигает 300 м, и большая часть их имеет все признаки окаменевшей валунной глины. Однако в некоторых местах встречаются слои конгломерата с известковистым цементом, по-видимому представляющие собой флювиогляциальные гравийные осадки, а также слоистые глинистые сланцы иногда с лентовидной слоистостью, характерной для глин, отложенных в ледниковых озерах.

Тиллиты докембрийского возраста описаны во многих районах мира, например в Канаде (гуронские тиллиты) и в Южной Африке (серия Гавернмент-Риф). Возможно, тиллитами являются дальредские конгломераты Порт-Аскейг, Килчеренен и Лохна-Кил в Ирландии и в западной части Шотландского нагорья.

Внутриформационные конгломераты и брекчии. Конгломераты, рассмотренные в этой главе, состоят из галек или сходных тел, образовавшихся за счет древних консолидированных пород, и по возрасту резко отличаются от включающей их основной массы. Имеются, однако, и такие грубообломочные породы, в которых все компоненты почти одновозрастные; отложения такого типа называются *внутриформационными конгломератами* или *брекчиями* и в некоторых обстановках они образуются в процессе непрерывной седиментации без явлений диастрофизма и последующей эрозии. Поэтому они имеют совершенно иное стратиграфическое значение, чем большинство других грубообломочных пород.

Русла потоков, текущих по аллювиальной равнине, обычно мигрируют в стороны. При этом потоки эродируют недавно отложенные осадки, слагающие берега, и крупные массы связанного ила и алеврита, высвобожденные подрезанием берега, обрушаются в русло и перекатываются вдоль ложа реки. Такого типа

обломки накапливаются во внутренних частях меандр с более спокойным течением и снова захороняются под песком и илом. Во время сильных паводков берега интенсивно размываются и обломки могут разрушаться до небольших полупластичных окатышей (pellets), которые разносятся паводковыми водами по поверхности поймы. Отложения такого типа, известные как *конгломераты глиняных окатышей* (катунов) с песчаным матриксом или конгломераты из сланцеватых глин с глинистым матриксом часто встречаются в каменноугольных отложениях и отложениях вельда Великобритании, а также хорошо выделяются в среднеюрских отложениях на Йоркширском побережье.

Иловые конгломераты образуются, когда обширные площади, покрытые слоями свежеотложенного ила, попадают в субаэральные условия и происходит растрескивание поверхностных слоев в результате усыхания. Такие осадочные породы встречаются в самых разных условиях. Например, в полузасушливых и засушливых районах в период сезонных дождей возникают обширные неглубокие водоемы или озера глубиной часто всего несколько сантиметров. Когда вода спадает и свежеосажденный осадок попадает в условия атмосферы, поверхностные слои усаживаются при высыхании и развивается система трещин в виде полигональной сетки. Полигональные блоки ила иногда поднимаются ветром и сносятся в другое место с образованием внутриформационной брекчии, в других случаях они остаются на месте и становятся все более прочными в результате дальнейшего усыхания и прогревания на солнце до тех пор, пока не будут захоронены под новыми осадками или снесены текучей водой в последующие паводки.

Глава 6

ПЕСЧАНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Осадки аренитовой или песчаной структуры характеризуются размерами зерен от $^1/_{16}$ до 2 мм по шкале Уэнтуорта. Для обозначения пород, рассматриваемых в этой главе, применяют также описательный термин «кварцевые пески».

Кварц — самый обычный минерал, слагающий пески, и его можно рассматривать как главный компонент большинства песчаных пород. Многие пески сложены почти полностью кварцем, но часто содержат значительную примесь полевых шпатов и белой слюды. Другие компоненты находятся в подчиненных количествах и обнаруживаются только при микроскопическом исследовании той части породы, которая остается после удаления кварца, полевых шпатов и слюды. Они представлены минералами, устойчивыми к процессам выветривания, разрушившим породы, в которых эти минералы находились первоначально.

Эти минералы называются *акцессорными* или *тяжелыми минералами,* наиболее обычные из них ильменит, рутил, гранат, турмалин, циркон, ставролит, кианит.

Когда кварцевые зерна освобождаются из ранее литифицированной породы, изверженной или осадочной, они сохраняют многие черты, которыми обладали, находясь в материнской породе.

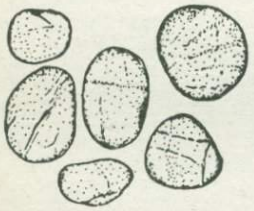


Рис. 6.1. Песчинки, выделенные из доломита Эйлеан-Даб, ордовик, северо-западная Шотландия.

Такие хорошо округленные кварцевые зерна широко распространены в раннепалеозойских отложениях Северной Америки и северо-западной Европы. Возможно, что зерна приобрели округлую форму на древней докембрийской дневной поверхности прежде, чем песок был переотложен в палеозойских морях. Диаметр зерен до 1 мм.

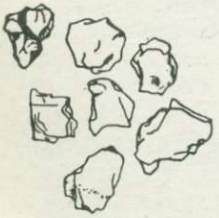


Рис. 6.2. Современный речной песок, Шотландия.

Эти зерна попали в осадок из кристаллических сланцев и имеют угловатые очертания, характерные для зерен, находящихся в их первом седиментационном цикле. Размер зерен до 0,5 мм.

Однако кварц — исключительно долгоживущий минерал, и отдельные зерна его переходят из одних песчанистых отложений в другие на протяжении длительных периодов геологического времени. В течение времени внешняя форма зерна неоднократно изменяется, первичные черты постепенно затушевываются и уничтожаются (рис. 6.1 и 6.2). В то же время менее устойчивые минералы, первоначально ассоциирующиеся с кварцевыми зернами, постоянно разрушаются, так что многократно переотлагавшиеся пески, в которые не привносились добавочные порции более свежего материала, постепенно становятся чисто кварцевыми. При изучении какой-либо конкретной песчаной породы следует иметь в виду возможное присутствие зерен, привнесенных из более древних песчаников, и разницу между возрастом этих зерен и вмещающей их породы.

Кварцевые зерна, образовавшиеся за счет гранитов, обычно имеют неправильные угловатые, но примерно изометрические формы. Когда кварц высвобождается в результате химического разложения соседних полевошпатовых зерен, зерна замутнены и корродированы вследствие растворяющего воздействия щелочей, поступающих из выветривающихся полевых шпатов. Сходные явления можно наблюдать на зернах кварца, высвобождающихся из породы с кальцитовым цементом. Кварцевые зерна, получающиеся при механическом разрушении свежего гранита, имеют резко угловатую форму и чистые стекловидные поверхности. Изучение включений в обломочных кварцевых зернах часто может дать указание на источник материала; включения в кварцевых зернах из гранитов, как правило, представлены мелкими кристаллами других минералов, например призмами турмалина и иглами рутила. В кварцевых зернах из кислых лав обычно присутствуют стекловатые включения.

Из слюдистых кристаллических сланцев и тонколистоватых гнейсов при дроблении легко высвобождаются уплощенные вдоль сланцеватости кварцевые зерна, которые могут представлять собой агрегат из нескольких кристаллов, а не один большой кристалл. Такие зерна называются поликристаллическими.

С другой стороны, грубослоистые гнейсы поставляют почти такие же кварцевые зерна, как и граниты. В гнейсах, образовавшихся в результате глубокого метаморфизма осадочных пород, кварцевые зерна часто содержат включения тончайших иголок, войлокоподобных или перистых скоплений силлиманита.

Кварцевые зерна, образовавшиеся за счет мелкозернистых кремнистых пород (кремней или кремнистых сланцев), легко распознаются под микроскопом в скрещенных николях, так как состоят из тончайших кристаллов кварца, погасающих индивидуально; такие зерна имеют характерный мелкопятнистый облик.

Кварцевые зерна могут быть переотложены, сильно перерабо-

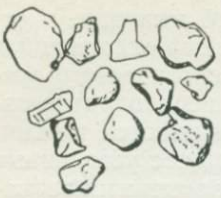


Рис. 6.3. Современный пляжный песок, юго-западная Англия.

Некоторые зерна угловатые, но большинство зерен обладают более или менее хорошей округленностью. Это типичный образец пляжных песков южной Англии, которые образовались в основном за счет более древних песчаников и претерпевают по меньшей мере второй седиментационный цикл. В представленном образце песчинки образовались в основном за счет девонских песчаников. Диаметр самого крупного зерна 0,5 мм.



Рис. 6.4. Эоловый песок из дюн, расположенных позади пляжа в заливе Гранард, северо-западная Шотландия.

Песчинки принесены из разных источников: из гнейсов, докембрийских и мезозойских песчаников и плейстоценовых ледниковых отложений, поэтому степень их округленности, слегка измененная деятельностью ветра, изменчива. Однако именно эти признаки характеризуют и пляжный песок. Диаметр зерен до 0,5 мм.

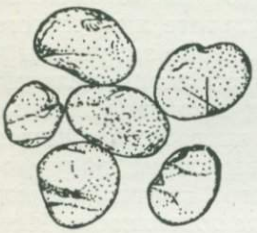


Рис. 6.5. Эоловый песок, Нубийская пустыня, Судан.

Зерна с очень хорошей округленностью, острые ребра отсутствуют, за исключением тонких сколов, образовавшихся уже на округлых зернах. Гранулярный состав этого песка представлен на рис. 2.6. Размер наименьшего зерна 0,5 мм.

таны в бассейне седиментации или в процессе транспортировки на большие расстояния, поэтому следует быть особенно осторожными при установлении возможных источников сноса. Поликристаллические зерна могут также селективно дезинтегрироваться при воздействии физических и химических агентов.

Волнистое погасание, обычно наблюдаемое в кварцевых зернах, вряд ли следует принимать во внимание при определении источников сноса, так как многие изверженные и метаморфические породы содержат именно такой кварц.

Крупные неправильно угловатые зерна, образовавшиеся за счет выветрелых кристаллических пород, представляют собой обычный материал для большинства песчаных отложений (рис. 6.2). При переносе реками этот материал в какой-то мере сортируется по размеру, но зерна сохраняют свою полууглова тую форму даже после длительной транспортировки. Пляжные песчинки, если они не образовались из более древних песчаников, также имеют полууглова тую форму, но постоянное перекатывание их волнами приводит к медленному постепенному сглаживанию острых ребер. Однако песчинки из таких отложений редко становятся хорошо округленными (рис. 6.3 и 6.4).

Некоторые из современных песков с хорошо округленными песчинками встречаются в пустынях, подобных пустыням Северной Африки (рис. 6.5); своей формой и гладкостью эти песчинки обязаны длительной транспортировке ветром. Зерна с такой формой имеют диаметр обычно более 0,1 мм. У более мелких зерен может сохраняться заметная угловатость. Пески с хорошо округленными песчинками встречаются в пермо-триасовых отложениях на северо-западе Европы.

Обычно поверхности зерен матовые, изрыты микроямками, что обусловлено либо ветровой абразией, либо осаждением стекловидных пленок кремнезема из капиллярных вод. Предполагается, что в пустынях к таким же явлениям может приводить химическая коррозия поверхности зерен щелочными капиллярными растворами. С другой стороны, в тех условиях, где существует вода, она может быть щелочной, и при цементации зерен может иметь место вторичное химическое матирование поверхности зерен. При этом матированию подвергаются все зерна независимо от их формы и степени округленности. Кварцевые зерна с матовой поверхностью типичны для морских известковистых песчаников, а также для песчанистых почв типа калькрета и каличе.

Электронно-микроскопическое изучение поверхности песчинок из нелитифицированных песков показывает, что разные способы транспортировки и осаждения обусловливают различные типы ямок на поверхности зерен. Выявлять приобретенные и унаследованные особенности строения поверхности зерен очень трудно. В древних песчаниках в результате процессов цементации первоначальные поверхности зерен могут быть нарушены.

КЛАССИФИКАЦИЯ

К песчаным осадкам относятся обычные рыхлые пески, подобные пескам морских пляжей и рек, и их литифицированные разности — песчаники. Размеры зерен песчаной фракции приведены в табл. 2.1. Обычно песчинки представлены мономинеральными обломками, хотя часто встречаются частицы, состоящие из тонкозернистых материнских пород. В наиболее рыхлых песках поровое пространство между зернами занято воздухом или водой, но в условиях, где песок не подвергался сортировке, песчаные зерна могут быть включены в алевритовую или глинистую основную массу. Зерна могут скрепляться под действием давления без привноса цемента извне, и при этом пористость уменьшается и даже исчезает. Рыхлосвязанные пески могут литифицироваться при последующем отложении какого-либо вещества между зернами — такой вторичный связующий материал называется *цементом*. В песках, уже имеющих основную массу, отвердение может привести к литификации без привноса цемента.

Было разработано множество классификационных схем песчаных пород; одни схемы основывались на теоретических положениях, другие — на минеральном составе и третьи — на эмпирических данных.

Современные тенденции заключаются в разделении песчаников на основе их минерального состава или минеральных и структурных особенностей. Ни одна из предложенных схем не является общепринятой, так что следует осторожно пользоваться номенклатурой, применяемой разными авторами. Некоторые характерные особенности песчаников легко распознаются уже в поле, но почти всегда их следует подтверждать дополнительным микроскопическим изучением. Цемент в современных усложненных классификациях не учитывается, хотя в них часто принимаются во внимание минералы основной массы, которые вполне могли быть привнесены позднее или могут иметь диагенетическую природу.

В этой книге применяется классификация Дотта (1964), дополненная Петтиджоном и др. (1973) (рис. 6.6). В ней выделяются две группы песчаников — арениты и вакки — на основании содержания в них матрикса (частицы менее 30 мкм). Арениты,

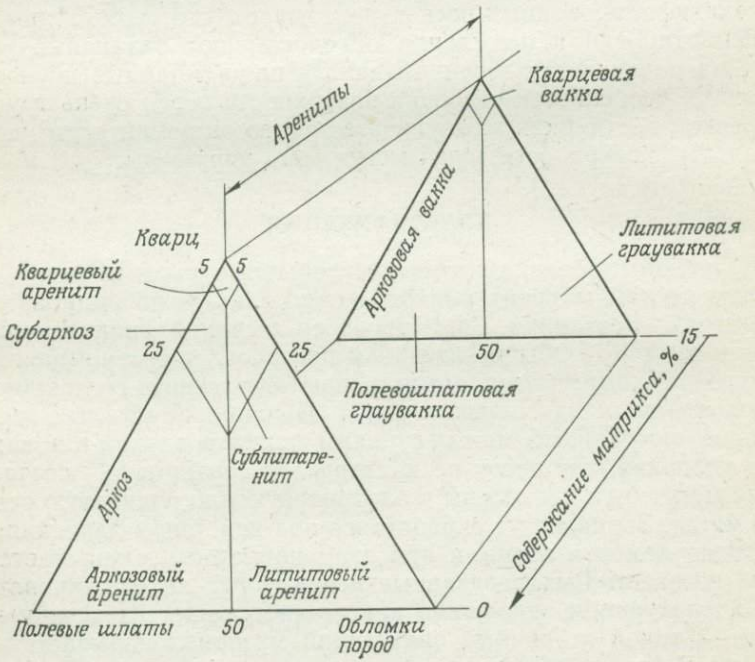


Рис. 6.6. Классификация песчаников.

содержащие менее 15% матрикса, и вакки, содержащие более 15% матрикса, подразделяются на более мелкие группы по минеральному составу и содержанию обломков пород.

К сожалению, в любой классификации неизбежна утеря некоторых утвердившихся названий. Ортокварцит, например, в предлагаемой классификации попадает в категорию кварцевых аренитов. Протокварцит и «субграувакка» — названия с весьма запутанной историей — соответственно заменяются терминами «сублитаренит» и «лититовый аренит».

Как и следовало ожидать, минеральные и структурные параметры, используемые в классификации, отражают химизм песчаников. Кварцевые арениты содержат очень много кремнезема и мало глинозема, аркозы — относительно много калия и глинозема и так далее (табл. 6.1). Рассматривая породы в отношении

Таблица 6.1

Средний химический состав песчаников главных групп

	1	*2*	*3*	*4*
SiO_2	96,0	66,1	75,5	63,7
Al_2O_3	0,8	8,1	10,4	14,2
Fe_2O_3	0,3	3,8	1,7	1,5
FeO	0,2	1,4	0,8	4,5
MgO	0,04	2,4	0,5	2,6
CaO	1,6	6,2	1,7	2,9
Na_2O	0,1	0,9	2,4	3,7
K_2O	0,1	1,3	4,1	1,4
H_2O^+	0,3	3,6	0,9	3,1
CO_2	1,1	5,0	1,2	1,0

1 — кварцевые арениты, 35 анализов; *2* — лититовые арениты, 20 анализов; *3* — аркозовые песчаники, 38 анализов; *4* — граувакки, 81 анализ.

химического или минерального состава, необходимо представлять себе, что окончательно сформированная порода отражает состав пород источника, природу процессов выветривания, степень и интенсивность диагенетических изменений и присутствие или отсутствие биохимических или других загрязняющих примесей.

РАЗНОВИДНОСТИ ПЕСЧАНИКОВ

Кварцевые арениты — это песчаники, содержащие более 95% кварца и немного мелкозернистого матрикса. Может присутствовать немного галек. Обычен вторичный кварцевый цемент, имею-

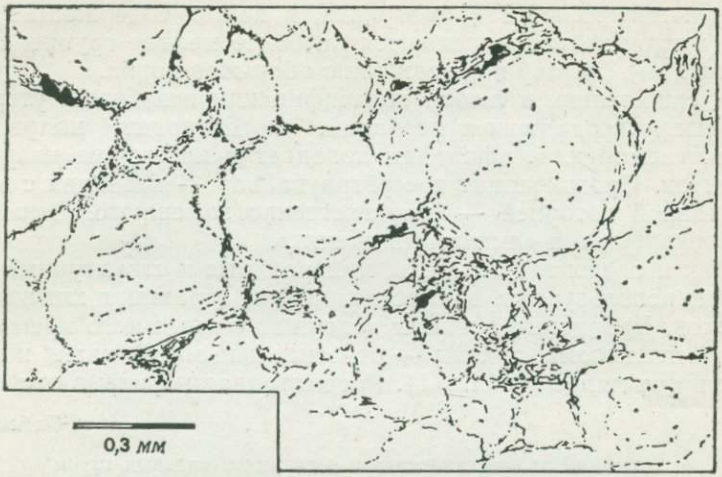


Рис. 6.7. Кварцит Холихед, докембрий, северный Уэльс.

Довольно хорошо сортированный кварцевый аренит с первоначально полуокруглыми зернами, видоизмененными в результате аутигенного нарастания. Границы первоначальных обломочных частиц в шлифах слабо проявляются при одном николе благодаря наличию в них пленок глинистых минералов. Небольшое количество матрикса сложено преимущественно иллитовыми чешуйками, местами присутствует немного вторичного лимонита. При одном николе.

щий одинаковую оптическую ориентировку с первичными обломочными зернами. В древних горных породах слабый метаморфизм может слегка усиливать это явление.

Эти породы называли также ортокварцитами и кварцитами, причем этот очень старый термин закреплен в качестве собственного имени в названиях таких свит, как Кварциты Холихид (докембрий северного Уэльса, рис. 6.7), Кварциты Хартшилл (кембрий центральной Англии) и Кварциты Эриболл (кембрий северо-запада Шотландии).

Высокое содержание обломочного кварца в осадках почти всегда указывает на их переотложение из интенсивно выветрелых кварцсодержащих толщ, а также на некоторую потерю и истирание менее устойчивых минералов при транспортировке и осаждении. Степень сортировки различна. Такие осадки накапливаются в больших количествах в литорали на пляжах и в виде дюн.

При продолжительной морской трансгрессии кварцевые аренитовые пески могут образовывать обширные покровные или линзообразные тела, перекрывая морскую эрозионную поверхность. В Великобритании хорошими примерами таких отложений могут служить Кварциты Врейкин (кембрий) и Кварциты Стиперстонс (ордовик) в нижнепалеозойской толще Уэльского

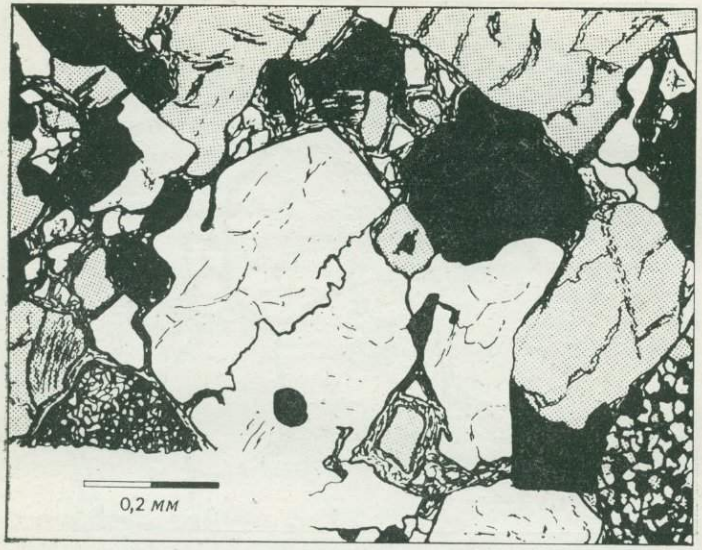


Рис. 6.8. Кварцит Стиперстонс, ордовик, Уэльский бордерленд.

Кварцевый аренит, сложенный плохо сортированными округлыми и полуугловатыми кварцевыми зернами и лититовыми обломками песчаника и алевролита. Угловатость кварцевых зерен обусловлена в основном аутигенным нарастанием. Матрикс представлен иллитом, хлоритом и карбонатом. Николи скрещены.

бордерленда (рис. 6.8). Свежие поверхности напластования этих твердых, но хрупких пород имеют светло-серую и белую окраску. В некоторых горизонтах встречаются знаки ряби и биотурбаций.

Когда преобладают потоки теплых вод, а растворимые известковистые скелеты организмов широко развиты, трансгрессивные тела песков могут обогащаться привнесенным известковистым цементом в процессе литификации. Содержание цемента может достигать 40—60%, так что по структурным характеристикам породы становятся непохожими на кварцевые арениты. Для таких особых разновидностей был предложен термин «калькаренитовый песок» (известковистый песок или песчаник).

Некоторые современные кварцевые арениты образованы в относительно глубоководных бассейнах, и, возможно, они либо были снесены туда с мелководных шельфов, либо представляют собой реликтовые отложения развеивающих потоков ранних периодов более низкого уровня моря. Не исключена возможность того, что они образовались при осаждении из тающих льдин.

Наземные разновидности кварцевых аренитов представлены эоловыми песками, подобными песчаникам Пенрит (пермь) северной Англии с их хорошо округленными песчинками (рис. 6.9);

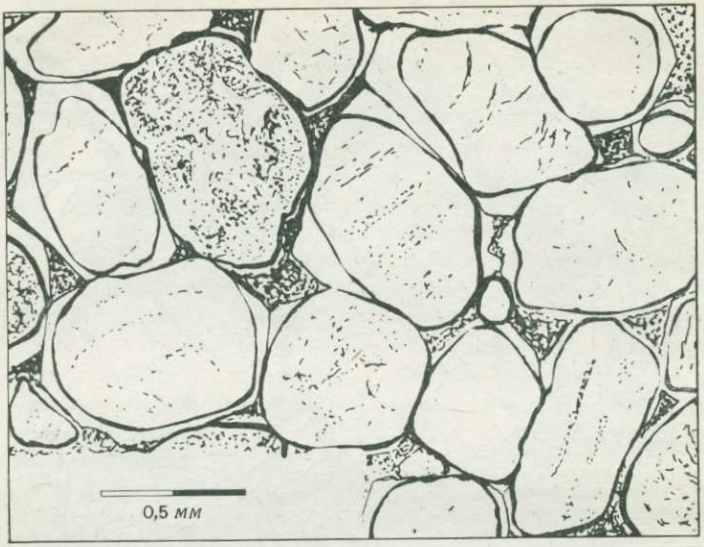


Рис. 6.9. Песчаник Пенрит, пермь, северо-западная Англия.

Среднезернистый, довольно хорошо сортированный кварцевый аренит. Аутигенные нарастания на кварцевые зерна четко выделяются благодаря тонким, но плотным пленкам гематита и глинистых минералов, покрывающих первоначальные округлые зерна. Наросшие оболочки чистого кварца имеют единую оптическую ориентировку с загрязненными ядрами. Цемент представлен преимущественно окислами железа. При одном николе.

сюда относятся также пески, образующиеся на месте при выветривании, подобные ганистерам.

Название *ганистер* происходит из северной Англии, где так были названы огнеупорные песчаники, залегающие в угленосных толщах и состоящие из угловатых и полуугловатых кварцевых зерен, сцементированных вторичным кварцем (рис. 6.10). Промежутки между зернами заняты раннедиагенетическим каолинитом. По сравнению с ассоциирующимися песчаниками ганистеры содержат мало полевого шпата и обломочной слюды. В них можно встретить реликты корней растений, а местами — обильные скопления растительных остатков. По-видимому, первоначально отложенные пески подверглись процессам выщелачивания, которые, вероятно, имели место в течение периодов субтропического выветривания и почвообразования.

Некоторые разновидности силькретов представлены галечниковыми кварцевыми аренитами, образовавшимися в отличие от ганистера при поверхностном выветривании в полузасушливых условиях. Цемент в этих породах представлен либо аутигенными кварцевыми каемками нарастания, либо привнесенными опалом

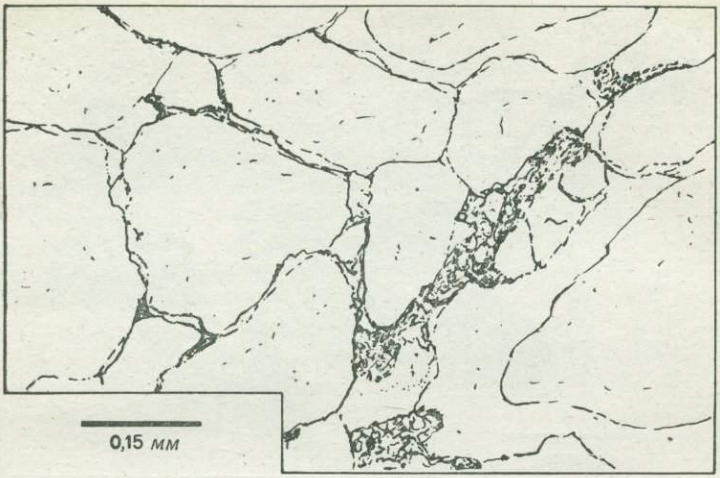


Рис. 6.10. Ганистер, верхний карбон, северная Англия.

Умеренно хорошо сортированная разновидность кварцевого аренита. В кварцевых зернах обычно наблюдаются аутигенные нарастания и срастания; развивается вторичная угловатость. Матрикс представлен в основном каолинитом и иллитом. При одном николе.

и халцедоном. Послемеловые красные, темно-желтые и бурые осадочные силькреты известны в Британии, Америке, Южной Африке и Австралии.

Лититовые аренитыи сублитарениты. Пески и песчаники, выделяемые под этими названиями, составляют большую группу и широко распространены среди осадочных отложений. К этой же группе относятся протокварциты и субграувакки, выделяемые некоторыми авторами.

Содержание кварца в лититовых аренитах (или литаренитах) достигает 75%, обломки пород преобладают по сравнению с полевошпатовыми зернами, а матрикс, содержание которого менее 15%, представлен в основном глинистыми минералами обломочного и аутигенного происхождения. Сублитарениты выделяются в виде подгруппы, промежуточной между лититовыми аренитами и кварцевыми аренитами.

Цемент обычно представлен вторичным кварцем, кальцитом, сидеритом, а также окислами и гидроокислами железа. В большинстве случаев кварц, кальцит и сидерит осаждались на ранней стадии диагенеза, возможно, в качестве первичного хемогенного осадка, особенно сидерит. Карбонаты часто корродируют обломочные зерна, которые они частично облекают, что устанавливается по микропротуберанцам карбоната в периферических участках зерен кварца и прожилкам карбоната по плоскостям спайности полевых шпатов и слюд. Очень широко развит

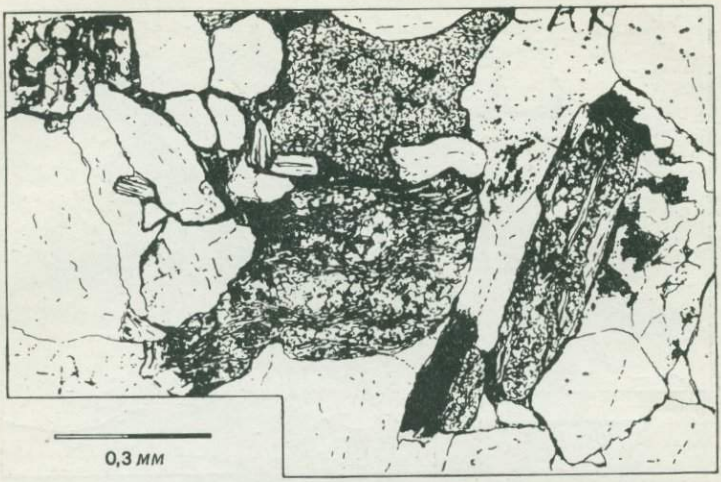


Рис. 6.11. Аренит, Фаруэлл-Рок, верхний карбон, южный Уэльс.

Довольно плохо сортированная порода, состоящая из угловатых и полуокруглых зерен кварца, жильного кварца, алевритистого глинистого и кристаллического сланцев; матрикс состоит из глинистых минералов и вторичного лимонита. Николи скрещены.

лимонитовый цемент, образование которого обычно связывается с вторичными изменениями пород близ дневной поверхности.

Минеральный состав песчаной фракции сильно варьирует в зависимости от состава пород источника и обстановки осадконакопления. Современные аллювиальные и эстуариевые пески на юго-востоке Англии содержат кварц, кремень, кремнистые породы, жильный кварц, кварциты, полевой шпат, глауконит, бариты и глинистые зерна, образовавшиеся за счет обнажающихся поблизости плейстоценовых и третичных пород. Весь этот материал смешивается с современными илами, алевритами и обломками раковин и скрепляется иловым матриксом. Такие неустойчивые компоненты, как раковины, постепенно разрушаются при литификации.

Лититовые ареніты нижнего древнего красного песчаника Уэльского бордерленда в качестве главных компонентов содержат нижнепалеозойские вулканические породы, глинистые известняки и алевролиты. Этим породам, слагающим часть мощной континентальной толщи, присущи черты речных осадков. Континентальные толщи повсюду в мире в большой степени обогащены лититовыми аренитами. Третичные континентальные песчаники северного Средиземноморья содержат в среднем 25% кварца, 10% полевого шпата, 25% известняковых зерен и переменные количества обломков кремня и вулканических пород.

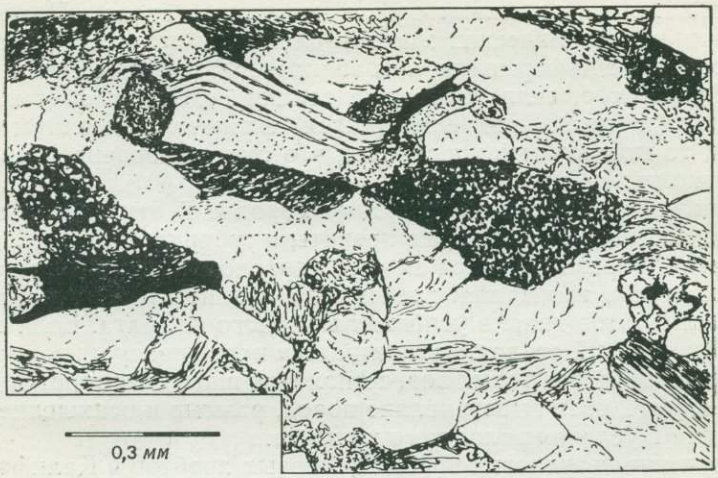


Рис. 6.12. Песчаник Пеннант, верхний карбон, южный Уэльс.

Плохо сортированный лититовый аренит, сложенный полуугловатыми зернами кварца, метакварцита, мусковита, алевритистого глинистого сланца и сланца. Матрикс состоит из иллита, каолинита и углистого вещества. Мусковитовые чешуйки часто перемяты, уплотнены и разрушены. Кварцевые зерна иногда врастают в матрикс. При одном николе.

Многие речные и дельтовые песчаники верхнекаменноугольного возраста в северном полушарии представляют собой лититовые арениты или сублитарениты (рис. 6.11). Они переслаиваются с кварцевыми аренитами и фациально сменяют их. Обломочная слюда, преимущественно мусковит, часто концентрируется по тесно сближенным плоскостям напластования и способствует образованию плитчатой текстуры. Цемент обычно представлен каолинитом, иллитом, сидеритом и лимонитом.

Речные песчаники Пеннат (верхнекаменноугольный возраст) южного Уэльса частично представляют собой лититовые арениты. Они содержат 10% матрикса, менее 10% полевого шпата и 25—55% обломков пород. Породы в обломках представлены преимущественно внутрибассейновыми девонскими и нижнекаменноугольными отложениями и в небольших количествах — внебассейновыми доверхнепалеозойскими изверженными и слабометаморфизованными породами (рис. 6.12).

Лититовые арениты распространены в пресноводных и прибрежных морских толщах, кроме того, как отмечается, они часто встречаются в послеюрских морских отложениях.

Лититовые песчаники независимо от обстановки их накопления весьма информативны для определения области сноса. Обломки пород в значительно большей степени, чем индивидуаль-

ные кристаллы, отражают состав источников сноса. Например, обломки кристаллических сланцев, сланцев и туфов содержат намного больше информации, чем волнистопогасающие зерна кварца. Кроме того, если изучаемые осадки содержат обломки непрочных и легко подвергающихся физической дезинтеграции пород, то можно быть уверенным, что они не подвергались многократному переотложению.

Аркозовые арениты и подобные породы. В эту группу пород входят собственно аркозовые арениты и субаркозы.

Пески, образовавшиеся за счет неразложившихся кристаллических пород, таких, как гнейсы или граниты, содержат много полевых шпатов даже в условиях влажного климата. Если такой полевошпатовый осадок откладывается почти сразу и изолирован от циркуляции грунтовых вод, то полевой шпат сохраняется даже в том случае, если выветривание пород, размыв и осаждение происходили в условиях влажного климата.

Изучение петрологии пород Береговых хребтов в Калифорнии показало, что песчаные породы всех возрастов, начиная от юрского до современного, имеют преимущественно полевошпатовый, а не кварцевый состав. Ортоклаз и кислый плагиоклаз нередко составляют половину массы породы или более, а иногда присутствуют даже в больших количествах. Такие породы, содержащие более 25% полевого шпата и менее 15% матрикса, представляют собой истинные аркозы. В действительности же в третичных слоях редко содержится больше 4% глинистого матрикса, тогда как содержание карбонатного цемента, которое не учитывается в классификации, достигает 40%.

Зерна кварца в меловых аркозах содержат газово-жидкие включения, что заставляет предполагать их происхождение из гранита; об этом же свидетельствуют акцессорные минералы — роговая обманка, магнетит, циркон, сфен, апатит и другие. В некоторых третичных песках встречаются еще такие минералы, как глаукофан и бурая роговая обманка, указывающие на привнос значительной части осадков реками, дренировавшими выходы метаморфических пород францисканской серии; об этом же источнике свидетельствуют данные изучения ассоциирующихся конгломератов.

Таким образом, мы имеем характерный пример толщи мезозойских и третичных аркозов, образовавшихся непосредственно из слабо выветрелых кристаллических пород. Эти пески быстро переносились и отлагались; пески же с небольшим содержанием матрикса и высоким содержанием карбонатов, вероятно, отлагались в морской обстановке.

В песчаных породах Западной Европы полевой шпат не встречается в таких больших количествах, как в рассмотренных выше отложениях, хотя в некоторых горизонтах отмечаются крупные

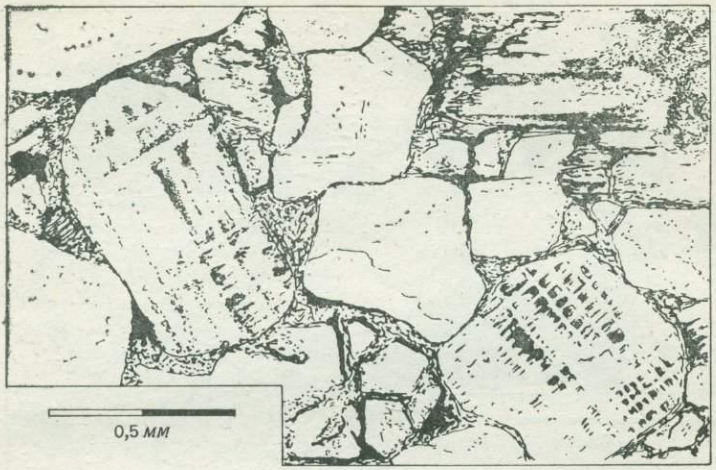


Рис. 6.13. Аркоз, торридон, северо-запад Шотландии.

Плохо сортированная порода, состоящая из полууглова тых и округлых зерен жильного кварца и метакварцита, а также довольно большого количества свежего микроклина, микропертита и кислого плагиоклаза. Матрикс обычно обогащен иллитом и пропитан окислами железа. Кварцевые зерна иногда врастают в глинистый матрикс. Николи скрещены.

залежи аркозов. Местами в торридонских песчаниках (поздний докембрий) Шотландии полевого шпата столько же, сколько и кварца. Несмотря на древний возраст этих отложений, преобладающие полевые шпаты — микроклин и микроклин-микропертит очень свежие, а зерна имеют угловатую форму (рис. 6.13). Матрикс в этих песчаниках обычно представлен смесью обломочных и аутигенных глинистых минералов, которые пропитаны красными окислами железа. Характерные черты этих отложений свидетельствуют об очень кратковременной транспортировке и минимальной сортировке текучей водой, несмотря на повсеместное присутствие тонкослоистых и колослоистых текстур. Для этих пород предполагается наземное отложение.

Свежий микроклин типичен в песчаниках Миллстоун-Грит (намюр) в северной Англии; эти породы отложились в дельтах рек, дренировавших удаленный участок суши. Некоторые слои представлены истинными аркозами, хотя большая часть из них содержит 5—25% полевого шпата и они более соответствуют субаркозом. В противоположность торридонским слоям эти аркозовые и субаркозовые песчаники содержат немного глинистого матрикса и довольно много вторичного привнесенного хемогенного цемента (рис. 6.14).

Докембрийские спарагмиты Скандинавии представлены в ос-

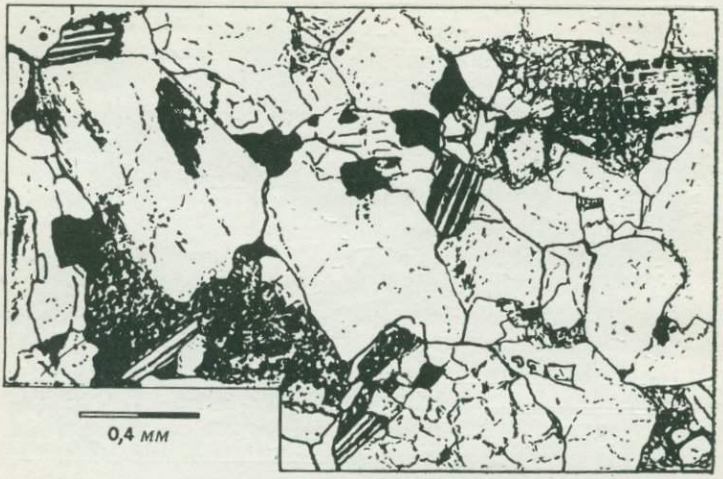


Рис. 6.14. Субаркоз, верхний карбон, север Англии.

Сортировка несколько лучше, чем у торридонского аркоза (рис. 6.13), и присутствует больше вторичного цемента (железистый карбонат). Некоторые из кварцевых зерен имеют признаки аутигенного нарастания, которое сменялось коррозией карбонатом. Между зернами присутствует вторичный каолинит, часто примыкающий к зернам свежего микроклина и плагиоклазов. Николи скрещены.

новном крупнозернистыми аркозами и субаркозами, содержащими много микроклина и плагиоклаза. Более древние спарагмиты имеют серую окраску, а более молодые — часто ярко-красную. Нет оснований относить эти отложения к образованиям пустынь, кажется более вероятным, что они отложились в холодной, субарктической, обстановке. С другой стороны, существует мнение, что некоторые из более молодых спарагмитов Швеции отражают изменения климата в сторону теплого и влажного.

Можно считать, что морские аркозовые породы встречаются в виде базальных отложений, образовавшихся при перемыве гранитных обломков. Такой тип аркозов распространен близ основания кембрийской толщи в Англии на тех участках, где подстилающие породы имеют соответствующий состав. Примером типичных морских аркозов в Англии служат самые нижние слои Малверн-Кварцит (иначе говоря, кварцевого аренита) в местах их залегания на докембрийских гнейсах.

Граувакковые песчаники. Этим песчаникам, грауваккам, имеющим серую окраску различных оттенков, в отличие от других групп песчаников значительно сложнее дать общую характеристику. Грауваккам имеют обычно сложный минеральный состав, содержат угловатые и полуокруглые зерна кварца, плагиоклаза и пород, погруженные в мелкозернистый матрикс. Состав мат-

рикса определяется с трудом под микроскопом. Обычно он представлен смесью алевритовых и более мелких зерен кварца, полевого шпата, иллита, монтмориллонита, хлорита и смешанослойных глинистых минералов. В матриксе часто присутствуют эпидот, пирит и карбонаты.

Часть слюдистых минералов образовалась в результате разрушения неустойчивых силикатов в самих областях сноса и имеет кластическую природу. Остальная часть этих минералов имеет почти несомненно диагенетическое происхождение и возникает после отложения и захоронения песка. Давление нагрузки и последующая тектоника, а также умеренный метаморфизм ускоряют течение постседиментационных процессов в неустойчивых зернах. Результаты изменений особенно хорошо видны во многих дотретичных граувакках, в которых границы зерен становятся расплывчатыми из-за взаимного прорастания с минералами матрикса. Полевые шпаты замещаются вторичными цеолитами и эпидотом. На определенной стадии обломочные плагиоклазы превращаются в богатый натрием альбит. Содержание Na_2O в граувакках часто превышает 3% (табл. 6.1).

В классификациях, учитывающих матрикс, отмечается, что его содержание должно быть выше 15%. Если преобладают полевые шпаты, то порода называется полевошпатовой граувакко́й (рис. 6.15 и 6.16), а если преобладают частицы таких пород, как вулканические пеплы, то песчаник называется лититовой грау-

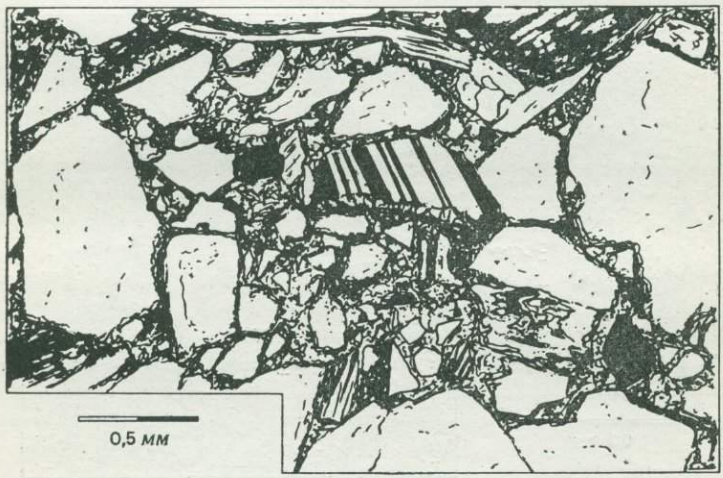


Рис. 6.15. Полевошпатовая грауваккá, кембрий, Северный Уэльс.

В этом очень плохо сортированном песчанике полевошпатовые зерна преобладают над обломками пород. Зерна полевого шпата в основном свежие и угловатые. По границам многих зерен наблюдается их срастание с алевритистым глинистым матриксом, в котором преобладает иллит. Николи скрещены.

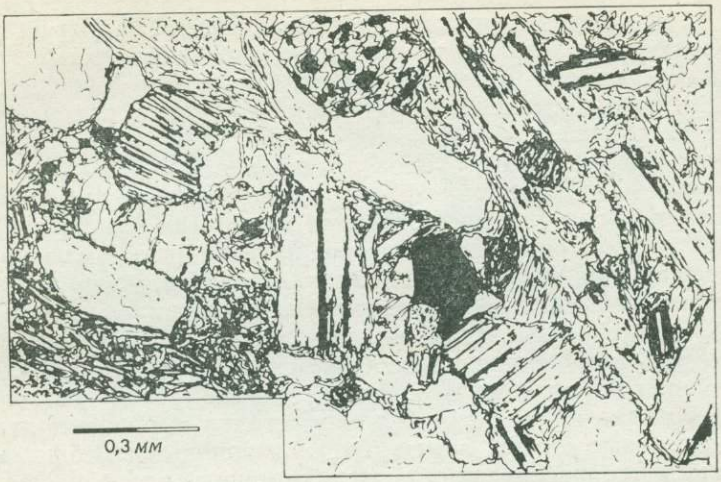


Рис. 6.16. Полевошпатовая граувакка, девон, ФРГ.

Типичный образец граувакки, состоящей из смеси полуугловатых и полуокругленных зерен измененного и свежего полевого шпата, кварца и обломков метакварцита, жильного кварца, сланца, туфа и трахита. Обычны срастания крупных зерен с обломками иллита, хлорита и кварца из матрикса. Николи скрещены.

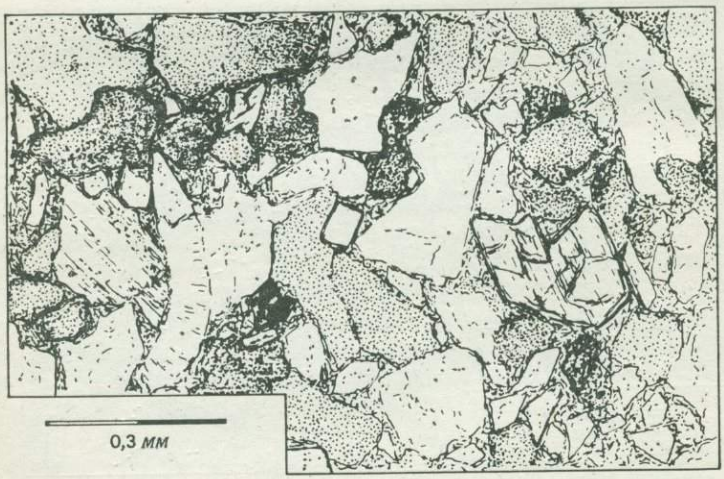


Рис. 6.17. Лититовая граувакка, силур, южная Шотландия.

Угловатые обломки сильно разложенных пород, частично серицитизированного полевого шпата, кварца и редко пироксена (справа от центра) с небольшим количеством матрикса. Присутствует немного небольших зерен эпидота (в центре). При одном николе.

ваккой (рис. 6.17). Кварцевые вакки встречаются значительно реже и обычно переслаиваются с «отмытыми» кварцевыми аренитами.

Полевошпатовые и лититовые граувакки обычно являются отложениями морских бассейнов — хотя не обязательно глубоководных. Многие лититовые граувакки богаты вулканогенными обломками и, по-видимому, отлагались в желобах около активных вулканических островных дуг, размещенных вблизи границ плит. Граувакки третичной группы Уайтемата в Новой Зеландии имеют такой генезис и содержат много андезитовых и базальтовых обломков. В целом граувакки, содержащие обломки пород, дают гораздо больше сведений о природе источника, чем полевошпатовые граувакки.

Граувакки обычно характерны для нижних частей повторяющихся пластов с градационной слоистостью, залегающих в мощных толщах геосинклинального типа (рис. 4.8). Плохая сортировка песков в этих пластах отражает в какой-то мере массовое осаждение из быстро текущих турбидитных потоков. Однако низкая степень сортировки может еще более подчеркиваться неоднородной постседиментационной перекристаллизацией.

ДИАГЕНЕЗ

Уплотнение. Уплотнение, или уменьшение объема, песков обусловлено в основном давлением вышележащих осадков, хотя степень уплотнения зависит от многих мелкомасштабных и крупномасштабных взаимосвязанных факторов, таких, как форма и размер зерен, сортировка, упаковка, минеральный состав и тектонические условия. В общем чем больше давление нагрузки, тем выше степень уплотнения; пористость при этом уменьшается.

После осаждения некоторые хорошо сортированные крупнозернистые пески могут иметь пористость 40—50%. После воздействия давления нагрузки и перераспределения зерен с образованием более плотной упаковки пористость песков может уменьшаться до 25—30%. Если в осадок попали также более мелкие зерна, то, поскольку они занимают промежутки между зернами, давление нагрузки может привести к уменьшению пористости уже до 15% и даже меньше.

В пределах нескольких метров верхних слоев свежеотложенных высокопористых и хорошо сортированных песков может развиваться поровое давление, превышающее давление нагрузки до тех пор, пока не наступит такое состояние, при котором малейшая вибрация приведет к массовому перемещению осадка. Таким образом, песок течет или разжижается; при этом отжимается флюид и зерна перераспределяются с образованием более плотной упаковки. Иногда вследствие высоких скоростей осадкона-

копления в быстро погружающихся бассейнах песок может захороняться настолько быстро, что его разжижения не происходит. Поэтому пески могут находить на глубине в переуплотненном состоянии при относительно высоком поровом давлении, и они никогда не уплотняются в той мере, в какой уплотнились бы при разжижении.

При обычных условиях уплотнение протекает путем более тесного состыкования отдельных зерен. В то время как в первоначально отложенном песке могут присутствовать зерна с небольшими или тангенциальными точечными контактами без взаимного проникновения границ зерен, в песке, захороненном под толщей осадков, может быть много более тесных, протяженных выпукло-вогнутых и микростилолитовых (сутурных) контактов. Однако следует учитывать, что первоначальная форма зерен в некоторой степени определяет природу контактов независимо от последующих изменений зерен под действием нагрузки.

При больших глубинах захоронения или в течение стадий заметных тектонических подвижек кварцевые зерна начинают скользить одно по другому, растрескиваются и расщепляются в точках соприкосновения и приобретают более плотную упаковку. Полевошпатовые зерна разрушаются легче, тогда как слюды, глинистые минералы и обломки пород изгибаются, скользят и действуют совместно с небольшим количеством порового флюида, как смазка. Аркозовые пески (15—25% полевого шпата) могут уплотняться значительно сильнее, чем кварцевые арениты (5% полевого шпата). Пески, богатые глинистыми минералами, и лититовые пески, например граувакки, при уплотнении могут уменьшаться в объеме на 40%. С началом пластической деформации, повсеместного развития трещин скалывания и грануляции, даже без увеличения степени уплотнения, породы переходят в стадию метаморфического преобразования.

Цементация. Пески с сообщающимися открытыми порами обычно литифицируются в результате цементации; цемент при этом осаждается из циркулирующих растворов или образуется в результате перераспределения вещества некоторых первичных компонентов, таких, как карбонат кальция или коллоидальный кремнезем. Количество цемента, необходимого для литификации какого-либо песка, обычно небольшое (5—10%), и образование таких количеств цемента во многих случаях может быть связано с перераспределением вещества в самом песке или с внедрением растворов, отжатых из прилегающих глинистых или известковистых пород при их уплотнении. Для того чтобы отжатые растворы действительно могли приводить к цементации песка, требуются большие количества этих растворов, свободное просачивание их и сохранение химической однородности в течение длительного времени.

Роль воды, обычного отжимаемого флюида, следует отметить особо, так как она обычно недооценивается во многих работах, посвященных диагенетическим преобразованиям. Будь то пресная, морская, метеорная, реликтовая или ювенильная вода — она является активным и изменяющимся веществом, которое оказывает заметное, если не главное, влияние на ход диагенеза. Вода реагирует со всеми материалами, с какими она соприкасается, и вследствие этого химизм воды изменяется, хотя и медленно. Концентрация растворов может понижаться или повышаться, может происходить селективное уменьшение или увеличение концентрации некоторых растворенных компонентов. Действительно, эти изменения могут быть такими, что химизм современных поровых вод, если он определим, может быть почти не связан с химизмом первоначальных вод. Поровые воды в морских отложениях, первоначально предположительно отделившиеся из моря, отличаются заметным дефицитом магния и увеличенным содержанием кальция по сравнению с морской водой. Имеются различия и в отношениях Na : K и Ca : Na. Некоторые из этих различий могут быть обусловлены процессами ионной фильтрации, которые, по-видимому, проявляются в тех случаях, когда уплотняются глинистые осадки и часть солей удерживается глинами. Изменения химизма вод также связаны с явлениями адсорбции, ионного обмена, колебаниями величин pH—Eh и с микробиологической деятельностью.

Иногда считают, что цементация песков может происходить только выше зеркала грунтовых вод, полагая, что активная циркуляция воды — необходимое условие для протекания этого процесса. Некоторые типы приповерхностной цементации известны в сухих районах или в районах с длительными засушливыми сезонами. В тех местах, где зеркало вод находится близко от поверхности, вода под действием капиллярных сил поднимается кверху и легко испаряется и если с раствором приносится какое-либо подходящее вещество, то приповерхностные слои (твердые корки) цементируются. Например, в Южной Африке приповерхностная цементация такого рода приводит к образованию очень прочных поверхностных кварцитов (кремнистые корки — силькреты), известняков (известковые корки — калькреты или каличе) и железняков (железистые корки). Осаждение гипса в засоленных участках и себхах Среднего Востока приводит к образованию гипсовых корок.

Конкреционные хлебные камни представляют собой ископаемые разновидности каличе, возникшие в результате почвообразующих процессов в полузасушливых условиях. Хорошие примеры таких образований встречаются в древних красных песчаниках Уэльского бордерленда,Шотландии и Ирландии и в нижней части каменноугольной толщи Шотландии.

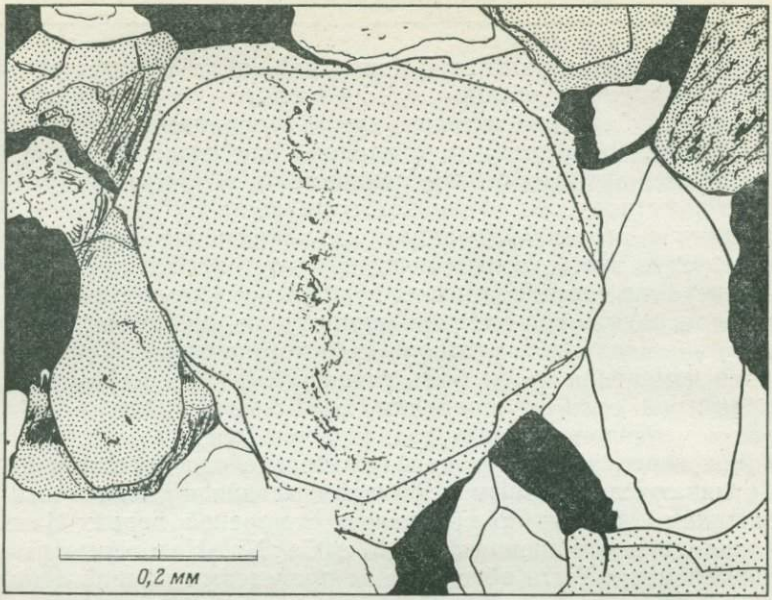


Рис. 6.18. Песчаник, сцементированный кварцем, эоцен, Миссисипи.

Кварцевая мозаика образована аутигенными нарастаниями на обломочных зернах кварца. Первоначальная форма зерен прослеживается по тонким линиям из пылевидных частиц глинистых минералов. В некоторых местах первичные зерна срастаются, вероятно, вследствие растворения под давлением. Николи скрещены.

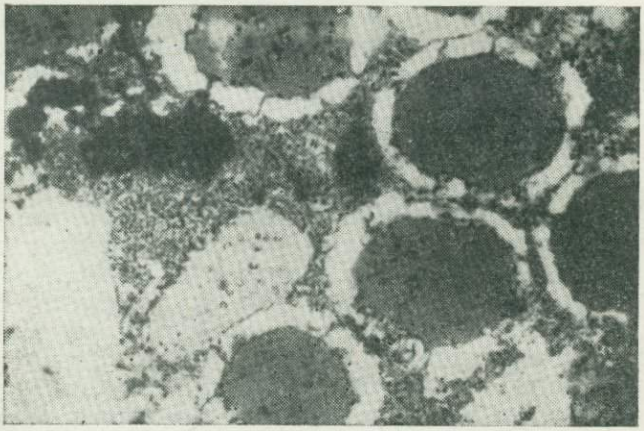


Рис. 6.19. Песчаник, сцементированный мелкими кварцевыми зернами.

Мелкие чистые кристаллы вторичного кварца окаймляют обломочные зерна. Причины образования такого цемента неясны. Николи скрещены, увеличение 50.

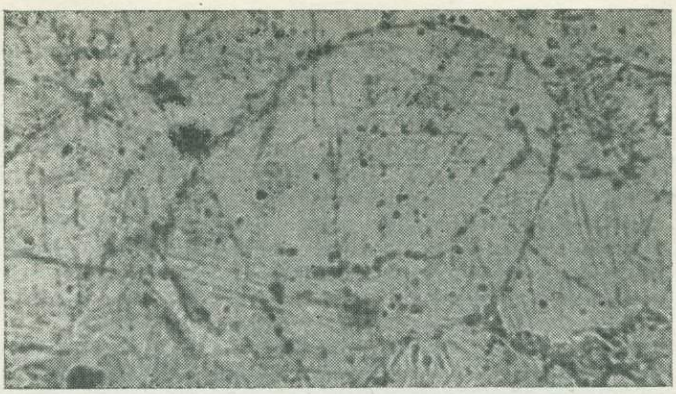


Рис. 6.20. Цементация за счет нарастания зерен, кварцевый аренит, нижний палеозой, северо-западная Шотландия.

Вторичный кварц, полностью выполняющий первичные поры, имеет одинаковую оптическую ориентировку с обломочными кварцевыми зернами. Прямые линии между многими зернами появились в результате сохранения вновь образованных кристаллических граней. При одном николе, увеличение 100.

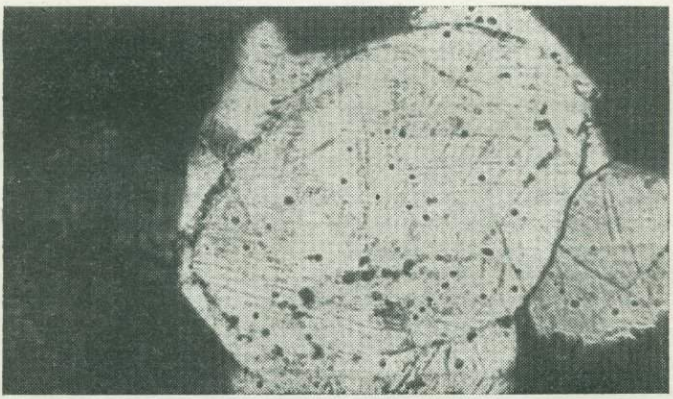


Рис. 6.21. Цементация за счет нарастания зерен.

Тот же шлиф, что на рис. 6.20, но снятый при скрещенных николях, когда яснее видна одинаковая оптическая ориентировка цемента и обломочного зерна. Округлая поверхность первичных зерен видна по пленкам непрозрачной примеси. Николи скрещены, увеличение 100.

Диагенез не приводит к преобразованию кварца в другие минералы, хотя весьма часто отмечается переход опала и халцедона в кварц. Такие изменения протекают одновременно с цементацией, причем опал и халцедон матрикса переходят постепенно в наросты аутигенного кварца, окаймляющие первичные кварцевые зерна. Такой кварцевый цемент обычно имеет одинаковую оптическую ориентировку с обломочными зернами (рис. 6.18 и 6.21), хотя он может состоять также из каемок тончайших кристаллов, окружающих обломки (рис. 6.19). Наконец, первичные поры породы могут выполняться агрегатами различно ориентированных мелких кристаллов кварца.

При кристаллизации вторичного кварца на первичных зародышах из песчаных зерен кристаллооптическая непрерывность нового и старого кварца выражается в их одновременном погасании при вращении шлифа в скрещенных николях (рис. 6.20 и 6.21).

Песчаники с такой структурой можно встретить в отложениях любого возраста. В песчаниках Бантер в северной Англии, которые местами состоят из хорошо округленных кварцевых зерен, образованных под действием ветра (так называемый просяной песок), видно, что оболочки вторичного кварца находятся в одинаковой оптической ориентировке с первичными зернами, окаймленными гидратированными окислами железа.

Там, где процессы такой цементации протекали достаточно долго, сцементированные зерна срастаются настолько тесно, что образуют сложные границы, не соответствующие кристаллическим граням.

Проблема происхождения вторичного, или аутигенного, кварцевого цемента обсуждается давно, однако все еще остается много нерешенных вопросов. Некоторые авторы предполагают, что кварцевый цемент может вполне образоваться за счет растворения под давлением первичных обломочных зерен кварца. Зерна кварца растворяются в местах их контактов, и кремнезем из раствора осаждается поблизости на тех же зернах в участках более низкого давления. Другие авторы предполагают, что растворение мелких зерен кварца (размером менее 0,02 мм), залегавших в промежутках между крупными, может привести к образованию «кремнеземистых флюидов» в рыхлом песке и к осаждению из этих флюидов вторичного кварцевого цемента. Девитрификация обломков вулканического стекла в песках почти несомненно дает дополнительный источник кремнезема для образования кварцевого цемента; источником кремнекислоты могут служить присутствующие всюду в песке глинистые минералы. Важным источником кремнезема в морских песках служат остатки таких организмов, как диатомовые водоросли, радиолярии и губки. При отмирании этих организмов химически неустойчивое вещество их

скелетов из опалового кремнезема растворяется, обогащая поровые воды кремнеземом, который может почти сразу же осаждаться в виде вторичного кварца.

Осаждение кальцитового цемента связано в основном с увеличением отношения содержаний карбонат-иона и бикарбонат-иона в межзерновых водах; обычно это происходит либо при повышении температуры, либо при увеличении pH, что влечет за собой уменьшение растворимости кальцита.

Песчаники часто цементируются кальцитом. Если кальцит вторичный, то он обычно развивается после вторичного кварцевого цемента в той же породе. В таких породах кварцевые зерна иногда приобретают вторичную угловатость вследствие реакции между поровыми водами, богатыми карбонатами, и зернами. В шлифах видно, что кальцит корродирует кварц.

Относительные содержания кальцита и обломочного кварца, а также характер распределения кристаллов в цементе резко изменчивы. В слабо сцементированных песках, таких, как некоторые плейстоценовые пески Великобритании, песчинки просто окаймлены мелкими кристаллами кальцита; при этом они скреплены только в приконтактовых участках, и в породе сохраняются крупные поры. Между такими породами и породами, в которых поровые пространства нацело выполнены зернистым кальцитом, существуют постепенные переходы.

В известковистом песке, состоящем из кварцевых зерен и остатков раковин, давление перекрывающих осадков передается на контакты между соседними зернами. На контактах растворимость карбоната увеличивается, материал обломков раковин переходит в раствор и снова выделяется в виде кристаллического кальцита в открытых порах. Многие известковистые песчаники, по-видимому, литифицировались именно так. В некоторых случаях материал цемента в каждой отдельной поре представлен единым кристаллом, причем кристаллы в соседних порах ориентированы по-разному. Наиболее примечательная текстура наблюдается в тех породах, в которых довольно крупные кристаллы кальцита цементируют многочисленные песчинки кварца. Поверхность скола таких пород благодаря наличию многочисленных спайных поверхностей кальцита имеет характерный блеск, и каждый кристалл цемента более или менее хорошо виден при соответствующей ориентировке. Это явление известно как пятнистый блеск. Крупные кристаллы, играющие роль цемента, имеют неровные, волнистые или взаимопроникающие границы, но иногда кристаллы крупные и хорошо образованные и их легко выделить из плохо сцементированного ими песка. В Европе хорошо известны проявления таких кристаллов в олигоценовых песках Фонтенбло в Парижском бассейне. Кальцит здесь выделился в виде ромбоэдров, включенных в довольно рыхлые пески.

В шлифах видно, что включенные в цемент обломочные зерна не имеют контактов между собой.

Железистый цемент (в основном гематит, турьит и лимонит) обычно развит в толщах красноцветных отложений (рис. 6.22). Окислы железа часто присутствуют в виде тонких оболочек на кварцевых зернах, и там, где происходило последующее окремнение пород, железистые оболочки часто захватываются кристаллами при их дорастании. С другой стороны, вторичный кварц сам по себе иногда покрывается оболочкой окислов железа и на этом основании можно различать последовательные стадии образования железистого и кремнистого цементов. Турьит ($2Fe_2O_3 \cdot nH_2O$), который, по-видимому, представляет собой главный красный цементирующий материал в песчаниках Пенрит и Сент-Бис (пермь — триас, северо-запад Англии), вероятно, является первичным и образовался путем обрастания обломочных зерен в бассейнах отложения, где преобладал полузасушливый климат. Частично материал для образования турьита, возможно, был привнесен с соседних более влажных возвышенных участков, тогда как основная часть турьитового цемента, по-видимому, осадилась из капиллярных вод в бассейнах отложений.

Термин «красноцветные отложения» обычно применяется при описании мощных окрашенных в красные цвета континентальных обломочных толщ, часто молассового типа. Некоторые из самых

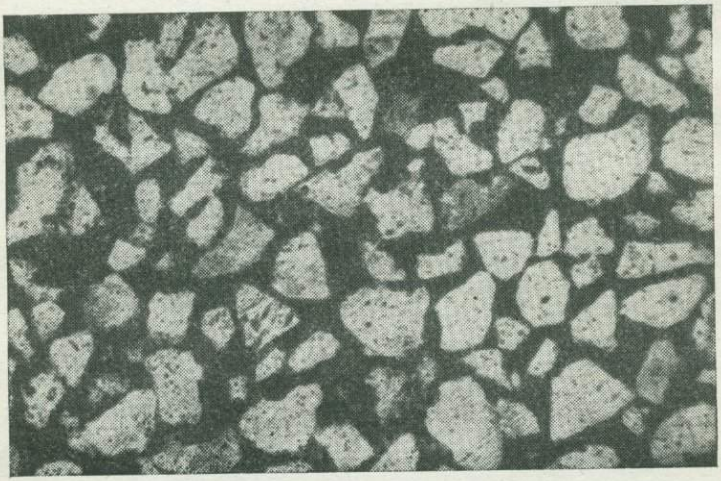


Рис. 6.22. Железистый песчаник, нижний карбон, Шотландия.

Угловатые и полуугловатые кварцевые зерна погружены в плотный гематитовый и лимонитовый цемент, причем многие зерна как бы «плавают» в цементе. В действительности же основная масса зерен образует структуру соприкасания. При одном николе, увеличение 30.

древних красноцветов встречаются в докембрийских торридонских отложениях северо-запада Шотландии, в формации Спарагмит в Скандинавии и в слоях серии кивино в районе озера Верхнего. В отложениях всех геологических систем, от кембрийской до третичной, известны крупные толщи красноцветов. По-видимому, наиболее известны в северном полушарии девонские (фация древних красных песчаников) и пермо-триасовые (фация новых красных песчаников) красноцветы.

Содержание Fe_2O_3 в красноцветных песчаниках и алевролитах редко превышает 5% и часто составляет всего 1%. Не все количество Fe_2O_3 присутствует в виде гематита, часть железа, по-видимому, входит в другие минералы, например в глины.

Сидерит, вероятно, значительно чаще присутствует в виде цемента, чем это обычно предполагается. В некоторых случаях можно почти уверенно говорить о том, что сидерит заместил более ранний кальцит. Интересная толща песчаников, цемент в которых представлен только сидеритом, описана в нижнелейасовых отложениях Швеции. Эти породы представляют собой мелкозернистые чистые песчаники, в которых встречаются неизмененные морские окаменелости, а сидеритовый цемент представлен тонкими желтоватыми кристаллами. При выветривании сидерит переходит в основном в красно-бурый лимонит. Вторичная красная окраска богатых сидеритом каменноугольных песчаников северо-восточной Англии связана с послекаменноугольным, но допермским выветриванием и обусловлена преимущественно таким изменением сидерита.

В триасовых песчаниках кейпера в окрестностях Ноттингема (Англия) в качестве цемента описан барит. Этот барит присутствует в виде микрокристаллических агрегатов, распределенных равномерно или в виде прожилков и пятен. Местами содержание барита достигает 50%, причем он слагает крупные участки с однородной оптической ориентировкой, и поэтому на сколе виден пятнистый блеск. Можно предполагать, что в большинстве случаев первичный цементирующий материал был представлен не сульфатом, а карбонатом (витеритом), отложенным из воды, в которой он присутствовал в виде бикарбоната, и что сульфат образовался в результате метасоматического замещения карбоната.

Известны случаи образования изолированных кристаллов барита, включающих 40—60% кварцевых песчинок. Такие кристаллы и их сростки встречаются в нубийских песчаниках (карбон — мел) Египта.

Загипсованные песчаники, в которых цемент представлен гипсом, обычно формируются в засушливых и полузасушливых условиях. Такие отложения широко развиты на современных себхах в странах Среднего Востока, а также описаны в пустынях СССР и в Боливии. Во всех этих районах гипс обычно образует

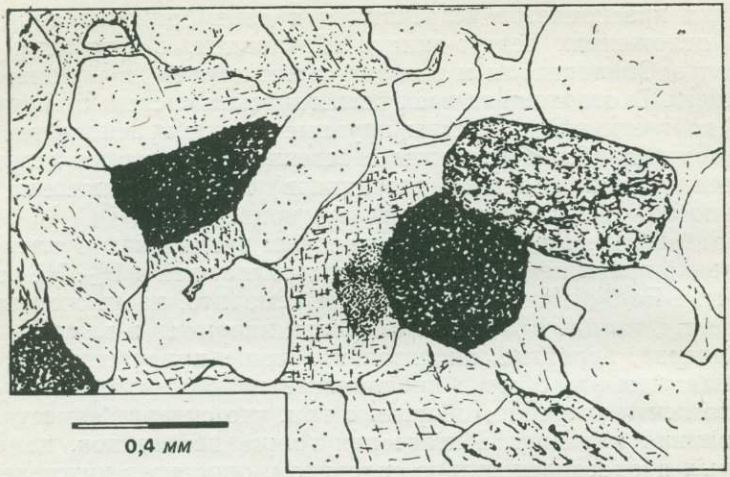


Рис. 6.23. Глауконитовый песчаник, нижний мел, юго-восточная Англия.

Известковистый сублитаренитовый песчаник, в котором цвет глауконитовых зерен (зачерненных) варьирует от оливково-зеленого до светлого зеленовато-желтого. Местами зерна частично замещены вторичным лимонитом. Некоторые из глауконитовых зерен, по-видимому, переоткладывались и перекатывались по дну моря вскоре после своего образования, тогда как другие (менее ясно выраженные, в центре) не подвергались переотложению. Зерна кварца отчетливо корродированы под воздействием просачивающихся поровых вод, богатых карбонатом, вероятно, почти одновременно с осаждением крупнокристаллического кальцитового цемента. При одном николе.

крупные кристаллические агрегаты, иногда с четкими кристаллографическими очертаниями, включающими до 60% песка. Некоторые из таких кристаллических сростков называются «розами пустыни» (гипсовые розы) из-за их четкой лепестковидной морфологии.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Помимо таких минералов, как кварц, полевой шпат и слюда, пески содержат примеси других минералов, среди которых некоторые образовались в самом песке (аутигенные), а другие являются обломочными.

Глауконит. Глауконит особенно широко распространен в морских песчаниках всех возрастов и изредка встречается в современных осадках в таких количествах, что придает свежей породе зеленый оттенок. Нижнемеловые зеленые пески юго-восточной Англии, которые представляют собой в основном сублитарениты, весьма характерны (рис. 6.23). В выветрелых обнажениях этих пород их зеленый оттенок затушевывается буро-красной окраской, обусловленной частичным разложением глауконита, хотя не

повсеместно, так как даже в наиболее глубоко выветрелых разрезах все еще сохраняются свежие зерна глауконита. Выветривание ведет к постепенной потере калия и образованию монтмориллонита или вермикулита. Железо при этом высвобождается, так что глауконитовые зерна, по-видимому, разрушаются с образованием лимонита.

Глауконит относится к группе зеленых минералов, представляющих собой калиевые железистые силикаты. Собственно глауконит — это высокожелезистый глинистый минерал с хорошо упорядоченной богатой калием решеткой слюдяного типа, содержащей менее 10% разбухающих слоев. Неупорядоченная неразбухающая решетка слюдяного типа и неупорядоченная разбухающая решетка монтмориллонита характерны для малокалиевых «глауконитов», тогда как другие «глаукониты» представляют собой смесь двух или более глинистых минералов. В разбухающих разновидностях расширяющиеся слои могут составлять более 50%.

Хотя большинство глауконитов образуется в морских щелочных условиях (pH 7—8), в настоящее время получены данные, говорящие об осаждении этих минералов в слабощелочных водах пресных озер и других континентальных обстановок.

Зеленые пески в современных океанах формируются близ границы континентального шельфа, хотя после образования глауконит может быть перенесен как в более глубоководные, так и мелководные области. Главные скопления этих песков приурочены к теплым водам (15—20°С) южного и восточного побережий Африки, причем особенно широко они развиты на банке Агульяс; вдоль южного и западного берегов Австралии; у западного побережья Португалии; у Калифорнийского побережья и вдоль границы континентального шельфа у восточного побережья Северной Америки между мысом Гаттерас и Багамскими банками. Поверхности Калифорнийских банок между глубинами 40 и 500 м особенно богаты глауконитом, содержание которого в осадках достигает 20%. Воды в этих местах относительно спокойны и насыщены кислородом, хотя процессы глауконитизации протекают, вероятно, и в слабо восстановительных условиях (Eh от 0 до 200 мВ) в верхней части осадков до глубины несколько сантиметров. Образованию глауконита способствует наличие разлагающегося органического вещества.

Иногда глауконит заполняет камеры фораминифер. Материал раковин не принимает участия в химических реакциях при глауконитообразовании, а обеспечивает замкнутые пространства, в которых идут специфические реакции.

Глауконит по некоторым данным мог образоваться за счет глинистых минералов, особенно в том случае, когда эти минералы имеют деградированную силикатную слоистую решетку. Ка-

лий и железо, по-видимому, постепенно адсорбируются решеткой, имеющей, вероятно, низкий заряд, что в итоге дает глауконит.

Предполагают также, что глауконит образуется в результате разложения таких минералов, как амфиболы, пироксены, полевые шпаты и биотит. Однако некоторые данные говорят о том, что здесь идет не столько разложение минералов, сколько замещение их глауконитом.

Глауконитовые пески в больших количествах встречаются в разных частях геологического разреза. Они часто связаны с перерывами в осадконакоплении и морскими трансгрессиями. В нижне- и среднекембрийские отложения Уэльского бордерленда входят пласты зеленых песков; близкие породы того же возраста обнаружены и в других местах, например в Скандинавии. Глауконитовые известняки широко распространены в нижнеордовикских толщах, например в Прибалтийских странах и в Северной Америке. В большинстве этих нижнепалеозойских отложений глауконит встречается в основном в виде окатанных или угловатых зерен. В некоторых таких породах можно видеть признаки очень мелководного осадконакопления. Зеленые пески широко развиты в нижнемеловых отложениях Европы и Северной Америки, причем глауконит обычно присутствует в виде округлых или гроздьевидных зерен. В гольтских и верхнемеловых отложениях Западной Европы глауконит присутствует в породах в переменных количествах, обычно в виде выполнений внутренних полостей спикул, губок или фораминифер. Несколько горизонтов в толще мела характеризуются присутствием нодулей с зелеными оболочками, импрегнированными с поверхности глауконитом. Зеленые пески и зеленые глины также широко развиты в нескольких эоценовых формациях Великобритании, например в слоях Брэклесхем в Хемпширском бассейне.

Как в древних, так и в современных глауконитовых осадках обычно присутствуют фосфатные пеллеты и гальки, и это позволяет предполагать, что в период отложения глауконитовых осадков обломочного материала поступало немного.

Тяжелые минералы. Акцессорные компоненты обычно рассеяны по всей породе, но все же их можно выделить для изучения. Обычно эти минералы имеют бóльшие удельные веса, чем у кварца, и выделяются путем осаждения в соответствующих тяжелых жидкостях, в которых кварц и полевой шпат всплывают. Осевший концентрат называется *тяжелой фракцией.*

Твердые и устойчивые минералы, образующиеся при региональном метаморфизме, такие, как *гранат, кианит* и *ставролит,* представляют собой обычные акцессорные минералы осадочных пород так же, как и некоторые минералы, образующиеся при пневмотолитовых процессах, например *турмалин* и *топаз.* Широ-

ко распространены в осадочных породах и акцессорные минералы гранитов: *циркон, сфен* и *монацит*. Минералы, образующиеся при термальном метаморфизме, по-видимому, менее устойчивы в виде обломочных зерен, чем минералы, образующиеся при региональных процессах термодинамического метаморфизма, поэтому *андалузит, силлиманит* и *кордиерит* встречаются редко. Обычны обломочные минералы. *Рутил, апатит* и *ильменит* относятся к обычным минералам осадков, *корунд, анатаз, брукит, хлоритоид,* а также *шпинели, пироксены* и *роговые обманки* встречаются реже.

Когда эти минералы высвобождаются из кристаллических пород, то обычно они относительно мало истерты, в них сохраняются плоскости спайности, и обломки угловатые, часты более или менее совершенные кристаллы. Если эти минералы вовлекаются во второй седиментационный цикл, то их соотношения обычно изменяются, даже если к осадку не добавлялось никакого нового материала. Неустойчивые минералы истираются или замещаются новыми минералами. Такие минералы, как оливин, гиперстен, авгит и бурая роговая обманка, особенно легко подвергаются изменениям в условиях осадкообразования, и они вряд ли могут выдержать более одного седиментационного цикла. С другой стороны, твердые и устойчивые минералы, такие, как циркон, турмалин и рутил, почти не разрушаются и переходят из одного осадка в другой на протяжении многих седиментационных циклов. Такие зерна со временем становятся сглаженными и истертыми, но не очень скоро, так что хорошо округленные зерна, встречающиеся в некоторых осадочных породах, указывают на то, что рассматриваемые минералы существовали в виде обломочных зерен очень длительное геологическое время. Преобладание циркона, турмалина и рутила в тяжелой фракции какого-либо песка почти несомненно указывает на их происхождение из ранее существовавших песчаных пород, особенно в тех случаях, если на зернах этих минералов заметны следы абразии.

Так как акцессорные минералы песка в основном унаследованы из тех материнских кристаллических пород, из которых образовался весь осадок, а характер ассоциации этих минералов зависит от истории осадка, то многое об этой истории можно узнать на основании тщательного изучения акцессорных минералов. Особенно важно то, что с помощью акцессорных минералов обычно можно выявить источник осадочного материала либо путем непосредственной идентификации некоторых специфических черт комплексов пород, либо путем последовательного исключения районов распространения пород, которые не могли быть источником обнаруженных ассоциаций. С помощью такого метода можно получить сведения, которые будут полезны при реконструкции палеогеографии районов, снабжавших осадоч-

ным материалом бассейн осадконакопления. Следует учитывать известную произвольность во всех заключениях, основанных на сортировке тяжелых минералов по размеру и удельному весу в течение их транспортировки. Кроме того, постседиментационные процессы могут изменить состав тяжелых минералов в результате процессов растворения и выветривания.

Работы по изучению нового красного песчаника (пермо-триас) на западе Англии показывают важность учета акцессорных минералов для выявления областей сноса песчаных осадков. Было обнаружено, что эти отложения содержат большой и изменчивый комплекс тяжелых минералов, и были выделены две ассоциации, одна из которых происходит из района развития гранитных интрузий, а другая — из района развития регионально метаморфизованных пород. Синий турмалин, топаз, гранат, касситерит, флюорит, рутил и брукит, видимо, происходят из контактово-метаморфизованных и пневматолитовых пород и малых интрузий, ассоциирующих с гранитными массивами Девона и Корнуэлла. С другой стороны, минералы, образующиеся при региональном метаморфизме, в частности ставролит и кианит, не могли быть принесены из этого же района, а их ближайшим источником служили метаморфические породы Бретани. Таким образом, можно заключить, что пески и галечники, отложенные бурными потоками, сносились в этот пермо-триасовый пустынный бассейн с массива метаморфических пород, лежащего южнее, а также из района гранитных интрузий, расположенного западнее.

Комплекс тяжелых минералов в этих песках длительно существовавшего бассейна осадконакопления обычно варьирует не только в пределах каждого слоя по его простиранию, но и по вертикальному разрезу от одной формации к другой. Если изменения минерального состава в разрезе небольшие по простиранию, то по комплексу тяжелых минералов можно коррелировать отложения в пределах ограниченных участков. Этот метод очень важен для выделения горизонтов в мощных немых толщах песков, встречающихся на некоторых нефтяных месторождениях, и позволяет проводить корреляцию разрезов, вскрытых различными скважинами. Корреляция отложений таким способом не всегда возможна, но даже в тех случаях, если она осуществима, следует соблюдать большую осторожность в интерпретации полученных данных.

Причин колебаний состава комплекса тяжелых минералов по простиранию в песчаных отложениях может быть несколько. Во-первых, осадочные материалы из различных источников могут быть привнесены независимо в бассейн осадконакопления, например, реками, ледниками или в результате эрозии берега с перемещением в литоральной зоне или без него. Даже в бас-

сейнах, в которые осадочный материал поступает из единой дренажной системы, акцессорные минералы, как правило, распределены неравномерно, так как одни минералы хуже поддаются переносу, чем другие, и поэтому обычно концентрируются близ источника сноса. Выявляемые различия между содержаниями тяжелых минералов в одновременно отложенных песках в бассейнах, находившихся в непосредственной близости, иногда оказываются весьма большими. Например, в среднеюрских морских песках английского Мидленда присутствуют гранат, ставролит, кианит, глаукофан, хлорит, хлоритоид и топаз, и эти осадки, очевидно, приносились реками, дренировавшими район развития метаморфических пород. Далее к северу в Йоркшире в среднеюрских песках содержатся очень большие количества титановых минералов: рутила, ильменита, анатаза, местами брукита, а из других минералов — циркон и турмалин, часто в виде округленных зерен. Характер этого комплекса свидетельствует об образовании этих осадков за счет более древних осадочных пород, а не за счет метаморфических или изверженных пород.

Вариации в содержании и составе комплексов тяжелых минералов в серии последовательных песчаных формаций могут быть обусловлены изменениями направления литорального дрифта, привносом осадочного материала другой дренажной системой или такими изменениями в существовавшей дренажной системе, как выход на поверхность глубоко залегавших пород по мере их эрозии.

Изменения такого типа ярко проявлены в верхнепалеозойских отложениях Великобритании. В самых ранних каменноугольных дельтовых песчаниках восточной части Шотландии присутствует комплекс полуокругленных зерен тяжелых минералов (циркона, топаза, рутила, турмалина, анатаза и монацита), предположительно указывающий на происхождение этих осадков за счет более древних отложений. Эти отложения, вероятно, имели нижнепалеозойский или докембрийский возраст и покрывали сложное ядро метаморфизованных пород, которое было вскрыто при более глубокой эрозии в позднекаменноугольное время. Такое заключение основано на присутствии более изменчивого комплекса тяжелых минералов (граната, магнетита, ильменита, циркона, топаза, рутила, ксенотима, монацита, турмалина и брукита) в более поздних и шире распространенных дельтовых песчаниках. В этих же отложениях присутствуют разнообразные гальки метаморфических и изверженных пород. Источником материала для дельтовых осадков в основном служил участок суши, расположенный севернее и северо-восточнее долины Мидленд в Шотландии.

Пляжные россыпи. Скопления темного песка в верхних частях пляжей — характерная особенность песчаных берегов. Такие

пляжные пески сложены зернами тяжелых минералов с большой удельной массой, сконцентрированных волнами из обычных пляжных песков, в которых они первоначально присутствовали в виде акцессорных минералов. Состав этих песков в разных местах разный; на северо-западе Шотландии, например, темные голубовато-черные пески представляют собой ильменитовые концентраты. Бурые пески восточного побережья Йоркшира сложены в значительной мере частично окисленными зернами сидерита, смешанными со слабо окатанными зернами оолитового лимонита и разнообразными минералами, происходящими из валунных глин. Далее к югу, например на восточном побережье Англии близ Хунстантона, эти лимонитовые оолиты, происходящие из меловых и, возможно, других железняков, слагают очень интересные россыпи темно-бурых хорошо окатанных зерен.

В разных частях мира развиты россыпи, которые иногда содержат большие скопления редких минералов, представляющие практический интерес. Пляжные россыпи ильменита, рутила и циркона во Флориде разрабатывались как прекрасное сырье на цирконий и титан. Практическую ценность имеют монацитовые пески, так как они служат источником редких земель, особенно тория. Монацит — весьма рассеянный акцессорный компонент гранитных пород, но в некоторых районах, в частности в Бразилии и на юге Индии, он накопился в больших количествах в морских прибрежных песках, где он был сконцентрирован волновым прибоем наряду с гранатом, цирконом, ильменитом, магнетитом и другими тяжелыми и устойчивыми минералами.

Всюду по берегам Тихого океана и в руслах некоторых впадающих в него рек широко развиты крупные залежи «черных песков», представляющих определенный практический интерес. Эти пляжные россыпи сложены в основном магнетитом, ильменитом и другими тяжелыми и устойчивыми минералами, однако они представляют ценность в основном благодаря промышленным содержаниям в них золота, а иногда — платины и алмаза. Такие россыпи широко развиты на побережьях Аляски, штатов Айдахо, Вашингтон, Орегон и Калифорния и Новой Зеландии; во всех этих местах пески дают большой выход золота.

Речные россыпи. Аллювиальные, или речные, россыпи, содержащие ценные акцессорные минералы, имеют большое практическое значение во многих районах мира. Аллювиальные пески и галечники, накапливающиеся в долинах рек и в озерах, в которые они были снесены текучими водами, одно время служили главным источником мировой добычи золота. Золото концентрируется в крупных галечниках и среди валунов в основании россыпей, причем большинство промышленных скоплений золота находилось на поверхности коренных пород («на плотике»). Если ложе — плотик — сложено крутопадающими кри-

сталлическими или глинистыми сланцами, то выступающие края слоев этих пород действовали наподобие естественных гребней или баров, захватывали и удерживали частицы золота. Аккумуляция золота возможна также на таком плотике, который известен как «ложный плотик» и сложен пластами глины или песка, сцементированного железистыми минералами, и чередующимися с ними пластами галечника.

Россыпное золото обычно ассоциируется с тяжелым черным песком, состоящим из магнетита, ильменита и гематита наряду с хромитом, гранатом, цирконом, шпинелью и другими тяжелыми устойчивыми минералами; ясно, что конкретная ассоциация минералов определяется характером материнских пород. Особенности золотинок весьма изменчивы; они могут встречаться в виде плоских чешуек, в виде округлых частиц, в виде зерен неправильной формы и самородков с признаками сильного истирания. Встречаются также кристаллы золота. Частицы россыпного золота варьируют по размеру от тончайших пылинок до самородков весом в несколько килограммов; в крупных самородках золото концентрировалось путем аккреции в галечниках после их отложения.

Некоторые из самых богатых галечниковых россыпей образуются при вторичной механической концентрации или перемыве более древних золотоносных галечников, которые в настоящее время обнаружены в террасах, возвышающихся на десятки метров выше современных речных русел, как это имеет место в Калифорнии.

Россыпные месторождения встречаются в речных системах всех районов мира, но наибольшее количество золота было добыто из современных и плейстоценовых галечников Калифорнии, Аляски, Австралии и Сибири. Более древние галечники часто глубоко погребены под мощной толщей («вскрышей») глин, почвы, торфа и мха, которые иногда находятся в зоне вечной мерзлоты, как, например, в тундрах Сибири и Аляски. В Калифорнии и Австралии галечники древних речных систем часто погребены под более поздними потоками лав и поэтому называются «погребенными залежами».

Платиновые россыпи на реке Исс и других реках, дренирующих восточные склоны Урала в СССР, заслуживают специального упоминания. В этих месторождениях платина ассоциируется с хромитом и магнетитом; источник этих минералов связывается с интрузивными перидотитами. Платина встречается также вместе с золотом в аллювиальных галечниках Калифорнии, Британской Колумбии (Канада), Бразилии, Колумбии и острова Калимантан.

Значительная часть оловянных руд в мире приурочена к аллювиальным и другим осадкам. Касситерит SnO_2 — единствен-

ный рудный минерал олова — очень твердый тяжелый и очень устойчивый к выветриванию минерал, поэтому он концентрируется во всех осадочных горных породах, образовавшихся за счет оловоносных гранитов или за счет ассоциирующихся с ними пневматолитовых и метаморфических пород, в которых касситерит представлен как первичный минерал. Касситерит может встречаться в промышленных количествах в элювиальных залежах, образующихся при выветривании оловоносных пород, но чаще он переносится на некоторое расстояние от его источника. Как и в случае золотоносных россыпей, касситеритовые россыпи обычно приурочены к основанию галечников и залегают на подстилающих породах или твердом плотике.

Добыча олова в юго-западной Англии, которая началась почти в доисторическое время, практически полностью была сосредоточена на аллювиальных россыпях. Много аллювиального олова было добыто в Нигерии и восточной Австралии.

Практическое значение имеют также галечниковые и песчаные россыпи драгоценных камней, в которых наряду с другими драгоценными камнями встречается алмаз. Способ образования этих россыпей такой же, как в случаях золотоносных галечников, различия обусловлены особенностями материнских пород, дающих минералы, характерные для россыпей.

Алмазоносные россыпи, в которых алмазы присутствуют в промышленных количествах, редки. Наиболее известны алмазные россыпи реки Вааль в Южной Африке. Алмазы встречаются в элювиальных и аллювиальных россыпях, образовавшихся за счет лав и каменноугольных конгломератов Двейка.

Глава 7

ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Глины, глинистые сланцы, аргиллиты, мергели и эоловые пылевые накопления относятся к тонкозернистым обломочным отложениям. Глинистые сланцы — это тонкослоистые породы, в которых отдельные параллельно расположенные слойки отражают периодические фазы медленного осадконакопления в низкоэнергетической обстановке. Это сланцеватые породы, легко расщепляющиеся по плоскостям напластования. Аргиллиты имеют массивную текстуру — они массивны и несланцеваты; слоистость в них обычно отсутствует. Частицы, слагающие эти породы, откладывались значительно быстрее, чем в случае накопления глинистых сланцев.

Хотя в глинистых породах частицы в основной массе имеют размер менее 0,004 мм, обычно в них присутствует достаточное количество частиц алевритовой размерности. Большинство этих пород представляет собой смесь двух кластических силикатных материалов — горную муку и глину. Многие ледниковые глины и эоловые пылевые накопления сложены в основном частицами кварца, полевого шпата и слюды; этот материал известен как горная мука, он почти не отличается от материала песков, за исключением размера частиц.

Собственно глины состоят из тончайших чешуйчатых кристаллов минералов, образующихся при выветривании полевых шпатов и других разрушающихся минералов. Эти породы существенно отличаются по составу и свойствам от более крупнозернистых осадков. Помимо глинистых минералов в глинах в качестве акцессорных компонентов в различных количествах обычно присутствуют хемогенные образования, органические вещества и разнообразные коллоиды. Мергели обычно сложены глиной в смеси с карбонатом кальция, либо органогенным, как в Меловых Мергелях Европы, либо биохемогенным.

СОСТАВ

Горная мука. Механически образованная горная мука обычно состоит из кварца, полевого шпата, мусковита и биотита, хотя могут присутствовать и зерна других породообразующих минералов. Размер зерен этих минералов достигает размера пылеватых частиц либо в результате абразии при транспортиров-

ке, либо в результате растрескивания и дробления. Кроме того, тончайшие кристаллы таких устойчивых минералов, как циркон, турмалин и рутил, высвобождаются из изверженных пород при разложении менее устойчивых минералов, в которые эти акцессорные минералы включены, и в конце концов попадают в глинистые породы.

Глинистые минералы. Здесь мы рассмотрим только некоторые из кристаллических глинистых минералов (табл. 7.1.) Сре-

Таблица 7.1

Химические анализы глинистых минералов

	1	2	3	4	5
	Каолинит	Монтмориллонит	Иллит	Хлорит	Глауконит
SiO_2	45,44	51,14	42,96	26,28	52,64
Al_2O_3	38,52	19,76	28,97	25,20	5,78
Fe_2O_3	0,80	0,83	2,27	—	17,88
FeO	—	—	0,57	8,70	3,85
MgO	0,08	3,22	1,32	26,96	3,43
CaO	0,08	1,62	0,67	0,28	0,12
Na_2O	0,66	0,04	0,13	—	0,18
K_2O	0,14	0,11	7,47	—	7,42
H_2O^-	0,60	14,81	3,22	—	2,83
H_2O^+	13,60	7,99	6,03	11,70	5,86

1 — Розленд, Виргиния; *2* — Монтмориллон, Франция; *3* — Боллатер, Шотландия; *4* — Дактаун, Теннесси; *5* — Новая Зеландия.

ди двухслойных минералов, сложенных чередующимися слоями кремнекислородных тетраэдров и алюминиевых октаэдров, вероятно, наиболее известна группа *кандитов*. Кандиты имеют состав, примерно соответствующий формуле $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$, причем алюминий нередко частично замещается ионами железа и магния. Эта группа включает собственно каолинит (рис. 7.1), диккит, шамозит и гриналит. К этой же группе минералов принадлежит галлуазит.

Среди трехслойных минералов, состоящих из двух слоев кремнекислородных тетраэдров, между которыми располагаются диоктаэдрические алюминиевые и триоктаэдрические магний-железистые слои, наиболее известны группы *смектита* и *иллита* (гидрослюды). К смектитам относятся монтмориллонит и нонтронит, которые характеризуются способностью кристаллической решетки к разбуханию и сжатию. Эти физические изме-

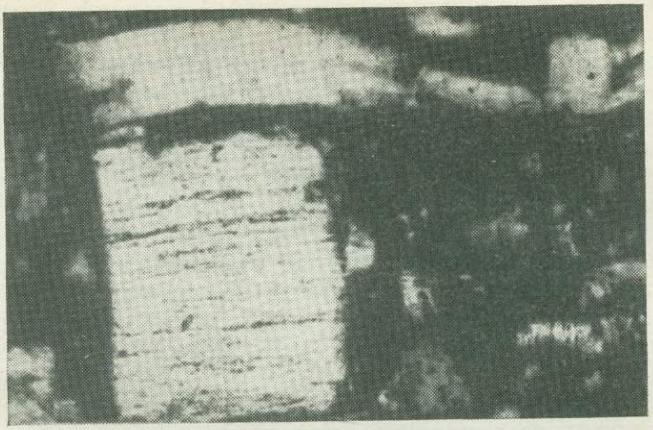


Рис. 7.1. Червеобразные зерна каолинита, частично окрашенные органическим веществом.

Николи скрещены. Увеличение 150.

нения происходят при адсорбции и потере молекул воды. Группа иллита, напротив, представлена неразбухающими минералами, имеющими сложный химический состав, сходный с составами мусковита и серицита. Кроме разнообразных иллитов в эту группу входит также глауконит (в строгом смысле). Очень близки сюда по составу минералы группы хлорита, в которых существенную роль играют ионы двухвалентного железа. Хлориты имеют слоистую решетку, в которой чередуются двухслойные (кандитовые) и трехслойные (смектитовые) слои. Помимо хлоритов существуют смешанослойные глинистые минералы, которые обычно описываются как хлорит-иллиты, каолинит-иллиты и так далее, а не выделяются под новыми специальными названиями.

Когда некоторые глинистые минералы, особенно монтмориллониты, находятся в равновесии с растворами, присутствующими в слабо известковистых осадках или почвах, они адсорбируют ионы кальция и в этих условиях образуется коллоидальный глинистый комплекс, известный как *кальциевый монтмориллонит*. Если через кальциевую глину просачивается раствор хлористого натрия, то ионы кальция вытесняются ионами натрия и переходят в раствор, так образуются *натриевые* (щелочные) *монтмориллониты*. Это явление известно как обмен оснований. Реакция с кислыми растворами, такими, как дождевые воды, содержащие углекислоту, или с кислым гумусом обычно приводит к удалению обменных оснований и замещению их водоро-

дом, причем в результате этих реакций образуется *водородный монтмориллонит*. Такие глины обычно развиты в кислых почвах, из которых кальций выщелачивается кислыми дождевыми водами. Другими обменными основаниями могут быть магний, а в культурных землях — калий и аммоний.

При осадконакоплении значение обмена оснований заключается в его воздействии на проницаемость и степень флоккуляции глин. Водородные глины — это высокодисперсные и непроницаемые породы. Натровые глины, отлагающиеся в соленых водах, флоккулируются и допускают медленное просачивание газов и жидкостей. Кальциевые глины, которые могут быть отложены в жестких пресных водах, сильно флоккулированы и значительно более проницаемы, чем водородные или натриевые глины.

Если какие-либо из этих глин осаждаются из вод, содержащих положительно заряженные коллоиды, такие, как гидрозоли окисного железа или некоторые органические коллоиды, то отрицательные заряды на глинистых частицах нейтрализуются и образуется сильно флоккулированный осадок.

Акцессорные компоненты. Сидерит и кальцит встречаются как в виде первичных хемогенных осадков, так и в виде раннедиагенетических конкреций и желваков. В виде первичных хемогенных образований эти два минерала редко присутствуют вместе, так как для их осаждения требуются разные геохимические условия.

Аутигенный пирит, марказит и пирротин в виде зерен и желваков — обычные компоненты, обязанные своим происхождением восстановлению солей железа на месте при участии органических соединений или бактерий.

В глинистых осадках часто отлагается в больших количествах органическое вещество как в виде гумусовых коллоидов, так и в виде твердых остатков животных или растений, что приводит к образованию разнообразных диагенетических продуктов. Органические радикалы сами по себе могут относительно слабо присоединяться к кристаллической решетке глинистых минералов.

Окислы железа, находящиеся обычно в гидратированном состоянии, также являются важными компонентами глин, они часто образуют тонкие смеси с глинистыми минералами. В больших количествах красные окислы железа переносятся реками, дренирующими районы латеритного выветривания, и отлагаются в виде тонкозернистых осадков. В редких случаях таким же путем могут переноситься крупные массы гидроокислов алюминия и осаждаться в виде бокситов.

ДИАГЕНЕЗ

Сразу же после отложения ила он подвергается химическим и минералогическим изменениям. Эти наиболее ранние процессы диагенеза часто хорошо заметны благодаря изменению окраски, что в некоторых случаях можно обнаружить уже через день-два после отложения осадка.

В минералах глинистых пород происходят изменения; иногда это частичные замещения ионов в кристаллических решетках, а в ряде случаев полное превращение минералов, например переход монтмориллонита в иллит (рис. 7.2). В некоторых отложениях осадочного бассейна на побережье Мексиканского залива (Gulf Coast) на глубине 1800 м монтмориллонит слагает 60% глинистой фракции. На глубине 4500 м содержание монтмориллонита уменьшается до 20%, вероятно, вследствие его превра-

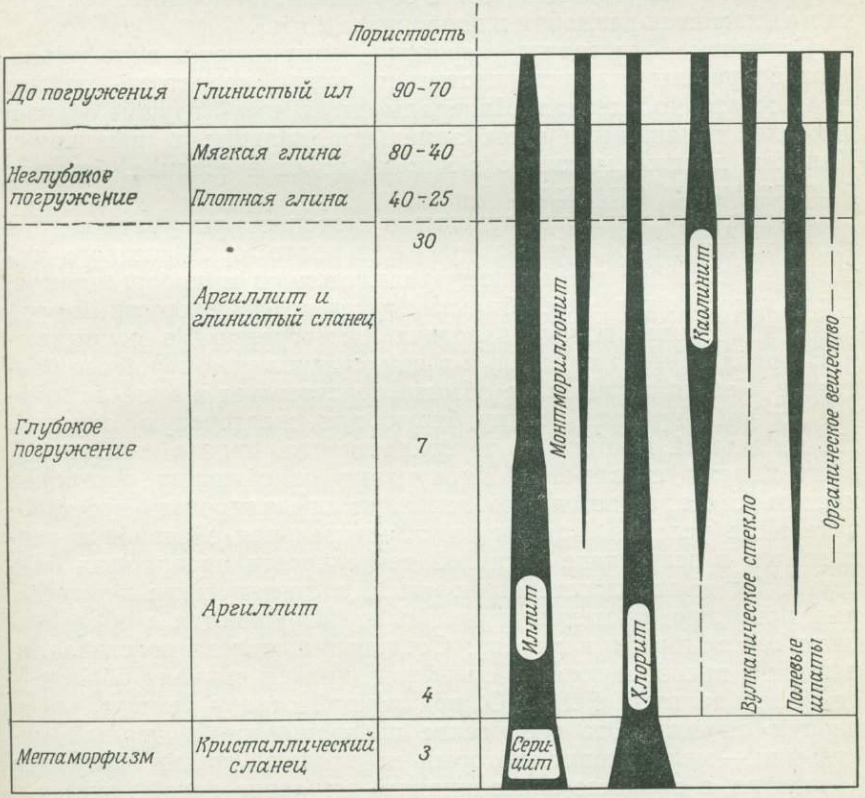


Рис. 7.2. Изменение пористости и минерального состава глинистых пород в процессе диагенеза.

щения в иллит и смешанослойные минералы. Однако при этом предполагается, что изменения имеют существенно диагенетическую природу и не связаны с постепенными изменениями в питающей провинции. Из глинистых минералов могут выделиться большие количества межслоевой воды при чисто диагенетических изменениях, что приводит к созданию аномально высокого порового давления в осадке. Такие воды могут мобилизовать нефти и битумы и транспортировать их в соседние более проницаемые пласты.

В илах, содержащих пирит, окисление этого минерала приводит к образованию серной кислоты, которая затем воздействует на каолинит и обусловливает образование в том же месте червеобразного каолинита и диккита. Монтмориллонит может образоваться за счет галлуазита, а каолинит — за счет полевого шпата при воздействии кремнеземистых вод. Иногда часть иллита перекристаллизовывается с образованием крупных гексагональных чешуек размером в поперчнике 2 мм.

Глинистые минералы, вероятно, мигрируют в виде коллоидов на ранних стадиях уплотнения, когда пористость осадка еще достаточно высокая. Минералы смектитовой группы обычно наиболее подвижны и часто замещают кальцит в раковинах. Каидиты подвижны только в кислых водах в осадках, богатых растительными остатками.

Речные, озерные, эстуариевые и морские илы умеренных и тропических широт обычно содержат много органического вещества, что ведет к активному размножению микроорганизмов, среди которых наиболее обильны бактерии. Поверхностный слой ила, куда может попадать воздух, растворенный в покрывающих водах, обычно окислен, и в нем развиваются аэробные бактерии. Железо в этом слое обычно присутствует в виде лимонита, который придает осадку бурую или желтоватую окраску. На небольшой глубине от поверхности ила, иногда измеряемой всего долями сантиметра, циркуляция окисляющих растворов настолько сокращается, что начинают превалировать восстановительные условия, причем восстановительная обстановка усиливается в результате активной деятельности анаэробных бактерий. Сульфаты восстанавливаются, а органические вещества, как, например, протеины и углероды, разрушаются с образованием сероводорода и метана. Соединения железа восстанавливаются и преобразуются в сульфиды, причем сначала образуется коллоидальный $FeS \cdot H_2O$, придающий осадку темную, часто черную окраску. Это соединение превращается в черный дисульфид — мельниковит, который на поздней стадии диагенеза (вероятно, в процессе консолидации) медленно преобразуется в пирит.

Уплотнение. После отложения из взвеси в воде глинистый

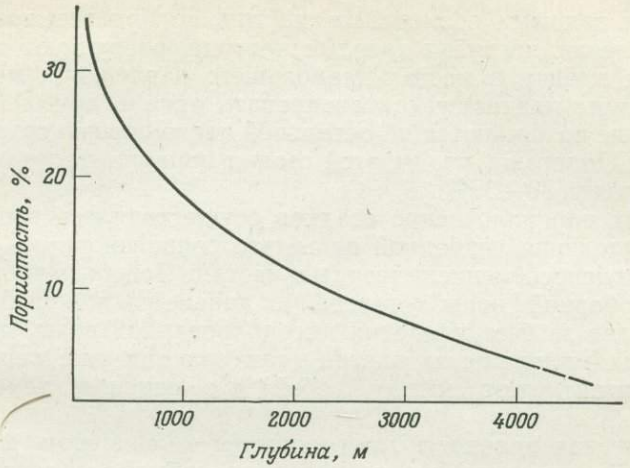


Рис. 7.3. Пористость в глинистых сланцах.

На диаграмме показано постепенное уменьшение пористости при увеличении глубины захоронения некоторых лейасовых глин на северо-западе ФРГ.

осадок некоторое время остается в состоянии флюида. Составляющие этот осадок частицы обычно представлены мельчайшими чешуйками-кристаллами, каждый из которых покрыт пленкой адсорбированной воды; на этой стадии уплотнения частицы не соприкасаются одна с другой. На всю массу осадка приходится только 10—30% объема твердого вещества и можно говорить о том, что осадок имеет пористость 70—90%, причем большая часть порового пространства занята захваченной водой. Илы, содержащие много тонкорассеянного органического вещества, могут иметь первичную пористость более 90%. Флоккулированные осадки в общем имеют бóльшую начальную пористость, чем дисперсные осадки (рис. 7.3).

Глинистые частицы начинают «приспосабливаться» одна к другой, что ведет к уплотнению каркаса, особенно в том случае, если осадок продолжает накапливаться. Свободная вода отжимается, так как более крупные поры уменьшаются в размерах, но все же осадок продолжает оставаться флюидным до тех пор, пока его пористость не станет равной 75% или менее.

При возрастании давления нагрузки вышележащих осадков происходит дальнейший отжим свободной воды и водные оболочки соседних зерен сближаются до тех пор, пока эти оболочки не придут в соприкосновение одна с другой. Отжим воды затрудняется по мере того, как уменьшается поровое пространство, так как сопротивление трению из-за ухода воды возрастает. Масса вышележащей толщи осадков теперь в основном поддер-

живается водными оболочками частиц, но при все возрастающем давлении нагрузки твердые частицы разрушают адсорбированные пленки в местах наибольшего давления и минеральные частицы начинают контактировать одна с другой. Водные пленки еще сохраняются на остальной части поверхности каждого зерна. Полагают, что на этой стадии пористость осадка обычно составляет 30—35%.

До сих пор уплотнение осадков осуществлялось в основном за счет удаления свободной воды, что сопровождалось механическим приспособлением твердых частиц. Теперь значительная часть свободной воды удалена и дальнейшая консолидация осадка идет за счет удаления адсорбированной воды, деформации самих минеральных частиц (так как они уже непосредственно контактируют между собой) и осаждения хемогенного цемента.

Физическая прочность глин является в основном функцией уменьшения порового пространства, что обычно является следствием давления вышележащего осадка.

Некоторые глубоководные пелагические илы часто оказываются более прочными, чем можно бы ожидать при данном давлении, и называются переуплотненными. По всей вероятности, переуплотнение этих осадков отражает малую скорость осаждения и большую скорость образования хемогенного цемента. Строго говоря, термин «переуплотненный», заимствованный из почвенной механики, следовало бы применять только к такому осадку, который подвергался большему давлению нагрузки, чем давления, которые сейчас имеют место на поверхности осадконакопления. Однако смысл этого термина стал более широким, поскольку он подразумевает также уменьшение порового пространства, обусловленное обезвоживанием, цементацией, очень сильным взаимодействием между частицами и другие факторы. Например, верхние слои аллювиальных и сублиторальных илов в течение сухих климатических периодов становятся более твердыми, чем непосредственно нижележащий осадок, и их можно считать переуплотненными, т. е. они отвердевали скорее, чем это происходило бы в том случае, если бы осадок подвергался «нормальному» уплотняющему воздействию давления. Последующее осадконакопление может привести к захвату этих переуплотненных слоев толщей менее уплотненных осадков. Эти переуплотненные слои лучше всего видны в современных частично литифицированных осадочных породах; такие слои очень трудно обнаружить в полностью литифицированной толще осадков. С другой стороны, окаменение этого типа часто бывает обратимым и осадок снова размягчается, если в нем присутствует достаточно долго избыточная вода.

Быстро осевшие в мелководье глины могут оказаться близ

поверхности осадка мягче, чем обычно, и они могут быть названы *недоуплотненными.* В этих случаях давление нагрузки передается в основном на поровую воду, а не на твердые частицы. Морские глины, отлагающиеся близ наступающего дельтового языка Бализе реки Миссисипи, в основном недоуплотненные. В периоды очень быстрого осадконакопления и возрастания давления нагрузки эти отложения часто разрушаются и текут. Образование трещин также имеет место, хотя эти трещины обычно залечиваются без сохранения зеркал скольжения.

Тиксотропия и расширение при деформации. Роль поровой воды при течении и консолидации ила всегда привлекала большое внимание исследователей, хотя выявить эту роль во многих случаях довольно трудно. Наука о течении материалов называется *реологией,* а изучение природных илов представляет собой просто один из небольших ее разделов. Тем не менее на основании лабораторных исследований известно, что если прочный, но неконсолидированный ил подвергнуть вибрации, он станет либо частично, либо полностью подвижным. В этих двух состояниях ил описывается соответственно как *тиксотропная глина* и *золь,* и они, по-видимому, возникают при изменении характера упаковки зерен. Эти изменения приводят к высвобождению поровой воды и сразу же делают ил более подвижным. В состоянии истинного золя ил течет при наименьших сдвиговых напряжениях. Когда вибрация прекращается, разжиженный ил снова становится прочным и повторно адсорбирует большую часть воды, высвобожденной ранее; говорят, что ил приобретает состояние *геля.* В этом состоянии течение будет происходить только в том случае, если повторно будут приложены вибрация или сдвиговое усилие, достигающие минимальной критической величины. Эта величина называется *пределом текучести,* и она закономерно зависит от таких факторов, как минеральный состав ила и характер упаковки зерен. Илы, богатые смектитами (бентониты), имеют низкий предел текучести — они быстро становятся жидкими при вибрации и равным образом быстро возвращаются к гелевому или прочному состоянию при прекращении вибрации. Илы, богатые иллитом, текут труднее, характеризуются более высоким пределом текучести.

Реотропные изменения могут ускоряться в присутствии подходящих электролитов, и известно, что илы в общем характеризуются более низким пределом текучести в морских водах, чем в пресных. Известно, что в глинах, которые поднялись выше уровня моря и из которых выщелочены морские соли, предел текучести увеличивается и пластичность уменьшается на 60%.

Осадки, которые имеют низкий предел текучести, обычно называются высокотиксотропными; большинство глин относятся к осадкам такого типа. Тот факт, что во многих мощных мезо-

зойских горизонтах глин (Вилд-Клей, голт и фуллеровы земли южной части Великобритании) плохо выражена или почти отсутствует слоистость, может быть объяснен тиксотропностью глин, причем первоначальные плоскости напластования разрушались почти одновременно с возникновением поверхности осадков.

В то время как высокотиксотропные илы увеличивают свою подвижность при возрастании напряжения, имеются илы, подвижность которых при этом уменьшается. Считается, что такие илы увеличиваются в объеме при деформации. Если некоторые мягкие речные илы подвергнуть сжатию, вибрации или просто размешиванию, то они становятся относительно прочными, но быстро возвращаются в текучее состояние, когда напряжение снимается. Пока не ясно, какую роль играли эти процессы в древних илах. Вероятно, это обусловлено отсутствием каких-либо критериев для выявления этого процесса в осадочных породах.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Хотя глины, аргиллиты и глинистые сланцы состоят из различных глинистых минералов и других обломочных частиц, здесь уместно рассмотреть распределение только глинистых минералов в осадочных породах.

Большинство глинистых минералов в конечном счете попадают в воду и вовлекаются в транспортировку в результате размыва различных пород, выходящих на дневную поверхность. Субаэральное выветривание и почвообразование, физические и химические условия среды, вероятно, оказывают такое же важное влияние на состав образующихся глинистых минералов, как и состав материнских пород. Образованию в почвах минералов группы кандитов благоприятствует преобладание дождевых осадков над испарением и интенсивное выщелачивание. При сильном выщелачивании удаляются ионы Ca, Mg, Na и K, если они присутствовали в материнских породах, и стабилизируется все железо путем перевода его в окисную или сульфидную форму. Необходимо также удаление избыточного кремнезема, чтобы в почвах поддерживалось высокое отношение Al : Si. При этих условиях будут образовываться кандиты независимо от того, чем представлены материнские породы — гранитами, габбро или вулканическими пеплами.

Смектиты образуются в иных условиях, когда испарение превышает количество осадков, а процессы выщелачивания развиты слабо и преобладают щелочные условия, поддерживающие низкое отношение Al : Si.

Образованию иллита благоприятствует щелочная богатая

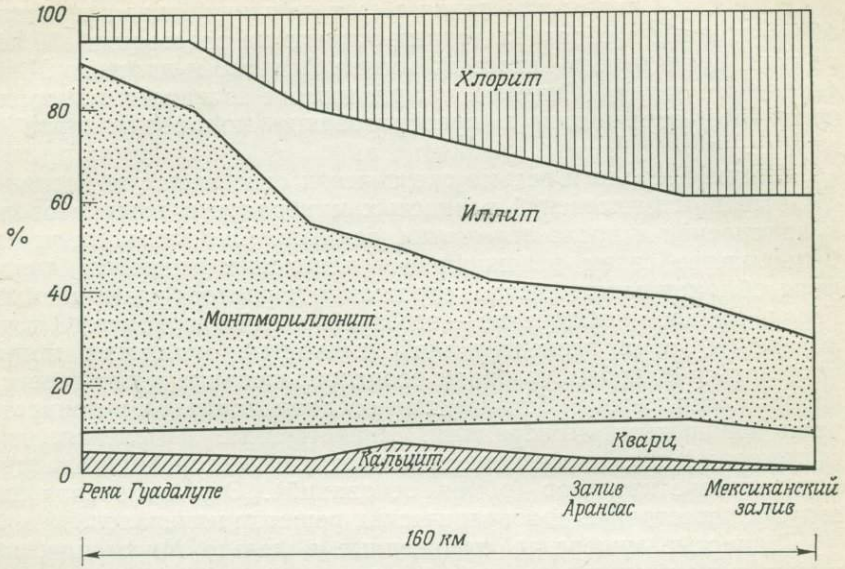


Рис. 7.4. Распределение глинистых минералов в современных осадках вблизи Рокпорта, южный Техас.

На диаграмме представлено распределение минералов во фракции < 1 мкм осадков, переносимых и отлагаемых на нижних плесах реки и в прибрежных морских участках. Влияние морских условий постепенно возрастает в направлении от устья реки Гуадалупе к заливу Арансас, который защищен береговым барьером, и далее к открытому Мексиканскому заливу

калием среда. Дождевые осадки и последующее выщелачивание должны быть умеренными и прерывистыми. Отсутствие достаточного количества калия в почвах обычно означает, что образуется деградированная разновидность иллита с дефицитом калия, однако превращение его в нормальный иллит завершается вскоре после того, как этот деградированный иллит переносится в щелочной морской бассейн.

Некоторые петрологи полагают, что глинистые минералы почти или совсем не изменяются во время их транспортировки реками, но становятся весьма восприимчивыми к изменениям сразу же после того, как они попадают в открытые воды крупных бассейнов — больших озер, морей и океана. Предполагалось, что резкие изменения в составе глин происходят в том случае, когда материал, переносимый реками, отлагается в соленых водах. При этом идет предпочтительное образование смектитов, иллитов и хлоритов и разрушение кандитов. Если глинистые осадки не захороняются сразу же после отложения, а воды имеют подходящий ионный состав, то такие изменения могут произойти довольно быстро.

На рис. 7.4 видны изменения в составе глинистых минералов, обнаруженные в образцах донных осадков на расстоянии 160 км от реки Гуадалупе в Техасе до залива Арансас и далее до Мексиканского залива. Считают, что увеличение солености и хлоридности вод отражается в преобразовании монтмориллонита в хлорит.

Другие петрологи весьма скептически относятся к концепции существенных изменений глинистых минералов в течение осадконакопления и после отложения осадков. Они считают, что в большинстве своем отложившиеся глинистые минералы являются обломочными и четко отражают характер размываемых пород. Главное исключение — это аутигенный глауконит. С точки зрения этих исследователей, глинистые минералы могут встречаться в любых условиях осадкообразования и нет генетической связи между обстановками осадконакопления и конкретными глинистыми минералами. Единственные изменения, допускаемые в этой концепции, заключаются во вторичной адсорбции и потере катионов (обмен оснований). Эти изменения не ведут к перестройке кристаллических решеток минералов.

Глинистые минералы, отложенные в дельте Миссисипи, не имеют существенных отличий от минералов, переносимых потоками в верховьях реки. Только в осадках самого внешнего, морского, склона дельты имеются слабые признаки того, что происходит превращение принесенного рекой монтмориллонита в иллит. Даже в этом случае предположение основано на косвенных данных, а именно на том факте, что иллит более обычен в этих илах, чем в илах, находящихся ближе к дельте. Косвенные данные привлекаются и для объяснения характера распределения глинистых минералов у Калифорнийского побережья. Ближе к суше, особенно вблизи реки Колорадо и Сан-Диего, в илах присутствуют примерно в равных количествах каолинит, монтмориллонит и иллит. В дальних прибрежных зонах содержание иллита увеличивается (до 40%), а содержание каолинита уменьшается (до 20%); отсюда делается вывод, что каолинит превращается в иллит. Нет сомнения в том, что седиментация дальше от берега идет медленнее, что обеспечивает длительное воздействие среды на осадочный материал, и обилие известковистых организмов в дальних илах прибрежья не способствует устойчивости каолинита. Однако нет уверенности в том, что все эти данные могут свидетельствовать о широких структурных и химических преобразованиях каолинита в иллит. Изменения в составе илов могут объясняться перемывом реликтовых глинистых осадков на дне моря или дифференциальным распределением привносимых обломочных частиц глинистых минералов.

В заливе Пария на северном прибрежье Южной Америки характер распределения глинистых минералов свидетельствует

о влиянии процессов флоккуляции. Ясно, что эти процессы играют большую роль в осаждении глин. При попадании в морскую воду глинистые частицы, взвешенные в пресной воде, обычно флоккулируют и образуют более крупные составные частицы. В водах залива иллит и каолинит, по-видимому, флоккулируют сразу же обычно в довольно крупные частицы, которые затем быстро осаждаются. Монтмориллонит флоккулирует слабее с образованием мелких частиц, которые осаждаются гораздо медленнее. Следовательно, при флоккуляции происходит постепенная сортировка глинистых частиц, так что осадки, богатые иллитом и каолинитом, приурочены к зонам с пресными и солоноватыми водами в краевых частях дельт, а осадки, богатые монтмориллонитом, — к участкам, где уже преобладает морская вода.

Климатические изменения в питающих провинциях также могут отражаться на составе глинистых минералов образующихся осадков, хотя эти изменения постепенны и распространяются на довольно мощную толщу осадков. В тех же случаях, когда в определенном горизонте толщи осадков отмечается резкое изменение состава глинистых минералов, его надо объяснять иначе. Эти изменения могут отражать, например, длительный перерыв в осадконакоплении, в течение которого произошли значительные изменения в характере питающей провинции, или смену одной питающей провинции другой.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Влияние морских условий на отложение ила заметно уже у берега, на континентальном шельфе и в более глубоких океанических бассейнах. Распределение илов неравномерное и контролируется рельефом дна, морскими течениями и размещением источника глинистых материалов. В дальних устьях крупных дельт таких рек, как Миссисипи и Ориноко, глины, отложенные в мелких морских водах, почти не отличаются по литологии от глин, отложенных в тех участках, где не сказывается влияние дельты.

В мелководных шельфовых участках накопления ила и алеврита скорость осаждения может быть настолько малой, что осадки могут быть существенно переработаны колониями разнообразных видов морских организмов. В результате образуются сложные пятнистые или биотурбационные текстуры.

Голубые или грифельно-серые терригенные илы широко распространены в современных морях и океанах. Зеленые илы, подобные илам бассейнов дальнего прибрежья Калифорнии, по-видимому, распространены гораздо шире, чем первоначально предполагалось. Их зеленая окраска обусловлена присутствием

зеленого иллита и монтмориллонита; хлорита и мелкозернистого глауконита в них немного. Для зеленых морских илов характерно высокое (около 7%) содержание органического вещества. Часто значительную часть этих отложений слагают раковины фораминифер, которые несут следы небольшого растворения. Зеленые глинистые сланцы и аргиллиты распространены в нижнепалеозойских отложениях Уэльса.

Морские глинистые осадки, образовавшиеся при размыве латеритных участков суши, обычно содержат много красных окислов железа. Полагают, что красящие окислы железа в красных илах западной Атлантики образовались за счет латеритного материала, вынесенного Амазонкой и Ориноко.

Черные и глинистые сланцы. В некоторых участках современных морей, там, где в придонных водах существует большой недостаток кислорода, отлагаются черные илы, содержащие много сохраняющегося органического вещества и углекислоты наряду с переменными количествами сероводорода. Глубина воды сама по себе не имеет значения для образования рассматриваемых осадков, так как основное условие их образования заключается в существовании застойных вод. Поэтому черные илы могут быть отложены почти на любой глубине — как в самых мелких лужах, так и в таких глубоких впадинах, как Черное море и глубокие норвежские фиорды, при условии, что придонные воды загрязнены и застойные. Дефицит кислорода в такой обстановке препятствует жизнедеятельности бентосных организмов, и остатки, которые могут быть обнаружены здесь, относятся к планктонным и нектонным организмам, которые после отмирания попадают сюда из лучше аэрированных поверхностных вод. Отсутствие бентосных организмов в такой обстановке, по-видимому, обусловлено в основном отсутствием достаточного количества кислорода, а не токсическим воздействием таких веществ, как сероводород или углекислый газ.

Древние черные глинистые сланцы, вероятно образовавшиеся в описанных условиях, встречаются довольно часто. Черные граптолитовые глинистые сланцы нижнего палеозоя пигментированы частично тонкорассеянными сульфидами железа и частично углистым веществом, причем количество углерода в некоторых слоях достигает 6%. Сажистая черная окраска пород может быть обусловлена присутствием гораздо меньших количеств углистого вещества, и многие анализы черных глинистых сланцев дают всего 0,5% углерода и 1—2% сульфида железа. Отсутствие или редкость каких-либо остатков донных организмов в этих отложениях при обилии остатков планктонных форм заставляет предполагать, что если поверхностные воды благоприятствовали развитию организмов, то придонные воды препятствовали их развитию.

Черные или темноокрашенные морские фации встречаются в различных палеозойских и мезозойских отложениях; встречающаяся в них фауна почти неизменно ограничивается планктонными формами. На северо-западе Европы девонские и каменноугольные гониатитовые глинистые сланцы и некоторые нижнеюрские темные битуминозные глинистые сланцы весьма однородны как по литологии, так и по экологии присутствующей в них фауны. Эти породы часто пиритоносны и нередко содержат немного битумов. Из-за способности этих пород распадаться в обнажении на тонкие пластины они получили название «бумажных сланцев». Донные организмы обычно отсутствуют, и фауна в основном представлена цефалоподами наряду с пластинчатожаберными, такими, как *Posidonia*, которая, как полагают, является биссусобразующей формой, прикрепляющейся к свободно плавающим цефалоподам или к плавнику.

В отличие от других глинистых сланцев черные сланцы обычно содержат повышенные концентрации таких второстепенных элементов, как уран, мышьяк, медь, молибден, свинец, ванадий и цинк. Ясно, что геохимические условия в таких специфических обстановках благоприятствовали осаждению этих элементов. Важную роль, вероятно, играла адсорбция элементов органическими комплексами и глинистыми минералами. В глинистых сланцах также концентрируются сингенетические сульфиды металлов, иногда в промышленных количествах. Из сульфидов пермских медистых сланцев и сланцев Марл, простирающихся от Польши до северной Англии, местами получали до 3,6% меди и 1% цинка. До 10% меди, присутствующей в основном в сульфидной форме, было обнаружено в двух горизонтах черных глинистых сланцев Нонсач (поздний кивино, докембрий) Мичигана (табл. 7.2).

Бурые (красные) глины. Среди всех абиссальных отложений наиболее широко распространены и наиболее характерны отложения, называемые бурыми красными глинами. Они образуются отчасти при разрушении пород и минералов на месте, но в основном за счет тонкого терригенного детритуса, перенесенного с шельфовых участков и переотложенного глубинными морскими течениями.

Их более старое название — красные глубоководные глины — сейчас считается вышедшим из употребления, так как обычно эти отложения имеют шоколадно-бурую окраску. Они встречаются во всех самых глубоких частях океанов; подсчитано, что в Тихом океане эти осадки покрывают почти 70 млн. км^2; они также широко развиты в Индийском океане и в самых глубоководных участках Атлантического океана; фактически они встречаются везде, где глубина вод превышает 4,5 км. Во влажном состоянии эти глины пластичны, но при высыхании затвер-

Таблица 7.2

Химические анализы глинистых пород

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*
SiO_2	49,83	29,82	43,05	40,40	30,11	53,71	71,39	34,60
Al_2O_3	15,30	12,16	18,52	33,50	42,29	13,73	18,05	13,90
TiO_2	1,44	0,48	0,78	7,00	5,83	—	—	0,55
Fe_2O_3	6,73	1,73	0,68	0,50	2,81	2,78	1,62	—
FeO	4,97	7,12	13,16	—	0,72	1,86	0,32	1,00
MgO	3,72	5,60	3,34	—	0,82	4,92	1,25	1,10
CaO	1,32	10,38	1,46	1,40	0,13	6,38	0,07	12,45
MnO	0,17	0,31	0,32	—	Следы	—	—	0,14
Na_2O	1,91	0,34	0,66	0,04	0,36	0,53	0,02	0,14
K_2O	2,66	1,74	1,43	0,25	0,26	3,84	3,07	1,63
H_2O^-	0,43	2,08	1,05	—	—	0,90	0,66	—
H_2O^+	3,92	4,06	6,03	—	16,53	3,61	—	4,84
P_2O_5	0,22	0,92	0,33	1,05	Следы	—	—	0,14
CO_2	0,13	10,57	6,18	—	—	—	—	10,80
$C_{орг}$	0,66	10,93	2,72	—	—	—	0,04	11,51
S	2,44	2,44	0,12	0,07	—	—	—	—
Cu	10,11	—	—	—	—	—	—	0,02
FeS_2	—	—	—	—	—	—	—	6,45
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,18

1 — сланцы Нонсач, докембрий, Мичиган; *2* — горизонт Пот-Клей-Марин, карбон, Дербишир; *3* — горизонт с пресноводными пелециподами, карбон, Дербишир; *4* — тонштейн, карбон, Файр; *5* — боксит, третичные отложения, округ Антрим; *6* — валунная глина, плейстоцен, Иллинойс; *7* — глины, мел, Иллинойс; *8* — сланцы Марл, пермь, Дарем.

девают и ведут себя почти как обычные глины. Содержание карбоната кальция в них не превышает 4%, хотя часто присутствует много кремнеземистых остатков организма и бурые глины могут постепенно сменяться радиоляриевыми илами. Обычно присутствуют спикулы губок и иногда остатки диатомовых водорослей. Минеральный состав бурых глин изменчив и зависит от места накопления: на юге Тихого океана широко распространены мельчайшие обломки основных вулканических пород; на севере Тихого океана преобладают обломки пемзы; на юге Атлантического океана в осадках преобладает кварц с примесью некоторого количества полевого шпата и глинистых минералов. Эти зерна частично образовались при разрушении и разложении фрагментов, возникших при вулканических извержениях, возможно подводных. Нужно особо подчеркнуть, что бурые глины

различны по составу и что последний варьирует в зависимости от источника поступающего материала; предполагается, что извержение Кракатау в 1883 г. оказало сильное влияние на состав абиссальных бурых глин Индийского океана. В некоторых участках Атлантического океана встречаются песчаные зерна, которые, вероятно, были привнесены иссушающим ветром харматтан из африканских пустынь.

В бурых глинах часто встречается филлипсит, которого иногда довольно много; содержание филлипсита совместно с другими цеолитами может составлять 50% осадка.

На поверхности бурых глин или под ней образуется множество диагенетических округлых и гроздьевидных железомарганцевых желваков, рассеянных по дну океанов; было подсчитано, что по меньшей мере 10% дна Тихого океана покрыто этими желваками. Размеры желваков варьируют; они встречаются как в виде пеллет диаметром несколько микрометров, так и в виде плит шириной несколько метров. Обычно желваки слоисты, что может быть результатом деятельности инкрустирующих песчаных фораминифер и грибов, группирующихся по периферии растущих желваков.

Эти желваки часто ассоциируются с многочисленными зубами акул и ушными костями китов. Обилие этих органических остатков свидетельствует об исключительно медленном накоплении осадков в этих наиболее глубоких участках, так как остатки вымерших видов часто смешаны с остатками ныне живущих видов; это свидетельствует о том, что мощность бурых глин, накопившихся с третичного времени, недостаточна для полного захоронения органических остатков. Помимо таких крупных компонентов бурые глины содержат продукты разложения алюмосиликатов, образовавшихся частично за счет обломков пород, рассеянных по океанам различными субаэральными, подводными течениями и вулканическими взрывами, и частично продуктами «выветривания» на месте пород, покрывающих морское дно: они могут рассматриваться как остаточные продукты, из которых выщелочена большая часть карбоната кальция и кремнезема.

Морские мергели и глинистые известняки. Морские мергели, глинистые известняки и известковистые глинистые сланцы часто представляют собой загрязненные известковистые органогенные отложения, близкие к мелоподобным мергелям мелового возраста юго-восточной Англии, которые своей известковистостью обязаны обилию пластинок и фрагментов кокколитов. В других случаях, например в мергелистых известняках лейаса, происходило частично хемогенное осаждение карбоната кальция на поверхности ила при его отложении или вскоре после него.

Бентониты. Бентониты — это глинистые породы со специфи-

ческими свойствами, развитые в основном среди меловых и ордовикских отложений Северной Америки. В свежем виде бентонит — светло-зеленая или бледно-зеленовато-желтая порода с изломом, похожим на излом плотного воска. Характерное свойство этой породы — значительная емкость обменных оснований.

Бентониты сложены в основном монтмориллонитом или родственными глинистыми минералами, очень мелкокристаллическими, что обусловливает большую удельную поверхность породы. Большинство бентонитов также содержит небольшие частицы ортоклаза, плагиоклаза, биотита и некоторых акцессорных минералов изверженных пород. В шлифах бентонитов видны реликты пемзы с характерным пирокластическим строением. Считают, что бентониты образуются при девитрификации стекловатых вулканических пеплов. Меловые бентониты Арканзаса переслаиваются с вулканическими туфами, сложенными угловатыми обломками трахита; несомненно, это продукт изменения трахитового стекла, которое первоначально было отложено в виде пемзового пепла. Бентониты Блэк-Хилла в Южной Дакоте, по-видимому, образовались за счет андезитовых пеплов.

В процессе изменения вулканического стекла в бентонит девитрификация сопровождается определенными изменениями химического состава. Почти полностью удаляются щелочи, которые в большом количестве присутствовали в полевошпатовых стеклах. Выносится также значительная часть кремнезема. Увеличиваются содержания гидратной воды, магния и железа.

Бентониты обычно лишены окаменелостей, но они постоянно переслаиваются с морскими осадками и почти несомненно отложились в соленых водах. Отдельные пласты имеют небольшую мощность — от трех сантиметров до одного метра, но, несмотря на это, выдержаны по простиранию и развиты на огромных площадях. Месторождения бентонита находятся в меловых отложениях западной части Северной Америки и в ордовикских отложениях Аппалачского района. Вероятно, некоторые породы, описанные как фуллеровы земли в силурийских, юрских и меловых отложениях Англии и Уэльса, в действительности следует относить к бентонитам, в частности нижнемеловые фуллеровы земли южной Англии. Линзы и пропластки бентонитов находят в каменноугольных морских и пресноводных толщах северной Англии и Шотландии. Некоторые из этих бентонитов, вероятно, образовались путем разложения отложенных в воде туфов на месте, в других случаях можно предполагать образование бентонитов при отложении уже готовых монтмориллонитовых глин, образовавшихся при эрозии выветрелых вулканических пород.

ПРЕСНОВОДНЫЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Глины ледниковых озер. Глины ледниковых озер сложены в основном продуктами физического разрушения материнских пород, раздробленными до размера тонкого порошка или горной муки. В Швеции, где в плейстоцене имела место значительная ледниковая эрозия кристаллических пород, горная мука — главный компонент многих озерных отложений.

Глинистые осадки, отложенные из суспензии в холодных водах ледниковых озер, обычно характеризуются хорошо выраженной тонкой слоистостью, это *ленточные глины (варвы)*. Считают, что каждый двойной слой или каждая лента в этих отложениях представляют собой осадок, отлагающийся в течение одного года; это предположение основано на данных о скорости осадконакопления в ледниковых озерах. Осадочный материал вносится в озеро только в теплое время года, когда лед тает. При этом крупные зерна оседают быстро, а тонкий материал очень медленно; это происходит отчасти потому, что в чистых ледниковых водах флоккуляция отсутствует, а отчасти потому, что вязкость воды близ точки ее замерзания значительно возрастает. Полагают, что осаждение тонких обломочных частиц продолжалось все зимнее время в озерах, покрытых льдом, которые не промерзали до дна. Таким образом, крупнозернистые (обычно алевритовые) осадки летнего слойка кверху постепенно сменяются очень тонкозернистым зимним слойком, который резко сменяется крупнозернистым материалом следующего летнего слойка.

Озерные глины и илы. Озерные глины и илы обычно содержат много глинистых минералов наряду с органическим веществом. Илы, отложенные в краевых частях озер, очень богаты углистыми остатками, тогда как в глубоких центральных частях озер значительную долю осадков могут составлять остатки планктонных водорослей. Водоросли, вероятно, представляют собой исходный материал керогенных компонентов многих тонкослоистых озерных горючих сланцев, таких, как сланцы формации Грин-Ривер (эоцен) в США и группы Ойл-Шейл (карбон) в Шотландии. Илы некоторых озер высококремнеземистые из-за обилия в них остатков диатомовых водорослей. Такие диатомовые отложения обычны в послеледниковых озерах Великобритании особенно там, куда поступало мало терригенного материала.

Тонкая слоистость характерна для отложений спокойных глубоких участков озер. Слойки часто представляют годовую или сезонную порцию осадка, однако они могут образоваться при быстром отложении осадка из небольших турбидитовых потоков.



Рис. 7.5. Тонштейн, угленосная пачка, северная Англия.

Светлые кристаллы и червеобразные агрегаты (с характерным внутренним строением) каолинита погружены в матрикс из тонкозернистого углистого вещества и глинистых минералов, представленных преимущественно каолинитом, окрашенным органическим веществом. Николи скрещены, увеличение 100.

Большинство глин, вероятно, состоит из смеси глинистых минералов, однако известны каолинитовые глины, таковы, в частности боллклеи (комовые глины) в юго-западной части Англии. Олигоценовые озерные отложения Бови-Трейси и Петрокстоу сложены обломками каолинизированных пород и растительным детритом, снесенными потоками, дренировавшими Дартмурскую возвышенность. По краям озера в обширных песчанистых дельтах отложился кварцевый материал, а более тонкий глинистый материал и растительные остатки выносились дальше в озеро с образованием пластов белых керамических глин и лигнита.

В каменноугольных слоях графства Эр в Шотландии были описаны озерные бокситовые глины (т. е. содержащие значительные количества гидроокислов алюминия); эти глины, вероятно, образовались в результате размыва бокситов, образовавшихся на латеритизированных базальтах. Гидроокислы алю-

минния редко встречаются в переотложенных глинах; подавляющее большинство бокситовых глин относится к остаточным образованиям.

Тонштейны. Тонштейны представляют собой светло-бурые богатые каолинитом плотные породы, ассоциирующиеся с угленосными толщами. Пласты этих глин имеют мощность в среднем 5 см (максимум до 2 м) и обычно залегают непосредственно на угольном пласте или тонко переслаиваются с углями. Многие пласты глин прослеживаются на больших площадях и служат маркирующими горизонтами. В шлифах видно, что каолинит представлен крупными червеобразными кристаллами или пластинчатыми зернами, микрокристаллическими агрегатами или криптокристаллической основной массой (рис. 7.5 и табл. 7.2). Присутствуют также иллитовые и смешанные каолинит-иллитовые зерна наряду с редкими вкрапленниками других обломочных материалов.

Генезис этих пород неясен. Некоторые авторы предполагают, что каолинит является обломочным материалом, образовавшимся за счет размыва глубоко выветрелых гранитоидных пород. Другие авторы отдают предпочтение гипотезе образования тонштейнов путем изменения вулканического пепла на месте, о чем якобы свидетельствует их широкое площадное распространение. Такое изменение требует кислой среды с pH 3,5 — 7,0. Разложение материалов возможно под воздействием гумусовых кислот, концентрировавшихся в горизонтах, богатых растениями. Преобразованию материала в каолинит, возможно, способствовали биохимические процессы при участии микроорганизмов (бактерий и водорослей) в условиях колебания зеркала вод.

Тонштейны следует отличать в генетическом отношении от *обломочных глинистых пород*, которые также ассоциируются с угленосными толщами и содержат 50 — 90% каолинита, большая часть которого имеет аутигенное происхождение. Отличить эти породы можно по брекчиевым текстурам течения, которые, как полагают, возникают в результате постседиментационного уплотнения.

Пресноводные мергели и мергелистые известняки. Пресноводные мергели и мергелистые известняки — это отложения, промежуточные по составу между глинами и известняками, охватывающие ряд горных пород между известковистыми глинами и глинистыми известняками. Количество известковистого вещества, смешанного с глинистыми и алевритовыми частицами, составляет 40—60%. Степень литификации этих пород различна и не обязательно зависит от возраста, так что граница между мергелистым известняком и мергелем весьма субъективна. Многие из красноцветных отложений пермо-триаса в северном полушарии являются настолько мягкими и легко выветриваю-

щимися, что к ним больше подходит название «мергели». Эти пласты обычно массивные и линзовидные. Они, видимо, быстро отложились в мелких озерах, возможно при воздействии ветра. В противоположность этим породам большая часть эоценовых озерных отложений формации Грин-Ривер представлена твердыми породами, которым больше соответствует название «мергелистые известняки».

Иногда мергели накапливаются в озерах в результате развития растительности, особенно известковых водорослей. Лучшим примером таких отложений являются мергели формации Грин-Ривер. Если вода насыщается углекислым кальцием, то извлечение водорослями углекислоты приводит к образованию хемогенного осадка, который может отлагаться в виде карбонатного ила. Харовые водоросли накапливают маломагнезиальный кальцит в своих тканях и таким путем строят почти чистый известковистый скелет. В большинстве озерных мергелей образованный таким путем карбонат кальция смешивается с глинистыми осадками, растительными остатками и известковистыми раковинами. В слоях Бембридж и Хидон (третичные отложения) в южной Англии встречаются пресноводные мергели с остатками *Chara*, а также *Limnaea, Viviparus* и *Planorbis*.

Лёссы. Чисто обломочные тонкозернистые эоловые осадки известны под названием лёссы. Они очень широко развиты в Китае, Северной Америке и на севере Европы. Лёссы резко отличаются от большинства илов и глин, отложенных в водной среде, по составу они сложены обломками породообразующих минералов, а глинистые минералы присутствуют только в подчиненных количествах или их вообще нет. Частицы в лёссах имеют резко угловатые формы и, вероятно, представляют собой продукт механического дробления пород в месте их залегания под воздействием льда или прерывистых почвообразующих процессов. Большей частью эти образования в обширных плейстоценовых отложениях северного полушария очень сходны с тонкозернистыми ледниковыми осадками и, по-видимому, представляют собой зандровые отложения ледников и ледниковых покровов. С другой стороны, можно думать, что самые тонкие обломки образовались при ветровой абразии в пустынях Центральной Азии и западной Америки, выдувались из пустынных районов и накапливались в районах, покрытых растительностью, особенно травянистой, в степях или прериях, с образованием лёссоподобных отложений. Лёссы Китая и Европы представляют собой тонкозернистые известковистые алевриты или глины без слоистости, однородные по структуре. Это довольно мягкие, крошащиеся в руках породы. Однако они очень устойчивы к размыву, возможно, из-за однородности и часто образуют вертикальные стенки высотой в десятки метров. Это свойство лёсса

усиливается из-за многочисленных вертикально расположенных тонких каналов, выполненных карбонатом кальция; предполагается, что эти каналы оставлены корешками растений.

Лёссы Центральной Европы большей частью эоловые, образовались путем переотложения тонкозернистых ледниковых илов, первоначально отложенных в воде, а затем, после осушения, перенесенных ветрами нередко на довольно возвышенные участки суши. Однако часть так называемых лёссов северной части Франции, Бельгии и юго-восточной Англии представляет собой лёссовые материалы, переработанные солифлюкционными процессами и дождевыми стоками, и они описываются преимущественно как *кирпичные глины.* Сходные с лёссами отложения *суглинков* широко развиты в долине Миссисипи и в других районах США.

ПОЧВЫ

В большинстве районов Земли минеральные остатки выветрелых пород смешиваются с органическими веществами, особенно с теми, которые образовались из остатков растений. Деятельность животных и растений и воздействие органических растворов приводят к изменению текстуры и состава этих смесей с образованием почв. В любом районе характер почвы контролируется природой подстилающей породы, климатом и рельефом. Влияние материнских пород особенно сильно сказывается на ранних стадиях выветривания, это хорошо можно видеть в районах распространения незрелых почв в Великобритании.

Климат всегда оказывает большое влияние на эффективность выветривания, на биологические факторы, участвующие в почвообразовании, и особенно на характер распределения растворимых веществ в почве. Установлено, что в районах распространения хорошо выраженных почвенных профилей, например в восточноевропейских странах или в центральной части США, влияние материнских пород очень невелико и обычно в пределах определенных климатических поясов на обширных площадях развиты однородные почвы. Влияние рельефа проявляется в районах с заметно пересеченным рельефом. Эрозия верхних слоев частично сформированных почв препятствует развитию полного профиля, и в них всегда присутствует некоторая часть не полностью выветрелого материала, и сильно сказывается влияние материнской породы. В пенепленизированных районах на обширных площадях развиваются однородные почвы.

Почвообразующие процессы. Выветривание, которое способствует образованию минеральной основы почв, — это первая и, возможно, самая важная стадия почвообразования. Однако с точки зрения почвоведения (почвоведение, или педология, —

наука о почвах) остаточные вещества, образуемые при выветривании, можно рассматривать не более как исходные материалы, так как полностью развитой почве присущи специфические структуры и физические свойства, резко отличающие ее от чисто остаточных образований. Самые важные из этих свойств зависят от наличия сложной системы коллоидальных веществ, как органических, так и неорганических, благодаря которым в почве могут сохраняться значительные количества влаги и обменных оснований.

Органические вещества, образовавшиеся в основном за счет растений, а также частично за счет живых организмов, накапливаются на поверхности, а минеральные вещества накапливаются под ними в результате процессов выветривания; результирующая смесь органических веществ и минеральных остатков претерпевает некоторые дальнейшие изменения, которые ведут к образованию почвенного профиля, отличающегося от любых недифференцированных остаточных отложений.

Почвенный покров, залегающий на материнской породе, обычно состоит из нескольких слоев или горизонтов, различающихся между собой по структуре и составу. Последовательность этих горизонтов от невыветрелой породы до поверхности называется *почвенным профилем.* Наблюдаемые между последовательными горизонтами почвенного профиля различия обусловлены не только увеличением зрелости почвы по мере приближения к поверхности, но также селективным перераспределением минерального и органического вещества, осуществляемым водой, мигрирующей через почву.

В почвах с нормальным дренажем вода просачивается вниз в течение дождливых периодов и поднимается кверху в периоды засухи, когда испарение на поверхности превышает количество осадков. Во влажном климате, как, например, на Британских островах, вода мигрирует преимущественно книзу, так что растворимые соли, коллоиды и мелкие минеральные частицы обычно удаляются из приповерхностной части, известной как горизонт А, и переносятся в нижние части почвы. Этот процесс известен как образование *элювия.* Растворимые соли полностью выносятся грунтовыми водами, однако некоторые коллоиды, особенно состоящие из тончайших минеральных частиц, большей частью отлагаются в пределах почвы на определенном нижнем уровне, который известен как *иллювиальный горизонт.* Элювиальный процесс такого типа ведет к образованию тяжелых глинистых подзолов с песчанистой или известковистой супесью в верхних слоях профиля. Степень проявления этого процесса зависит от дисперсности почвенных коллоидов в элювиальном горизонте и тормозится в тех почвах, в которых поверхностные условия не благоприятствуют диспергации. Так, например, присутствие

обменного кальция сохраняет глинистые коллоиды в флоккулированном состоянии и предотвращает их диспергацию и переход в подвижную форму, следовательно, образование элювия может стать эффективным только после удаления кальция из почвы.

Удаление из элювиального горизонта растворимых веществ во влажном климате ведет к переносу этих материалов до уровня грунтовых вод, и верхние слои почвы выщелачиваются. В первую очередь при этом процессе удаляются карбонат кальция и соли натрия и калия. Этот процесс называется подзолообразованием.

В засушливом и полузасушливом климате, особенно в тех случаях, когда уровень грунтовых вод находится близ дневной поверхности, интенсивное испарение обусловливает миграцию почвенных вод кверху и процесс образования элювия действует в направлении кверху, а не книзу. В результате в некоторых районах мы находим, что растворимые соли вместо того, чтобы выноситься из почв, концентрируются в приповерхностных частях, приводя к образованию засоленных почв. К поверхности мигрируют также карбонат и сульфат кальция, силикаты щелочей и соединения железа, которые образуют твердые цементирующие корки из известняка, гипса, кремнезема или окислов железа. Мощность таких твердых корок может достигать нескольких метров. Известковые корки обычно называются *каличе* или *калькреты,* хотя не все они имеют одинаковое происхождение. Некоторые из них образуются и при просачивании вод книзу в наземных и прибрежных обстановках. Соли могут осаждаться в виде жилок, оболочек на зернах, конкреций и тонких пропластков в верхней части почв. Некоторые почвы обогащены включениями карбонатов. В климатах с чередованием сезонов дождей и засухи процессы образования элювия, направленные вверх и вниз по профилю, также чередуются. Так как некоторые компоненты осаждаются окончательно, а другие мигрируют вверх и вниз в соответствии с чередующимися движениями почвенных вод, то могут образовываться довольно сложные и резко специализированные почвы.

Когда уровень грунтовых вод высокий, а нижние почвенные слои насыщены, так что существует восстановительная среда, то имеет место процесс оглеения. Этот процесс приводит к образованию пятнистой, бурой, оливково-серой и серовато-синей окраски; при этом к почве добавляются различные количества аморфного органического вещества, закисного железа и солей.

Подзолистые почвы. Это желтые, бурые и бледно-серые кислые почвы, из которых в результате интенсивного выщелачивания вынесены щелочи и щелочные земли. Их средняя мощность обычно менее одного метра. Подзолы и почвы близких к ним типов покрывают огромные площади в СССР и на севере Евро-

пы, а также в Канаде и северо-восточной части США. Таким образом, подзолы приурочены к зоне влажного климата, расположенной южнее зоны тундр.

При формировании типичного подзола из поверхностной части профиля выщелачиваются растворимые вещества и карбонаты кальция, а силикаты гидролизуются с образованием коллоидных глинистых минералов, гидроокислов железа и различных растворимых солей. Интенсивное выщелачивание приводит к удалению всех минералов, кроме первоначально присутствовавшего кварца, так что образуется осветленный песчанистый горизонт, который в приповерхностных частях смешивается с черным торфянистым материалом. Гумус в значительных количествах обычно выносится в нижние горизонты наряду с другими продуктами выщелачивания. Глинистые минералы, окислы железа и гумус обычно концентрируются в подпочве и могут образовывать твердые горизонты. Эти горизонты могут оказаться водонепроницаемыми, так что пути развития почвы изменяются.

Итак, в типичном подзолистом профиле выделяются три горизонта:

Горизонт А — темный торфянистый поверхностный слой, подстилаемый осветленным кварцевым песком.

Горизонт В — подпочва, обогащенная гумусом, глинистыми минералами и окислами железа (иллювиальный горизонт).

Горизонт С — дезинтегрированная материнская порода.

Терра-росса (красная земля) — это разновидность подзолистой почвы, характеризующаяся красной окраской. Такие почвы покрывают большие поверхности в юго-восточной части Европы по берегам Адриатического моря, где подстилающие породы представлены преимущественно известняками.

Эти почвы сложены глинистыми минералами и небольшим количеством окислов железа, а в верхней части в них присутствует немного светлоокрашенного гумуса; карбонат кальция обычно встречается только в виде твердых остатков нерастворенных известняков. Хотя в этом районе известняки белые, они все же содержат примесь железа, что можно показать, растворив большую пробу известняка в слабой кислоте. Полученный таким образом нерастворимый остаток обычно не имеет красного цвета, а характерную окраску терра-росса, по-видимому, приобретает в результате изменений, происходящих в остаточном материале после его высвобождения из известняков. Там, где условия климата и рельефа благоприятствуют накоплению таких остаточных глин, они залегают на известняках, однако наиболее характерны эти образования для районов средиземно-

морского умеренного климата. Во влажных районах, где много дождей, терра-росса на месте не накапливается, так как все остаточные образования смываются сразу же, как только появляются, но они накапливаются в неглубоких воронках и на дне пещер, в которые они приносятся дождевыми стоками.

По всей вероятности, красные глины с кремнями, встречающиеся в некоторых районах в юго-восточной Англии, представляют собой, по существу, остаточные отложения, образовавшиеся за счет мелоподобных пород, и они генетически родственны терра-росса.

Латериты и бокситы. Латериты и бокситы с тонким покровом верхнего почвенного слоя представляют собой конечный продукт выветривания и образуются в окислительных условиях в районах со слабо или умеренно расчлененным рельефом, характеризующихся минимальной эрозией. Климат должен быть теплым или даже субтропическим с температурами более 25°С. Количество осадков почти постоянно должно превышать испарение и должно происходить постепенное выщелачивание кремнезема и щелочных ионов наряду с разрушением гумуса микрофлорой. Латериты и бокситы легче образуются на породах, богатых алюминием, так как алюминий селективно удерживается в них. Гидроокислы алюминия в этих образованиях представлены гиббситом, диаспором и бемитом; эти минералы преобладают в высококачественных бокситах. В латеритах, латеритных и бокситовых глинах в переменных количествах содержатся глинистые минералы, каолинит и окислы железа. Содержание красных и бурых окислов железа в латеритах иногда составляет более 25%, и такие породы могут рассматриваться как железные руды. В Юго-Восточной Азии окислы железа часто встречаются в виде пеллет, сфер и конкреций, включенных в основную массу, сложенную в основном каолинитом. На обнаженной поверхности латериты имеют шлаковидный пористый облик и брекчиевые текстуры, образуемые при обрушении и повторной цементации приповерхностных корок.

Бокситы и латериты широко распространены в районах влажных тропиков и субтропиков. Они известны в Бразилии, на Ямайке, в Индии и Западной Африке. Проявления бокситовых почвенных образований или пород отмечались в умеренных широтах, например на северном побережье Средиземного моря, однако латериты никогда не встречаются в районах с длительным холодным зимним периодом. В Индии латериты покрывают обширные участки распространения деканских базальтов, хотя они также встречаются на гнейсах и других породах. В Западной Африке бокситы и латериты встречаются на кристаллических сланцах, в Восточной Африке — на вулканических породах и гнейсах, в Южной Африке — на сланцах, песчаниках и

гранитах, тогда как на Ямайке и в Югославии материнские породы представлены известняками.

Для бокситов характерна пизолитовая текстура. Эта текстура образуется на последних стадиях бокситизации и, по-видимому, создается при перекристаллизации полевого шпата материнской породы.

Почвы умеренно влажных и полузасушливых районов. В районах с умеренным и холодным климатом, где количество ежегодных осадков составляет 250—600 мм, количество дождевых осадков примерно соответствует испарению. В поверхностных слоях эффективного выщелачивания не происходит и поэтому растворимые продукты выветривания, в том числе и растворимые соли, обычно остаются в почве. Таким путем обычно накапливаются в почвах карбонат кальция и гипс, встречаются и другие карбонаты, сульфаты и соли. В течение сухих сезонов вода поднимается сквозь поры к поверхности почвы, где она испаряется и отлагает растворенные в ней соли. В случае присутствия в водах бикарбоната кальция, сернокислого кальция, коллоидов или растворимых солей железа или кремния в верхней части почвы обычно образуются конкреционные структуры, и все эти вещества накапливаются совместно и уже не выносятся снова в течение влажного сезона. В общем глинистые фракции таких почв насыщены основаниями, обычно кальцием, и вследствие этого дают слабощелочную реакцию.

Черноземы России своим черным цветом обязаны присутствию в них темного органического вещества, содержание которого обычно составляет 8—10%. Растворимые соли выщелачиваются из типичных черноземов, однако карбонат кальция и гипс удаляются только отчасти, и, как правило, образуют конкреционные скопления на некотором уровне. Почвы такого типа характерны для обширных равнинных степей СССР, где материнскими породами почв служат в основном лёссы, хотя такие почвы могут образоваться и на других породах, например на юрских глинах, мелоподобных породах или гранитах. Черные почвы встречаются в других районах в похожих климатических условиях — в ФРГ и на Великих равнинах США.

Черные землистые почвы, или регур, в Индии развиты на деканских базальтах в теплых климатических условиях, без длительных и суровых зим, характерных для американских и европейских равнин. Эти почвы содержат известковистые конкреции (kunkar — канкер) и близки к черноземам, за исключением меньшего содержания органического вещества. Сходные черные землистые почвы встречаются также в Кении и в других районах Африки.

Каштановые почвы получили свое название из-за темно-бурой окраски, которая, по-видимому, обусловлена примесью орга-

нического вещества, а не окисного железа. Эти почвы развиты в отдельных районах СССР и Северной Америки, в которых климат несколько суше, чем в районах развития черноземов. Почвы этого типа содержат меньше органического вещества, чем черноземы, развитые в тех же широтах, а конкреции карбоната кальция в них концентрируются ближе к поверхности.

Почвы засушливых районов. Для районов с ежегодными осадками менее 250 мм характерны светло-серые, бурые и красные щелочные почвы. Более светлая окраска этих почв обусловлена их бедностью органическим веществом, содержание которого часто менее 1%. Карбонат кальция и гипс накапливаются на небольшой глубине, причем скопления гипса обычно расположены ниже скоплений карбоната. В этих почвах обычно присутствуют соли натрия. Там, где уровень грунтовых вод расположен близко к поверхности, растворимые соли выносятся к ней по системе капилляров и все более концентрируются по мере испарения воды. Таким путем на поверхности или в приповерхностных слоях образуются выцветы из растворимых солей и желваковые скопления или инкрустации кальцита и гипса.

В засоленных почвах (солончаках) преобладает хлористый натрий, который образует белые кристаллические выцветы на поверхности в течение засушливых периодов. Эти почвы наиболее распространены в засушливых и полузасушливых районах Туркмении на юге СССР, в бассейне Мертвого моря и в западных районах Северной Америки. В засоленных почвах обычно присутствует сернокислый натрий, который в некоторых районах преобладает среди других солей, как, например, в «белых щелочных» почвах Северной Америки.

Щелочные почвы содержат также карбонат натрия, а вследствие полной диспергации глинистой части почвы в них развиваются уходящие на глубину трещины усыхания; эти трещины придают почве характерную призматическую отдельность. К этому же типу почв относятся черные щелочные почвы засушливых районов западной части Северной Америки. Близкие почвы встречаются в Венгрии и на Украине.

ПАЛЕОПОЧВЫ

Некоторые разновидности древних осадочных пород имеют характерные признаки, по которым их можно отнести к продуктам почвообразующих процессов. Латеритные и бокситовые почвы покрывают выветрелые каменноугольные и третичные основные лавы Шотландии и Северной Ирландии. Горизонты каличе широко распространены в древних красных песчаниках и в нижнекаменноугольных красноцветных молассовых толщах в северном полушарии. Оподзоленные профили встречаются в ка-

менноугольных речных дельтовых толщах; наиболее типичны среди них подугольные глины, огнеупорные глины и ганистер, иногда называемые общим термином «подстилающие слои» (seatearths).

Подугольные и огнеупорные глины. Некоторые исследователи предполагают, что эти глины являются продуктами выветривания аргиллитов или глинистых сланцев, причем их изменение происходило под действием разных субаэральных процессов выщелачивания во влажном климате и кислой среде. Другие исследователи предполагают, что повсеместное выветривание пород разного состава приводило к образованию почвенных коллоидов, коллоидального кремнезема и глиноземистых гелей, которые затем переносились в бассейн аккумуляции и перекристаллизовывались с образованием глинистых пород.

Подстилающие и огнеупорные глины — это бледно-серые или темно-серые породы с углистым веществом. В них часто отсутствуют внутренние текстуры, хотя могут быть развиты зеркала скольжения. Содержание элементов примесей уменьшается в верхних частях пластов, вероятно, вследствие выщелачивания. На верхнекаменноугольных месторождениях угля Йоркшира и Дарема сводный профиль палеопочвы следующий:

Верхний горизонт — обычно углистый с прослоями витрена, иногда слоистый; присутствуют растительные остатки и корешки.

Средний горизонт — неслоистая глина с корешками растений и углистыми примазками; обычны зеркала скольжения; в основании часты желваки железистого карбоната.

Нижний горизонт — переходная зона более крупнозернистого материала с редкими корешками растений, переходящая книзу в слоистые глинистые сланцы.

Каолинитовые пачки, пучки и скопления, ассоциирующиеся с кварцем, иллитом и хлоритом, — главные неорганические компоненты, которые тесно смешаны с различными остатками грибов, бактерий, водорослей и другими органическими веществами. Типичные анализы этих глин приведены в табл. 7.3.

Каолинит присутствует в виде тонкозернистого матрикса вместе с карбонатом железа и лимонитом, а также в виде крупных червеобразных выделений с признаками замещения диаспором и другими гидроокислами алюминия. Крупные каолинитовые агрегаты имеют пизолитовую или желваковую текстуры, вероятно унаследованные от более раннего диаспора.

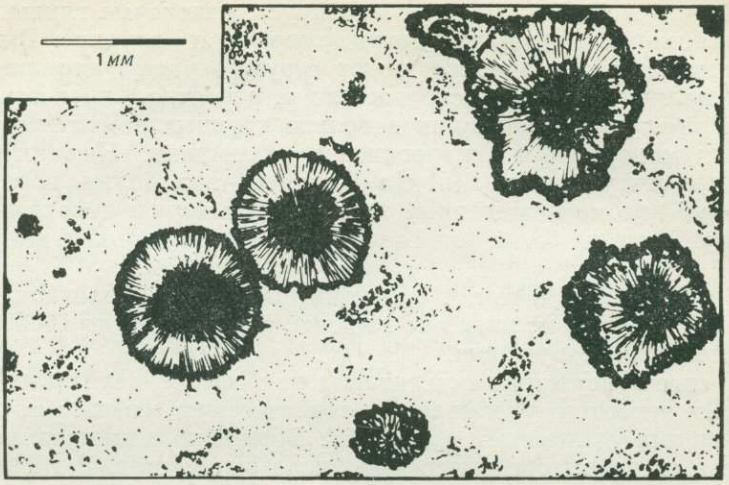


Рис. 7.6. Огнеупорная глина, карбон, центральная Шотландия.

Светлый агрегат из гидроокислов алюминия, небольшого количества глинистых минералов и мелкого алеврита. Конкреции сферосидерита образовались в результате вторичного осаждения железа. При одном николе.

Таблица 7.3

Химические анализы верхнекаменноугольных палеопочв, Великобритания

	1	*2*	*3*
SiO_2	59,10	44,89	73,39
TiO_2	0,91	0,96	0,98
Al_2O_3	22,88	32,95	15,54
Fe_2O_3	2,69	2,31	0,45
FeO	—	—	1,49
MgO	1,80	0,94	0,73
CaO	0,26	0,25	0,28
MnO	0,01	0,02	0,02
Na_2O	0,71	0,03	0,25
K_2O	3,87	1,55	2,04
P_2O_5	0,03	Следы	0,05
H_2O^-	1,13	3,93	0,52
H_2O^+	—	11,21	4,09
$C_{орг.}$	2,53	0,58	0,19
CO_2	—	—	0,18

1 — месторождение Торнклиф, угольный бассейн Ист-Мидленде; *2* — месторождение Станнингтон, угольный бассейн Ист-Мидленде; *3* — месторождение Баршем, угольный бассейн Северного Уэльса.

Пластичность глин сильно варьирует; некоторые глины весьма пластичны, тогда как другие твердые и хрупкие. Высокопластичные разновидности имеют серую окраску, характеризуются наличием зеркал скольжения и, вероятно, представляют собой продукт литификации довольно крупных комплексов глинистых минералов и гидроокислов алюминия. Непластичные твердые огнеупорные (flint clay) глины — это белые породы с гладким изломом, лишенные зеркал скольжения; вероятно, они образовались из более тонкозернистых коллоидальных комплексов.

Следует знать о том, что огнеупорная глина характеризуется высокой огнеупорностью, она выдерживает нагрев до 1600°С без плавления и разрушения.

Частое присутствие сидеритовых или сферосидеритовых желваков и агрегатов указывает на генетическую связь с почвообразующими процессами (рис. 7.6). Возможно, выщелачивание железа из почвы органическими кислотами составляло главный механизм концентрации железа на уровне грунтовых вод, где преобладали восстановительные условия.

Глава 8

ИЗВЕСТНЯКИ

В состав известняковых пород входят немногие минералы; почти все разнообразие в свойствах и внешнем облике известняков обусловлено бесконечными вариациями органогенных и других текстур, образуемых этими минералами. *Кальцит* — устойчивая при обычных температурах форма карбоната кальция; кальцит может рассматриваться как главный породообразующий минерал известняков. *Арагонит* — это такая форма карбоната кальция, которую он обычно принимает при неорганическом осаждении из морской воды. Осаждению арагонита вместо кальцита благоприятствуют теплые воды, высокая соленость и обилие сульфат-ионов в растворе. Такие условия обычно имеют место в участках теплых течений морей и океанов. Воды, богатые сульфат-ионами и захваченные осадками, могут способствовать более длительному сохранению арагонита в отложениях. Арагонит является неустойчивым (метастабильным) минералом и при обычных температурах и давлениях легко превращается в более устойчивый кальцит. В древних известняках арагонита обычно нет, а некоторые раковины, которые первоначально были сложены этим минералом, либо выщелочены, либо замещены крупнокристаллическим (шпатовидным) кальцитом. У большинства организмов раковины сложены либо кальцитом, либо арагонитом, и, за исключением некоторых моллюсков, эти два минерала не встречаются совместно в одной раковине. Даже в сложно построенных раковинах моллюсков кальцит и арагонит слагают самостоятельные слойки, но никогда кристаллы этих минералов не образуют тонких срастаний.

Магний обнаруживается во многих раковинах, хотя в них не встречаются отдельные кристаллы магнезита или двойного карбоната — доломита. Обзор большого числа химических анализов показывает, что магний содержится только в очень небольшом количестве (менее 1%) в скелетных частях организмов, состоящих из чистого арагонита, хотя магний в значительно большей степени совместим с кальцитовой решеткой. Среди магнезиально-кальцитовых раковин наименьшие содержания магния характерны для раковин видов, обитающих в холодных водах. При температурах воды, близких к температуре замерзания, содержание $MgCO_3$ в скелетных частях обычных беспозвоночных колеблется от 0 до 6%, тогда как при температурах

воды 15°С и более содержание $MgCO_3$ часто превышает 11% и иногда достигает 40%. Кальцит, содержащий менее 6% $MgCO_3$, называется *низкомагнезиальным кальцитом,* а более 11% $MgCO_3$ — *высокомагнезиальным кальцитом.* Закисное железо также может входить в кальцитовую решетку, приводя к образованию группы минералов, известных как *железистые кальциты.*

Зерна *доломита* $CaMg(CO_3)_2$ содержат более 40% $MgCO_3$, т. е. больше, чем зерна самого высокомагнезиального кальцита. Однако общее содержание $MgCO_3$ в известняковой породе может не достигать таких величин, чтобы в ней возник доломит. В палеозойских и мезозойских породах доломитовые ромбы встречаются уже при содержании $MgCO_3$ всего 2—3%. Метастабильные высокомагнезиальные кальциты теряют, вероятно, со временем магний, и в результате каким-то, пока еще неясным, путем образуется немного доломита.

Существует полный изоморфный ряд между доломитом и ферродоломитом $CaFe(CO_3)_2$ с замещением ионов магния на ионы двухвалентного железа в любых соотношениях. Размеры ионных радиусов магния и двухвалентного железа очень близки, и это облегчает изоморфное замещение. Ферродоломит редко присутствует в известняках, но часто встречаются стабильные карбонаты, промежуточные по составу между доломитом и ферродоломитом. Эти минералы называются *железистыми доломитами* или *анкеритами;* их теоретическая формула $Ca_2MgFe(CO_3)_4$ или $Ca_3(Mg_2Fe)(CO_3)_6$.

Большей частью железистые кальциты и железистые доломиты присутствуют в известняках в виде цемента и обычно образуются на последних стадиях цементации. Эти минералы могут осаждаться либо непосредственно из растворов, либо образовываться путем замещения ионов в более ранних нежелезистых минералах цемента.

В известняках фосфатные минералы иногда встречаются как первичные составные части скелетов организмов, как, например, роговых (horny) брахиопод или ракообразных; кроме того, они встречаются в виде раннедиагенетических или вторичных конкреций и образований замещения. Главный фосфатный минерал обычно предстаавлен *коллофатом,* относящимся к ряду гидроксилапатит — фторапатит.

Акцессорные компоненты известняков представлены помимо фосфатов широким рядом различных минералов. Обычны для известняков мелкие зерна аутигенного кварца, реже встречается аутигенный альбит. Микросферолитовый пирит особенно часто замещает обломки кальцитовых раковин. Глинистые минералы групп кандита и иллита также неравномерно распространены, причем частично они, по-видимому, являются аутигенными, а частично образуются в результате вторичного осаждения в по-

рах и пустотах. Глауконит встречается во многих известняках, иногда в значительных количествах, как в виде конкреционных агрегатов и псевдоморфоз замещения, так и в виде окатанных водой зерен.

Обычно присутствуют неизвестковистые органические остатки, причем среди них наиболее распространены кремнеземистые спикулы губок и скелеты радиолярий. Некоторые из этих остатков могут подвергаться растворению и затем повторно осаждаться в виде кремней.

Чистые известняки и доломиты — это белые или бледно-серые породы, но даже небольшие примеси других веществ сильно окрашивают их в различные цвета. Наиболее обычные красящие пигменты — это соединения железа и марганца и тонкорассеянное органическое вещество (табл. 8.1).

Таблица 8.1

Химические анализы известняков

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
CaO	54,82	54,84	53,81	54,70	49,49	51,03
MgO	0,30	0,26	0,56	0,60	1,07	1,20
CO_2	43,27	43,26	42,69	41,70	39,67	40,67
SiO_2	0,85	1,14	1,15	0,40	6,78	3,05
Al_2O_3	0,18	0,41	0,45	0,52	0,75	0,35
Fe_2O_3	0,13	—	—	0,08	0,47	0,01
MnO	0,04	—	—	—	0,09	0,01

1 — «белый» мел, Англия (кальцилютит), среднее из 9 анализов; *2* — каменноугольный известняк, северный Уэльс (калькаренит); *3* — литографский известняк, Золенхофен, Бавария (кальцилютит); *4* — известняки Салем, карбон, Индиана (оолитовый калькаренит); *5* — каличе, древний красный песчаник, Шотландия (песчанистый кальцисилтит); *6* — ракушняковый песок, современные отложения, Шотландия (несцементированный калькаренит).

КЛАССИФИКАЦИЯ

Некоторые классификации карбонатных пород основываются только на характеристиках, распознаваемых при полевых исследованиях, другие — на особенностях, выявляемых при изучении под бинокуляром или в шлифах под микроскопом. Терминологию, используемую для нелитифицированных современных осадков, очень трудно применить к древним отложениям, и наоборот.

Диагенетические изменения, к которым карбонатные породы особенно восприимчивы, могут быть настолько значительными, что генетические классификации пород становятся громоздкими. Ни одна из классификаций не является совершенной, и все они

не лишены каких-либо недостатков. С другой стороны, при соответствующем наборе описательных и генетических параметров некоторые современные классификации вполне пригодны в качестве универсальных.

Размер зерен — хороший критерий для подразделения обломочных известняков, как это показано на рис. 8.1. Принятая шкала размерности основывается на шкале Уэнтуорта для обломочных отложений (табл. 2.1) с соответствующими изменениями. Недостаток этой схемы в том, что она учитывает только размер компонентов, хотя можно ввести соответствующие описательные термины, например такие: оолитовый калькаренит, водорослевый кальцисилтит.

В классификациях Фолка и Данема упор сделан не на размер зерен, а на компоненты и структуры пород. Эти классификации основаны на более детальных описаниях, чем некоторые схемы, и имеют то преимущество, что по определяемым структурным элементам можно делать выводы об осадочных и диагенетических процессах. Следует особо подчеркнуть, что в этих классификациях наименования осадочных образований составлены, исходя из их современного облика, но этот внешний вид обычно является результатом воздействия множества ранне- и позднедиагенетических процессов, которые могут очень сильно изменять первоначальный осадок.

В классификации Фолка выделяются следующие группы пород:

I Аллохемные — цемент из шпатового кальцита (спарита, т. е. из крупных кристаллов).

II Аллохемные — матрикс из микрокристаллического кальцита (микрита) и арагонита.

III Ортохемные — главный компонент — микрит.

IV Автохтонные рифовые породы.

V Доломиты замещения.

Основанием для такой группировки пород служит то, что большинство неизмененных и частично доломитизированных известняков состоит из трех хорошо определяемых компонентов — аллохем (обломков), микрита и спарита.

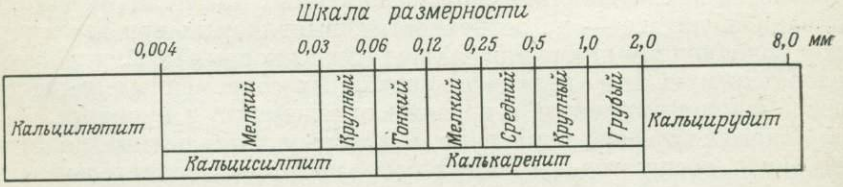


Рис. 8.1. Классификация обломочных известняков.

Аллохемы — собирательный термин для всех разновидностей дискретных карбонатных агрегатов, большинство из которых претерпевало транспортировку на какой-то стадии их существования.

Наиболее важные аллохемы — это *интракласты, пеллеты* (пелоиды), *оолиты* или *ооиды* и *раковины* (органогенные обломки). Интракласты — это известняковые или доломитовые обломки любого размера, образовавшиеся практически одновременно с осадкообразованием при размыве либо соседних участков морского дна, либо обнаженных карбонатных иловых равнин; однако к интракластам не относятся обломки, образовавшиеся из более древних известняков. Размер интракластов варьирует от песчаных зерен до гравия и валунов. Некоторые обломки, возможно образованные из одновременно растущих водорослей, округляются после того, как они снова подвергаются обрастанию водорослями по периферии. Такие обломки называются *онколитами.*

Небольшие округлые зерна размером менее 0,15 мм могут быть сложены однородным тонкозернистым известняком и их трудно отличить от пеллет, которые имеют совершенно иное происхождение. Пеллеты — это овоидные или сферические зерна размером обычно 0,04—0,08 мм, которые в противоположность оолитам и большинству интракластов не имеют упорядоченного внутреннего строения. Обычно они представляют собой фекальные комочки или водорослевые образования, однако если их генезис неясен, то предпочтительнее использовать негенетический термин «пелоиды». Из-за трудностей идентификации в некоторых классификациях, основанных на схеме Фолка, пеллеты и интракласты не различают.

Микрит слагается зернами размером менее 4 мкм и поэтому плохо поддается изучению с оптическим микроскопом. Эти зерна — обычный преобладающий компонент в породах, называемых литографским известняком, китайским камнем, кальцитовым аргиллитом, цементной породой и гидравлическим известняком, хотя известны породы, в которых микрит присутствует в подчиненном количестве по отношению к зернам алевритовой размерности. В некоторых случаях эти алевритовые зерна явно обломочные. В других случаях зерна размером 5—10 мкм могут представлять собой местный перекристаллизованный микритовый ил. Перекристаллизация микрита приводит к образованию более крупных зерен, называемых иногда *микроспаритом.*

Девонские пелагические известняки Гриотт и Цефалоподовый известняк на юге Франции и ФРГ были интенсивно превращены в микроспаритовые породы. Еще больше изменяются породы в результате раннедиагенетических процессов в известковистых отложениях, известных как процессы «утонения зерен», при ко-

торых карбонатные частицы разного размера превращаются в новообразованный микрит (микрокристаллический агрегат). Из-за сложности этих процессов часто почти невозможно не только выделить зерна различного происхождения, но и определить размеры отдельных зерен.

Спарит сложен чистыми крупными зернами кальцита размером более 10 мкм. Эти зерна выполняют прежние пустоты или поры в известняке, и если поры были большими, то размер зерен кальцита может быть значительно больше 1 мм. Спарит часто выполняет пустоты, образовавшиеся при растворении раковин, иногда полностью, иногда только их верхние части, а нижние части в этих случаях заполнены тонкозернистым карбонатным детритом. Шпатовый кальцит также обычно развит в известняках, образованных преимущественно из оолитов или хорошо сортированного и хорошо округленного ракушнякового детрита. Размер отдельных зерен кальцита обычно увеличивается, а количество уменьшается в направлении от аллохем (которые ими цементируются) к центральным частям первичных пор и пустот.

Шпатовый кальцит следует четко отличать от перекристаллизованного кальцита, зерна которого также могут иметь размер более 10 мкм. Перекристаллизованный кальцит — это вторичный продукт замещения ранее образованных карбонатов, и поэтому он обычно сечет границы прежних структур и текстур. При отсутствии таких явных признаков идентификация шпатового кальцита трудна и основывается на ряде таких признаков, как волнистая форма границ зерен, «плавающие» реликты и неравномерное распределение агрегатов, сложенных зернами разного размера; однако могут присутствовать не все эти признаки, и не всегда их можно распознать. Там, где процессы замещения охватывают большие участки породы, об этих изменениях можно судить только по реликтовым признакам первичных структур. Размер зерен в участках перекристаллизованного кальцита широко варьирует, возможно, вследствие их растворения под давлением. Дифференциальное давление по границам зерен первичного кальцита приводит к его растворению в точках повышенного напряжения и переотложению в местах наименьшего давления. Таким путем изменяется первоначальная форма зерен, и они селективно увеличиваются в размерах до тех пор, пока не возникает текстура, образованная вторичной мозаикой из неправильных зерен. Одним из продуктов изменения такого типа является *псевдобрекчия*. В нижнекаменноугольных псевдобрекчиях из северной Англии и Уэльса видны «обломки», которые имеют серую окраску и погружены в бледно-серый микритовый матрикс. В шлифах видно, что в основной массе присутствуют окаменелости, тогда как «обломки» сложены преимущественно неправильными сростками крупнозернистого кальцита. В действительности

эти сростки представляют собой участки, подверженные наиболее интенсивной перекристаллизации. Иногда пластинки криноидей, «плавающие» в пределах кальцитовых участков, увеличиваются в размерах путем нарастания с краев за счет матрикса. При этих условиях новообразованный кальцит на пластинках криноидей может быть структурно и оптически ориентирован одинаково с первичным кальцитом — явление, известное как синтаксический, каемочный рост. Цементация, обусловленная каемочным ростом, иногда называется каемочной цементацией. В некоторых известняках наблюдались сложные последовательные стадии каемочной цементации, изменяющей обломки раковин.

На рис. 8.2 показано, как эти три главных компонента известняков и различия в природе аллохем используются для разделения пород в каждой группе классификации Фолка. Названия породам даются в сокращенном виде в зависимости от их главных петрографических особенностей. Первая составная часть названия относится к аллохемам, а вторая — к цементирующему материалу или матриксу. Например, название «интраспарит» означает породу, состоящую из интракластов, сцементированных

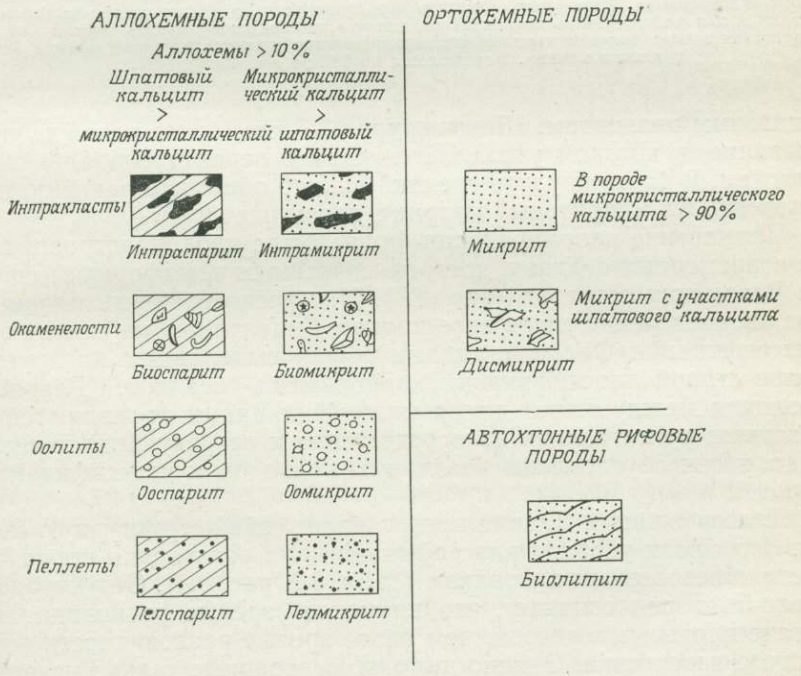


Рис. 8.2. Классификация известняков по Фолку (терминология применительно к главным разновидностям известняка).

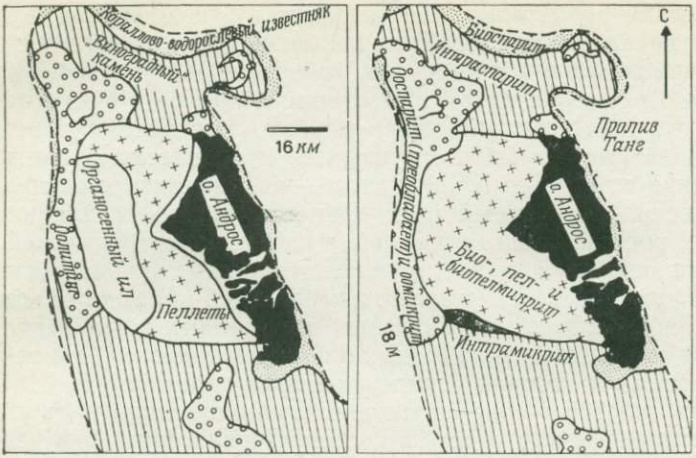


Рис. 8.3. Распределение осадков близ острова Андрос, Багамские острова.

Сопоставление традиционных терминов и терминов Фолка в применении к современным карбонатным осадкам на банке. Предполагается, что в зонах спарита цемент образовался одновременно. Кроме того, отметим, что «виноградные» камни сейчас не рассматриваются как разновидность интракластов, так что не следует применять термин «интраспаритовая зона»; более пригодным термином остается прежнее название «фация виноградного камня». Карты даны по Imbrie and Purdy (1962).

шпатовым кальцитом. «Биомикрудит» — еще более усложненное название, в котором учитывается размер зерен преобладающих аллохем. В биомикрудите средний размер обломков раковин, погруженных в микритовый матрикс, превышает 2 мм.

Применение классификации Фолка было продемонстрировано на современных осадках, которые покрывают платформу Андрос на Багамских островах (рис. 8.3). Интересно сравнить площадное распределение типов известняков, выделяемых на основании классификации Фолка, с типами пород, выделяемых по другой более старой классификации карбонатных осадков. Главные различия между этими двумя классификациями проявляются в участках, прилегающих непосредственно к острову Андрос с запада, и они обусловлены различным подходом к классификации пород.

Классификация Данема представляет собой структурную схему. Это самая удобная классификация для разделения пород по чисто описательным признакам (табл. 8.2, рис. 8.4). Структурная зрелость пород означает, что наименее зрелые разновидности богаче иловым матриксом, чем более зрелые разновидности зернистого известняка. Однако выводы, основанные только на этих структурных особенностях, следует делать крайне осторожно.

Мадстон, сцементированный известковый ил, не синоним

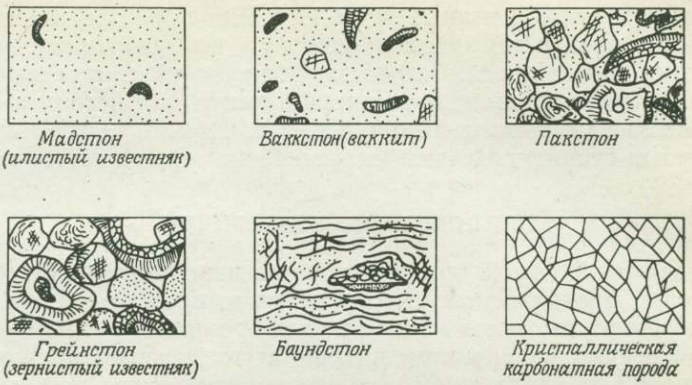


Рис. 8.4. Классификация известняков по Данему.
Мелким крапом обозначен иловый матрикс.

Таблица 8.2

Классификация карбонатных пород, основанная на осадочных структурах

Осадочные структуры определимы					Осадочные структуры не определимы
Содержит карбонатный ил			Ил отсутствует, структура соприкасания зерен	Первичные компоненты связаны вместе	Кристаллические карбонаты
Сцементированы илом		Структура соприкасания зерен			
Зерен менее 10%	Зерен более 10%				
Мадстон	Ваккит (ваккстон)	Пакстон	Грейнстон	Баундстон	

микрита или кальцилютита, так как сюда входят зерна размером до 20 мкм. Ваккит содержит более 10% зерен крупнее 20 мкм, «плавающих» в иловом матриксе, а пакстоны — это породы, в которых зерна контактируют одно с другим, а межзерновые промежутки заполнены карбонатным иловым цементом. При изучении распределения зерен по размеру в современных осадках устанавливается, что лютитовые и алевритовые зерна часто настолько тесно перемешаны, что очень трудно выделить среди них зерна крупнее и мельче 20 мкм. Поэтому лютитовые и алевритовые зерна лучше объединить под названием «ил», а термин «зерна» оставить для частиц песчаного размера и более крупных (более 60 мкм). Грейнстоны, зернистые известняки, — это карбонатные породы, не содержащие ила, что указывает на относи-

тельно сильные придонные течения. Для полноты классификации в нее введен термин «баундстон», который применяется к породам, образованным главным образом из связующих организмов, строящих такие сооружения, как рифы, и термин «кристаллические карбонатные породы», т. е. породы, почти лишенные первичных структурных особенностей, как, например, доломиты.

АЛЛОХЕМНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Среди этой самой крупной группы известняков существует ряд пород преимущественно обломочного происхождения. Здесь мы можем рассмотреть их только выборочно.

Известняки, содержащие интракласты. Эти разновидности известняков включают эндогенетические фрагменты пород размером до валуна, которые покоятся в первичном микритовом матриксе и (или) вторичном спаритовом цементе (рис. 8.5). Способ и степень цементации спаритом можно определить только в литифицированных породах. Истинные интракласты — это внутрибассейновые продукты, и они представляют собой, по существу, частично литифицированные фрагменты известковых отложений, переотложенные почти одновременно с процессами их литификации. В лабораторных условиях иногда трудно отличить эти фрагменты от фрагментов, привнесенных из внебассейновых ис-

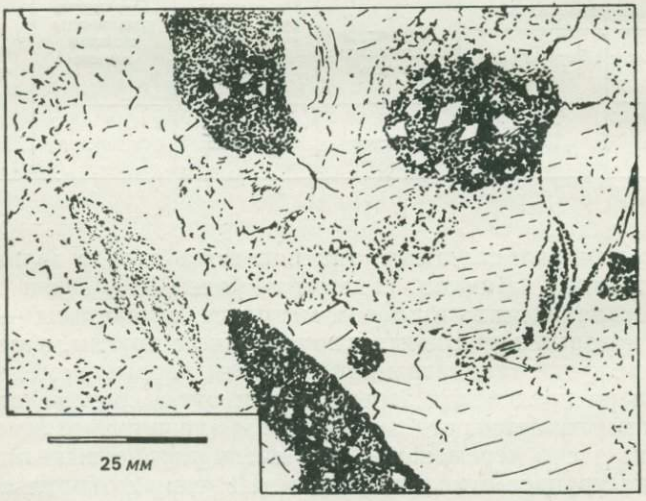


Рис. 8.5. Интракластический известняк, палеозой, Вайоминг.

Интракласты плотного микритового известняка и обломки раковин погружены в спаритовый цемент. Повсюду в породе рассеяны небольшие ромбы доломита. При одном николе. Dixon and Reeves (1965).

точников, однако их природу обычно можно распознать при полевых наблюдениях.

Степень округленности интракластов сильно зависит от продолжительности транспортировки. Некоторые надлиторальные и озерные илисто-чешуйчатые осадки содержат резко угловатые обломки. Это же наблюдается и в обширных подводных осыпях, приуроченных к современным и древним рифам. С другой стороны, переработка материала в защищенных мелководных обстановках может привести к хорошей округленности. Эоловые процессы, перемещающие песчаные частицы с литоральных участков в зоны пляжа и дюн, как это имеет место на побережье Персидского залива, также приводят к округлению частиц.

Сортировка в интракластовых известняках так же варьирует, как и степень округленности частиц. В шельфовых участках с ограниченными течениями или в глубоководных участках, в которых действуют турбидитные потоки, сортировка может быть плохой, а содержание микритового матрикса довольно высоким. Поэтому для осадков этих участков характерны признаки ваккитов и пакстонов. Надлиторальные карбонатные породы обычно характеризуются структурой ваккита. Склоны глубоких бассейнов и трогов (например, пролив Танг, см. рис. 8.3), ограниченные мелководными участками накопления известковых осадков, представляют собой места отложения осадков с градационной слоистостью, причем базальные слои каждого цикла иногда содержат галечники с обломками экзотических пород. Турбидитовые отложения этого типа были названы «аллодапными известняками» (allodapic Limestones»).

Зернистые хорошо сортированные интракластовые известняки обычно характерны для мелководных обстановок с сильными течениями и волновой деятельностью. В этих обстановках весь ранее присутствовавший микрит вымывается и, как только фрагменты пород механически фиксируются на месте, в межзерновых пространствах осаждается шпатовый кальцит. Эти отложения обычно приобретают структуру зернистого известняка. Для современных и древних отложений характерны знаки ряби, косая слоистость и текстуры размыва.

«Виноградный» камень (grapestone) — это комковатые агрегаты сильно микритизированных и разрушенных водорослями карбонатных песчинок, сцементированных микритовым арагонитом. Виноградный камень рассматривается как разновидность интракластовых известняков. В настоящее время известно, что он образуется как продукт микритизации зерен, попавших в слои, богатые водорослями. Сублиторальные водорослевые маты обычно покрывают крупные участки морского дна, как это наблюдается, например, в северной и южной частях банки Андрос, и они имеют светлую буровато-зеленую окраску, мощность несколько

миллиметров и обогащены микроорганизмами. Среди последних преобладают нитевидные и диатомовые водоросли, которые захватывают и скрепляют обломочные частицы в гелеподобную массу. Эти водорослевые отложения довольно устойчивы к эрозии и стабилизируют подстилающие осадки в значительно большей степени, чем какие-либо другие факторы.

Биоспариты (крупнозернистые биогенные накопления). Среди морских известняков с хорошо выраженной слоистостью наиболее широко распространены известняки, сложенные фрагментами крупных известковистых скелетов организмов, смешанных с целыми раковинами более мелких организмов и сцементированных относительно чистым спаритом (крупнокристаллическим кальцитом). К этим отложениям относятся многие зернистые известняки.

Следует отметить, что часто в хорошо сортированных известняках все различимые обломки представлены остатками кальцитовых скелетов. Возможно, что все первоначальные арагонитовые остатки организмов были растворены и карбонат переотложился в порах и пустотах в виде раннедиагенетического спаритового цемента. Однако такой механизм цементации представляется слишком упрощенным, так как в нем не учитывается вероятность того, что часть крупнокристаллического кальцита представляет собой не просто цемент выполнения пустот, а неоморфный спарит (новые кристаллы кальцита), образованный путем замещения первичного карбоната. В некоторых маломощных слоях лейасовых

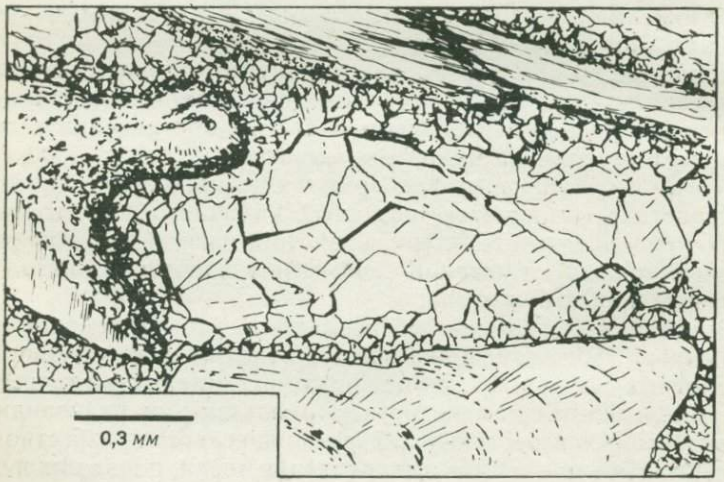


Рис. 8.6. Биоспарит, верхний лейас, южная Англия.

Обломки раковин с краев местами микритизированы и окружены тонкой неправильной зоной неоморфного микрокристаллического кальцита, которая резко переходит в центральные участки чистого шпатового кальцита. При одном николе.

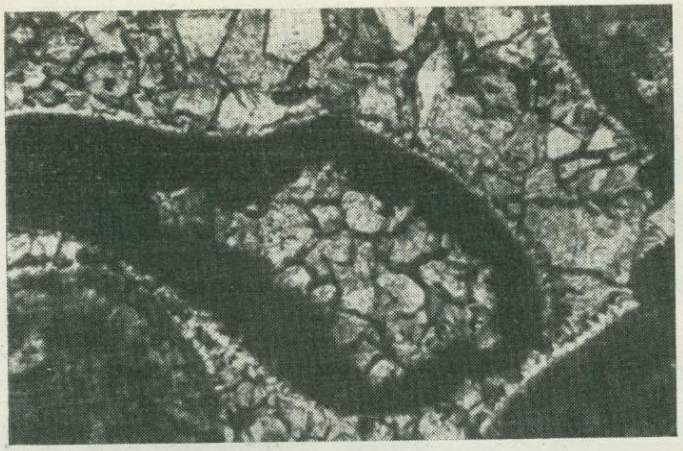


Рис. 8.7. Биоспарит, средняя юра, центральная Англия.

Яснокристаллический кальцит цементирует микритизированные обломки раковин и выполняет полости. Местами внешние края раковин покрыты микрокристаллическим кальцитом. Вариации в размере зерен крупнокристаллического кальцита наводят на мысль, что часть его может быть новообразованием. При одном николе, увеличение 30.

известняков Великобритании и частично в более мощных более толстослоистых известняках Линкольншир (средняя юра) Мидленда присутствует шпатовый кальцит смешанного происхождения (рис. 8.6 и 8.7). В общем чем больше степень литификации и чем больше возраст биоспарита, тем более мы вправе предполагать, что спарит в нем имеет полигенное происхождение.

Хотя ракушняковый дебрис и другие аллохемы в биоспаритах часто выделяются по их морфологии или специфическому внутреннему строению, следует учитывать, что эти фрагменты могли быть изменены на дне моря до того, как они окончательно попали в породу. Такие изменения обычно вызываются деятельностью грибов и водорослей, которые просверливают эти фрагменты с поверхности и создают систему тесно расположенных трубок диаметром около 6 мкм. В этих трубках, возможно, в результате деятельности бактерий создаются условия, подходящие для химического осаждения микрита. Процесс измельчения ведет к разрушению первичных органогенных текстур. Так, например, некоторые округленные измельченные фрагменты раковин становятся похожими по форме на фекальные пеллеты.

Криноидные биоспариты — это породы, сложенные в основном чешуйками стебельков криноидей. Каждая чешуйка — это единый кристалл кальцита с единой оптической ориентировкой, и она разламывается по плоскостям спайности этого минерала. Обычны явления каемочной цементации. Поэтому на поверхно-

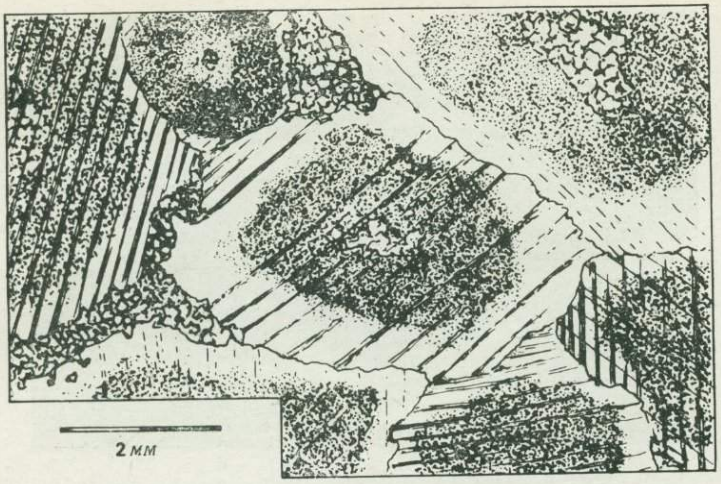


Рис. 8.8. Криноидный известняк, Форест-оф-Дин, Англия.

На замутненные членики криноидей ориентированно нарастает цементирующий кальцит. Оболочки имеют одинаковую оптическую ориентировку с кальцитом члеников. Бывшие небольшие межзерновые поры выполнены микрокристаллическим цементом. При одном николе.

сти излома порода может иметь вид крупнокристаллического перекристаллизованного известняка благодаря обилию крупных и хорошо заметных спайных поверхностей. Особенно примечательны некоторые криноидные породы, ассоциирующие с венлокскими (силур) известняками в Уэльском бордерленде и с нижнекаменноугольными толщами Уэльса и Англии (рис. 8.8).

Современные морские отложения, которые могут после литификации образовать биоспариты, встречаются в различных литоральных и сублиторальных обстановках. В мелководных участках у юго-западного побережья Персидского залива существуют обширные участки, занятые хорошо отмытыми песками, сложенными остатками моллюсков, фораминифер, водорослей и кораллов; здесь отмечаются условия, подходящие для осаждения межзернового кальцита. Скорость цементации зависит от многих факторов, таких, как геохимические условия, температура и движение поровых вод, а также от менее ясных факторов, например степени подвижности раковин. Если почему-либо эти осадки стабилизируются, то их цементация происходит гораздо быстрее.

Биомикриты (микрокристаллические биогенные породы). Некоторые известковистые отложения сложены ракушняковым детритусом, включенным в микритовый матрикс; они представлены биомикритами или ракушняковыми ваккитами. Осадки такого

типа образуются в спокойных водах, в которых может осаждаться тонкозернистый карбонатный ил, а органические остатки захороняются неразрушенными независимо от их размера или хрупкости. Такое осаждение может иметь место на относительно больших глубинах, например на глубине 40 м в осевых частях Персидского залива, или на мелководье и в таких литоральных участках, как в прибрежной зоне этого же района. Значительная часть ракушняков венлокских известняков представляет собой биомикрит, осажденный на мелководье и, вероятно, накопившийся в изолированных заводях среди рифов, сложенных строматопороидеями и кораллами.

Содержащие окаменелости слои в кембрийских известняках Дурнесс на северо-западе Шотландии сложены в основном раковинами моллюсков, заключенными в тонкозернистый матрикс. Сходная структура отмечается также во многих аммонитсодержащих юрских известняках на юге Европы. Эти камерные раковины часто сохраняются в виде слепков, сложенных микритом или спаритом, а известняковые слои сами по себе часто характеризуются неясной желваковой текстурой, которая наводит на мысль о ранних неравномерно проявленных диагенетических преобразованиях.

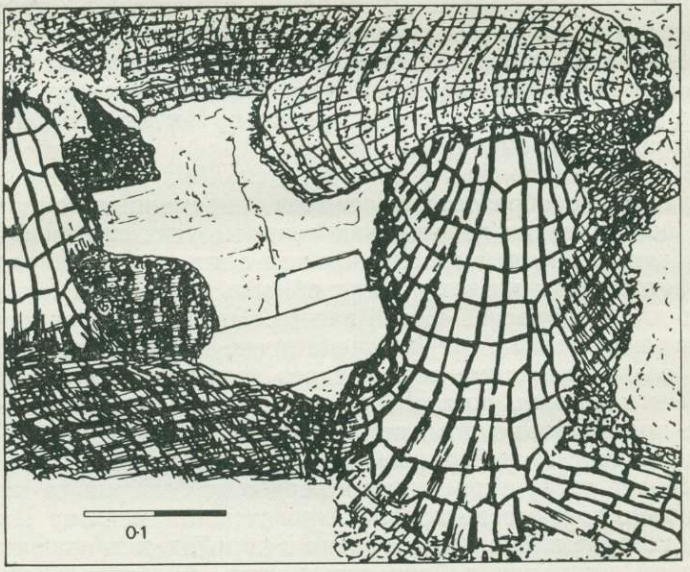


Рис. 8.9. Литотамниевый известняк, эоцен. Бавария.

Присутствуют два вида красных водорослей *Lithothamnium*, погруженных в спарит и микритовый матрикс. При одном николе.

Водорослевые известняки. Известковые водоросли имеют твердый известковистый скелет. В настоящее время наибольшее значение имеют два семейства водорослей: Corallinaceae (красные водоросли; возраст от каменноугольного до современного) и Codiaceae (зеленые водоросли; возраст от кембрийского до современного). Эти водоросли обитают в морских или солоноватых водах. Для роста водорослей Corallinaceae требуется твердое основание, и они в основном встречаются у скалистых берегов и в коралловых рифах. Скелетные части состоят из плотно упакованных параллельно расположенных кальцитизированных трубок, которые у современных родов обычно сложены высокомагнезиальным кальцитом. Эти трубки обычно различимы только под микроскопом. В продольных сечениях видны хорошо выраженные концентрические поверхности роста. Это семейство играет большую роль в современных морях и широко представлено в третичных отложениях; наиболее представительные роды — это *Lithothamnium, Archaeolithothamnium, Amphipora* и *Lithophyllum* (рис. 8.9). Реликты этих растений встречаются в виде округленных фрагментов и в виде инкрустирующих или прикрепленных скоплений, захороненных на стадии роста.

В известковистых породах древнее мелового периода Corallinaceae играют меньшую роль, чем родственные им красные водоросли Solenoporaceae. *Solenopora* — это важный «породообразователь» в некоторых горизонтах каменноугольных известняков северной Англии, а *Solenoporella,* хотя в ископаемом состоянии ее распространение ограничено Великобританией, тесно связана с юрскими коралловыми рифами, так же как *Lithophyllum* связан с современными рифами.

Codiaceae, такие, как *Halimeda, Penicillus* и *Udotea,* принимают участие в образовании осадков современных тропических морей, но в древних известняках реликты этих растений встречаются редко. Эти формы способны заселять неконсолидированное илистое дно и поэтому могут обитать в обстановках, недоступных для водорослей Corallinaceae. Эти водоросли известны на Багамских банках, где *Halimeda* после дезинтеграции поставляет в осадок песчаные зерна, часто измельченные. Водоросли *Penicillus* и *Udotea,* которые, по-видимому, создают менее связанные арагонитовые илы, чем *Halimeda,* обычно разрушаются с образованием тонкозернистого известкового ила.

Наиболее распространенные в период от кембрия до миоцена известковые зеленые водоросли относятся к семейству Dasycladaceae, которое плохо представлено в породах, встречающихся в Великобритании, однако они составляют большую часть альпийских мезозойских известняков на юго-востоке Европы и в Аравии. Dasycladaceae в общем хорошо развиваются в условиях довольно сильного течения при малом накоплении микрита.

Некоторые водоросли, особенно нитевидные цианофиты, такие, как *Schizothrix,* не обязательно выделяют известковистый скелет, однако в некоторых случаях образуют инкрустации из карбоната кальция. Если эти формы растут под водой, то они будут осаждать карбонат кальция только в том случае, если воды насыщены этим веществом. Таким путем образуются водорослевые желваки, известные как «водные бисквиты» или «озерные шары», встречающиеся в современных пресноводных озерах во многих районах мира. Близкие образования встречаются в отложениях третичных пресноводных озер и лагун. Современный пресноводный и морской род *Scytonema* иногда образует подушкообразные скопления грубо параллельных трубок, которые могут стать известковистыми и почти неотличимыми в шлифах от колоний палеозойских родов *Ortonella* и *Mitcheldeania.* Вполне вероятно, что *Girvanella* и *Sphaerocodium* представляют собой остатки видов, которые создавали известковистые скелеты только при росте в водах, насыщенных карбонатом кальция.

Цианофитовые водоросли часто встречаются среди самых ранних поселенцев на свежеотложенных осадках литоральных илистых низин. Хорошо известно, что такие водоросли прочно стабилизируют заселяемые ими осадки, связывая частицы осадка растущими нитями, и в конце концов покрывают его войлокоподобной массой трубок. На литоральных низинах, где имеется много перемещающегося илового и алевритового материала, водоросли захватывают его и постепенно создают непрерывные неправильно слоистые матоподобные покровы, известные как *строматолиты.* Эти образования покрывают обширные участки высоких равнин на Багамских банках, в южной Флориде и Персидском заливе. В сильнее засоленных участках некоторых заливов, таких, как залив Шарк в Западной Австралии, они простираются в нижерасположенные равнины. Толщина отдельных слойков редко превышает несколько сантиметров, и лишь изредка весь покров имеет мощность более 1м. Внутреннее строение слоев часто сложное, в них присутствуют образования с куполообразной морфологией или морфологией «водорослевых голов».

Текстуры, сравнимые с современными литоральными строматолитами, хорошо известны в древних мелководных известняках. Овоидные куполообразные текстуры размером до 15 м в поперечнике и высотой до 1 м встречаются в Средних Магнезиальных известняках (пермь) рифовых фаций на северо-востоке Англии. Количество прослойков составляет 36—48 на один сантиметр. Самые крупные и наиболее сложные формы роста ассоциируются с рифовыми гребнями и верхними частями рифовых склонов, тогда как более мелкие и менее сложные текстуры, по-

видимому, аналогичны текстурам, образующимся на современных рифовых платформах и прилегающих лагунах.

В некоторых позднедокембрийских и палеозойских известняках видны следы ячеистой или нитевидной текстуры. Такие органогенные образования особенно хорошо видны в формах роста коллений и криптозоа, которые заставляют предполагать их образование в результате деятельности водорослей, связующих осадок, подобных современным цианофитам. Эти водорослевые текстуры представляют особый интерес, так как они могут создавать рифоподобные постройки. Особенно четкие докембрийские постройки такого типа обнаружены в альгонкских известняках Монтаны и в Трансваальских доломитах Южной Африки.

Мелкие плавающие водоросли объединяются в семейство Coccolithaceae (возраст от юрского до современного); каждая водоросль состоит из одной приближенно сферической клетки, заключенной в облочку из пластинок, сложенных низкомагнезиальным кальцитом. Размер этих пластинок варьирует от 2 до 20 мкм. Эти водоросли широко распространены в океанических осадках умеренных и тропических широт, и особенно обильны они в глобигериновых илах Северной Атлантики. С другой стороны, шиповидные рабдолиты (другая разновидность кокколитовых водорослей) приурочены в основном к более теплым водам, таким, как средиземноморские и воды тропических зон открытых океанов.

Мел. Мел — весьма специфическая разновидность биомикрита, типичная для верхнемеловых отложений Западной Европы и некоторых районов Северной Америки. Как правило, это очень чистая порода, содержащая более 90% карбоната кальция (табл 8. 1). Доломит в них содержится редко. Белый цвет и высокая отражательная способность свидетельствуют о чистоте и тонкозернистом сложении мела. Примерно 75—90% карбоната кальция присутствует в виде органогенных частиц размером менее 4 мкм.

Главные примеси представлены глинистыми минералами, среди которых наиболее обычны монтмориллонит и иллит. Широко распространен глауконит, но в небольших количествах. Аутигенная природа некоторых из этих минералов не доказана. Аутигенный коллофан иногда концентрируется в виде вкрапленников, зерен и желваков в горизонтах, которые, как полагают, указывают на уменьшенные скорости осадконакопления или на отсутствие осадконакопления.

Мел сложен в основном остатками планктонных морских водорослей Coccolithaceae, содержание которых в некоторых пластах может достигать 80% (рис. 8.10). Существует много разновидностей этих водорослей. Иногда хорошо сохраняются овальные кокколитовые диски, однако физическая деградация, уплот-

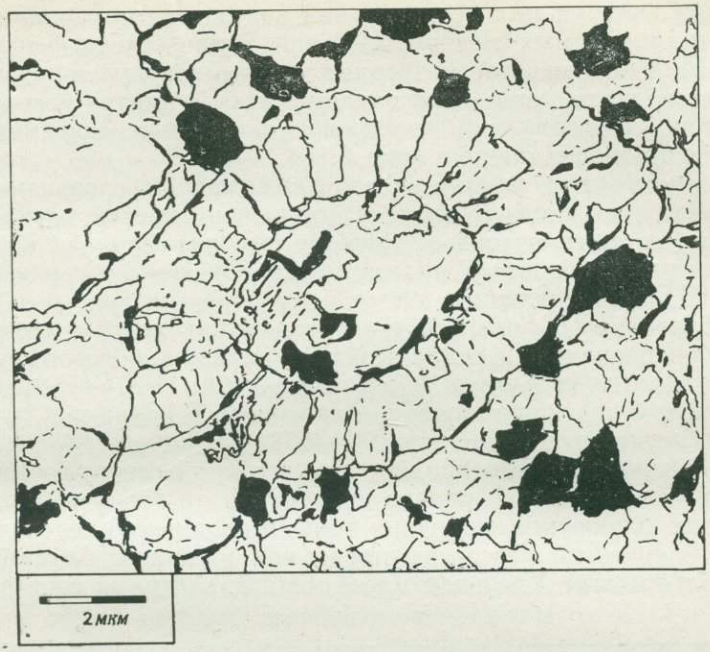


Рис. 8.10. Писчий мел, меловой возраст, Северная Ирландия.
Реликты кокколита в меле. Под электронным микроскопом.

нение и другие диагенетические процессы обычно приводят к разрушению этих дисков на более мелкие фрагменты и отдельные кристаллические брусочки.

Остальная часть известковистого органогенного детрита представлена целыми или истертыми фрагментами самых разных беспозвоночных. Наиболее обычны среди этих окаменелостей — моллюски, иглокожие, мшанки и фораминиферы, причем некоторые более крупные остатки могут быть полностью силифицированы.

Структура мела сильно варьирует от слоя к слою. Высокие содержания призм *Inoceramus* приводят к образованию явно песчаниковидной породы, тогда как при меньших содержаниях обломков моллюсков и соответственно большем содержании кокколитов образуются наиболее тонкозернистые разновидности мела.

Помимо фораминифер мелы содержат шиповидные сферические тела диаметром до 500 мкм, которые по внешнему виду схожи с крупными изолированными камерами глобигерин. Центральные участки этих тел обычно выполнены спаритовым крупнокристаллическим цементом. Тем не менее фораминиферовое

происхождение их маловероятно, так как они не имеют никаких отверстий и видимых следов нарушений. Такие *кальцисферы* особенно обильны в некоторых твердых или желваковых горизонтах. Вероятнее всего, они представляют собой остатки некоторых планктонных организмов, возможно родственных современным водорослям дазикладациям (рис. 8.11).

В мягких мелах остатки арагонитвыделяющих организмов не встречаются, но в некоторых твердых разновидностях, таких, как Чок-Рок, которые, очевидно, подвергались литификации на ранней стадии, встречаются арагонитовые раковины аммонитов и гастропод, представленные пустотелыми отпечатками.

Предполагалось, что в противоположность другим известнякам мел первоначально откладывался в виде ила, богатого низкомагнезиальным кальцитом, а не арагонитом. Поэтому здесь не имела места перекристаллизация арагонита в кальцит и порода сохранила высокую пористость (36—65%).

В отложениях Шотландии, Америки и северо-восточной Англии мел достаточно прочно сцементирован вторичным кальцитом, выполняющим первичные поры, и постепенно переходит в довольно прочный известняк, тогда как в южной Англии мел мягкий и рыхлый. Удельная масса мела из Антрима составляет

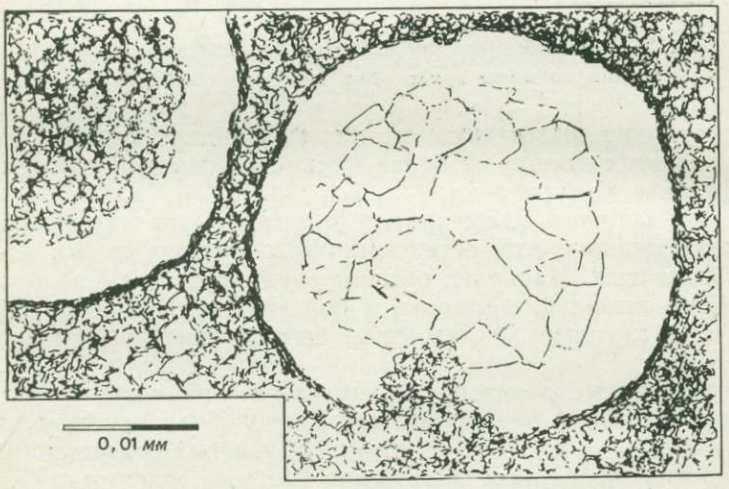


Рис. 8.11. Кальцитовые шары в писчем мелу; меловой возраст, юго-восточная Англия.

Эти органогенные участки хорошо видны в обычный микроскоп. Они сложены узкой чистой оболочкой, окружающей ядро, выполненное либо микритом (вверху слева), либо микрокристаллическим кальцитом (в центре справа). Поверхность шаров обычно неровная и, по-видимому, «корродируется» матриксом из мелкозернистого мела. При одном николе.

2,60—2,64, а мягкого английского мела 1,70—1,95, такая разница является следствием разной степени цементации. Причины специфического географического распределения твердого и мягкого мела неясны, однако предполагается, что в твердых слоях первоначально было больше микрита, отложившегося между более крупными органогенными частицами. Возможно, этот микрит подвергся перекристаллизации с нарастанием на более крупные компоненты мела, и таким образом, возникла более связанная порода. С другой стороны, растворение компонентов осадка под давлением, возможно, обусловливало появление каемочного цемента вообще без какого-либо участия микрита. В мелах Антрима видны признаки осадочных деформационных текстур — растрескивание окаменелостей и взаимное проникновение фрагментов раковин; это заставляет предполагать, что отвердевание породы происходило под действием нагрузки.

В значительно меньших масштабах отвердевание некоторых пластов могло быть следствием подводных процессов цементации, одновременных с накоплением осадка. *«Твердые горизонты»* — это слои мощностью несколько сантиметров, в которых степень арагонитовой и магнезиально-кальцитовой цементации уменьшается по направлению вниз от поверхности осадка. В настоящее время твердые горизонты мощностью около 5—10 см образуются в мелководных зонах накопления карбонатов в Персидском заливе. Сходные с этими породами мелы южной Англии, называются Чок-Рок и Топ-Рок. Обычно в них отмечаются биотурбационные текстуры, а в приповерхностных частях — гальки, органогенные инкрустации, фосфатизация и глауконитизация. Эти образования накапливались, видимо, в течение нескольких тысячелетий, когда имели место размыв, уменьшенные скорости осадконакопления и обмеление моря.

На основании литологических особенностей трудно установить характер осадконакопления и глубину вод, где отлагались разновидности мела. Хотя в мелах известны тонкая слоистость, параллельная слоистость и слоистость оползания, однако эти текстуры могут стать почти неразличимыми в горизонтах интенсивной биотурбации. Косослоистые карбонатные банки в мелах Нормандии с амплитудами до 50 м и протяженностью до 1,5 км указывают на то, что существовали сильные донные течения.

На основании фаунистических и флористических определений минимальная глубина осаждения самых тонких мелов составляет 100 м. Фрагменты кокколитов не несут никаких признаков «коррозионного травления», и это заставляет предполагать, что осадконакопление происходило на глубинах не более 600 м. Результаты изучения моллюсков из твердых горизонтов указывают на глубины менее 200 м.

Особенностью меловых отложений Западной Европы являют-

ся кирпично-красные прослои, развитые в некоторых мергелистых, желваковых горизонтах и в горизонтах с биотурбационными текстурами. В восточной Англии эти красноцветные зоны обычно имеют мощность около 1 м, хотя местами их мощность может достигать 6 м. В некоторых случаях окрашенные зерна секут первичные слоистые текстуры, хотя окраска в общем совпадает со слоистостью; это заставляет предположить, что она возникла одновременно или почти одновременно с осадконакоплением. Окраска обусловлена наличием зернистого гематита (до 40%), который неравномерно распределен в этих зонах. Вероятно, часть гематита является вторичной и образовалась в результате изменения пирита и глауконита, но многое в генезисе этого гематита остается неясным.

Условия, приводящие к появлению красноцветных слоев, также проблематичны. Предполагалось, что их возникновение могло быть вызвано привносом обломочного латеритного ила в меловое море.

Глобигериновый ил. Глобигериновые илы — одни из самых широко распространенных отложений; подсчитано, что они покрывают территорию площадью почти 125 млн. км^2. Максимального развития эти илы достигают в Атлантике, где скорости осадконакопления у экватора составляют около 3,5 см за 1000 лет; илы покрывают огромные участки дна в Тихом и Индийском океанах;

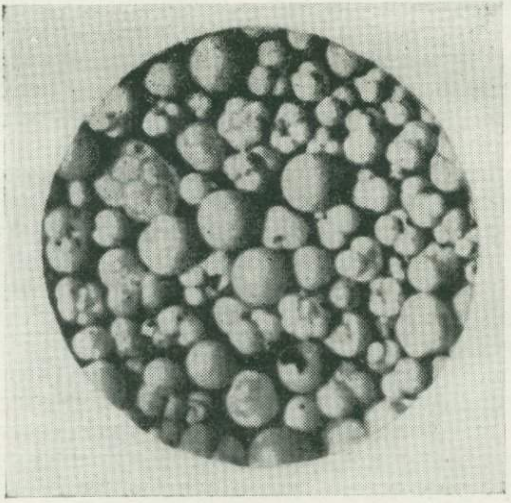


Рис. 8.12. Глобигериновый ил, современные осадки, Аравийское море.

Образец поднят с глубины 3054 м. Эти органогенные остатки находились в буровато-сером матриксе. Увеличение 15.

известно, что они распространяются к югу до широты 60° и также далеко на север, до Северного полярного круга. Глобигериновые илы встречаются на всех участках океана средней глубины, удаленных от континентов и островов, и особенно развиты в тех районах, где на поверхности моря проходят теплые течения, а воды изобилуют организмами.

На глубинах более 4500 м концентрация известковистых организмов в илах быстро и очень сильно уменьшается. Это происходит потому, что воды здесь заметно недосыщены карбонатом кальция и раковины растворяются довольно быстро.

Глобигериновые илы имеют кремовую, розовую или бледно-серую окраску; они илистые во влажном виде и порошкообразные в сухом. Илы сложены в основном раковинами фораминифер, среди которых наиболее обильны различные виды *Globigerina* (рис. 8.12). Присутствуют также остатки других организмов, особенно пелагических моллюсков — птеропод и гетеропод, а также известковых водорослей. Иногда в значительных количествах присутствуют остатки кремнистых организмов, главным образом диатомовых водорослей, радиолярий, кремнеземвыделяющих жгутиковых и спикулы губок. В некоторых образцах, поднятых со дна океана, содержится довольно много целестинобарита — твердого раствора целестина ($SrSO_4$) и англезита ($PbSO_4$) в барите ($BaSO_4$). Кальцийпоглощающие организмы, видимо, извлекают эти вещества из приповерхностных вод для построения своих скелетов. После отмирания разрушение скелетных остатков на глубине приводит к накоплению отдельных минеральных зерен целестинобарита.

Оолитсодержащие отложения. К этим образованиям относится ряд карбонатных пород, обладающих характерной структурой, несколько напоминающей рыбью икру (рис. 8.13). Обычный оолитовый осадок сложен агрегатами сферических зерен, называемых *оолитами* или *ооидами* с диаметром 1 мм или менее. Под микроскопом видно, что эти зерна сложены двумя или более концентрическими слоями, обычно расположенными вокруг ядра, которое может быть обломком раковины или зерном обломочного кварца. Каждый из концентрических слоев в большинстве оолитов из современных осадков сложен арагонитовыми кристаллами, ориентированными примерно параллельно по отношению к поверхности оолита. Напротив, оолиты во многих древних оолитовых известняках сложены слегка расширяющимися призмами кальцита, образованными в результате внутренней перекристаллизации и ориентированными под прямыми углами к концентрическим каемкам.

Все оолитовые известняки в плейстоценовых и более древних отложениях представляют собой несомненно морские или солоноватоводные осадки. Современные оолитовые осадки встречаются

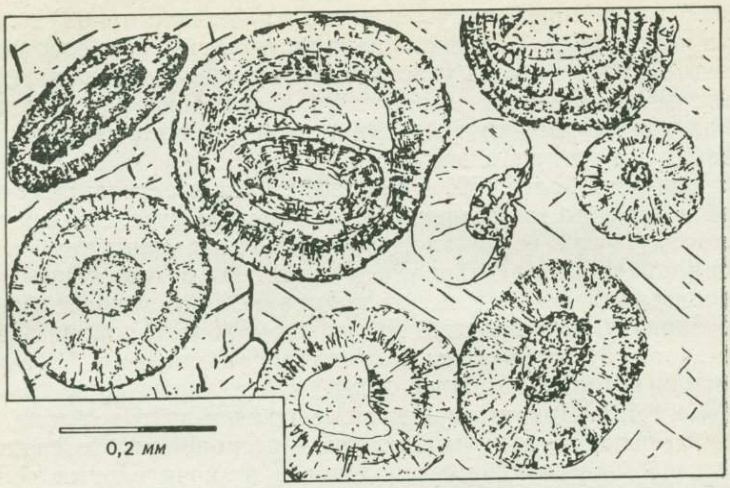


Рис. 8.13. Оолитовый известняк, средняя юра, центральная Англия.

По классификации Фолка это ооспарит. В большинстве оолитов можно видеть характерную радиально-лучистую и концентрическую текстуру. В некоторых оолитах видны зародыши в виде отдельных обломков раковин, тогда как в других — сложные зародыши (в центре вверху). В некоторых случаях, как, например, вверху слева, по-видимому, имели место стадии микритизации оолитов между стадиями их роста. При одном николе.

в Персидском заливе, в Красном море, на мелководных платформах Флориды и Багамских островов и на побережье соленых озер на западе США, например на побережье Большого Соленого озера.

Во Флориде и на Багамских островах (рис. 8.3) оолиты возникают в тех участках, где воды, насыщенные карбонатом кальция, перемещаются взад и вперед по мелководью по пути приливных течений. Глубина воды никогда не бывает большой, обычно не более 6 м, а дно моря настолько абрадируется течениями, что микрит полностью выносится. Остающиеся зерна находятся в движении и, действуя как зародыши, обрастают концентрическими слоями химически осажденного карбоната.

Оолитовые пески в Суэцком заливе (Красное море), по-видимому, образуются в литоральной полосе (между отметками высокой и малой воды). Они образуют широкие полосы желтых песков, покрытых знаками ряби и обнажающихся при отливе. Под лучами тропического солнца часть песков высыхает и обычно переносится ветром на сушу в виде небольших дюн, которые перемещаются в пустыню. Вокруг Персидского залива бурые оолитовые пески встречаются на расстоянии до 40 км от берега. Эти косослоистые отложения называются *эолианитами*. Ядра

оолитов чаще всего представлены зернами кварца, полевого шпата или обломками раковин фораминифер.

Оолитовые пески, содержащие более 50% оолитов, образуются в настоящее время в сильносоленой лагуне Мадре в техасской части Мексиканского залива. Эти прибрежные участки аккумуляции характеризуются постоянной деятельностью волн, низкой скоростью осаждения терригенного материала, высокими температурами и интенсивным испарением. Поэтому воды здесь насыщены карбонатами, и из них легко осаждается арагонит, обычно в виде 8—10 концентрических слойков вокруг обломочных ядер. В пределах отдельных слойков оолитов арагонитовые волокна распределены радиально, концентрически или без какой-либо определенной ориентировки. Причины этой особенности внутреннего строения оолитов (эта изменчивость распознается и в древних оолитах, несмотря на превращение в них арагонита в кальцит) остаются неясными.

Современные морские оолитовые отложения обычно накапливаются в очень мелких весьма подвижных водах, и они, по всей вероятности, будут сцементированы шпатовым карбонатом сразу же после того, как оолиты останутся в покое в течение соответствующего периода. В некоторых условиях донные течения переносят оолиты в участки с более спокойными водами, и оолиты

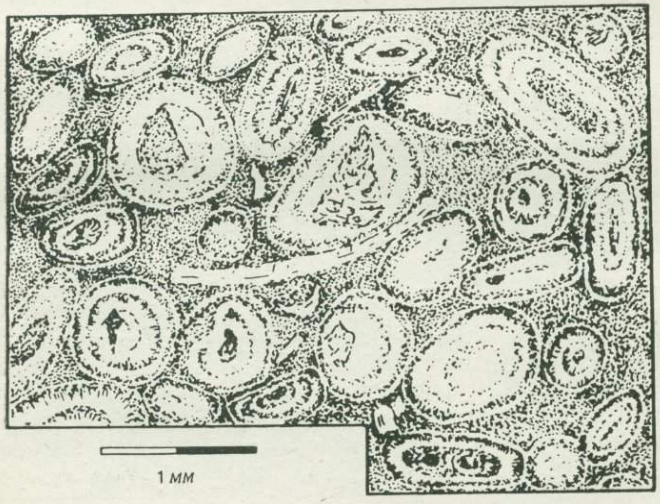


Рис. 8.14. Оомикрит, нижний карбон, Марокко.

Оолиты и оолиты с оторочкой погружены в микритовый матрикс. Так как оолиты не разрушены, то возможно, что микритовый ил фильтровался между оолитами в продолжение следующей более спокойной стадии осаждения карбоната на дно моря. Следовательно, матрикс сформировался позднее, чем оолиты. При одном николе.

погружаются в известковый микритовый ил. И наоборот, при некоторых изменениях в направлении течения воды ил может быть внесен в промежутки между оолитами. В обоих случаях рост отдельных оолитов, по существу, прекращается и осадок в конечном счете может дать цементированный оолитовый известняк (рис 8.14).

Древние оолитовые известняки образовывались в основном в мелких хорошо перемешиваемых водах. Например, среднеюрская Большая Оолитовая толща южной Англии характеризуется косослоистыми и ракушняковыми оолитовыми известняками со знаками ряби, отложенными в морских приливных низинах и в приливно-отливных руслах. Эти породы в основном представлены оолитовыми зернистыми известняками. Такие же известняки развиты в нижнекаменноугольных шельфовых осадках Южного Уэльса и Англии.

Пизолиты — это округлые, иногда неправильной формы, образования с диаметром более 2 мм, которые внешне сходны с оолитами, но имеют более сложный генезис. Современные пизолиты обычно состоят из чередующихся слоев серого богатого органикой чистого микрокристаллического арагонита, причем он проявляет радиальную ориентировку. Эти слои облекают ядра, представленные обломками моллюсков, водорослей и литокластами. Некоторые разновидности оолитов, описанные в зоне себхи на



Рис. 8.15. Пизолитовый известняк, средняя юра, Глостер, Англия.

Форма крупных оолитоидов более изменчива, чем у обычных оолитов, которые вкраплены повсюду в спаритмикритовый матрикс. Эти пизолиты обычно микритизированы по периферии. Их внутреннее строение иногда усложняется, и тогда оно сходно со строением современных «виноградных» камней. При одном николе.

побережье Персидского залива, по-видимому, имеют конкреционную природу, причем карбонат осаждался из испаряющихся поровых вод. В этих же районах арагонитовый *пляжный известковистый песчаник*, встречающийся в верхних частях литоральной зоны, сложен частично агрегированными пизолитовыми зернами, очевидно образованными в результате прямого химического осаждения из морской воды в периоды очень высоких приливов. Однако в соседних лагунах встречаются пизолиты, которые образуются прямым химическим осаждением карбоната из воды.

Хорошие примеры кальцитовых пизолитов известны в среднеюрских оолитовых слоях в Англии (рис. 8.15).

Пеллетовые отложения. Пеллетосодержащие карбонатные породы обычно обязаны своими специфическими особенностями

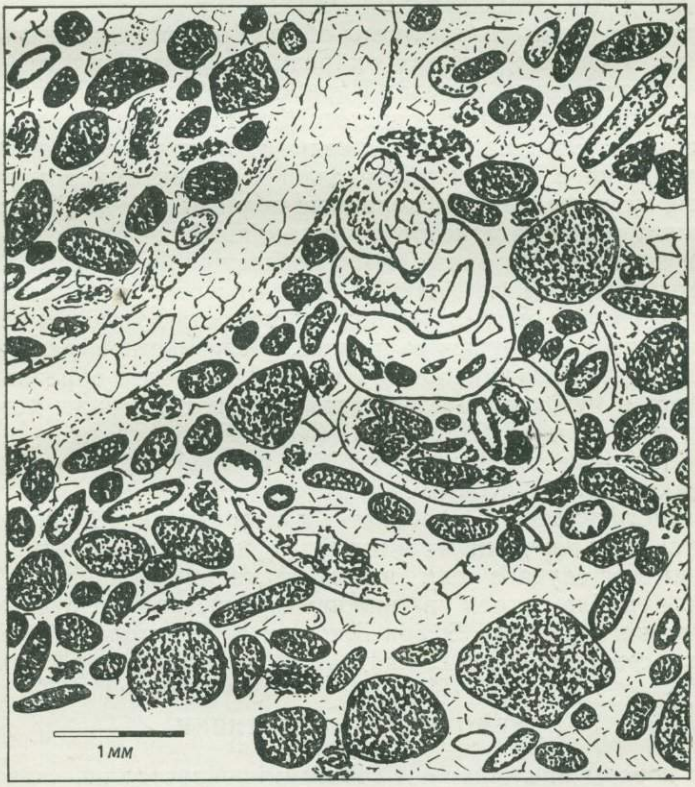


Рис. 8.16. Пелспарит, средняя юра, Оксфордшир, Англия.

Пеллеты не имеют четкой внутренней текстуры и слагаются микритом. Иногда пеллеты занимают внутреннюю полость в раковинах гастропод (в центре). Цемент спаритовый. При одном николе.

органическим агентам. Если пеллеты не имеют явных признаков участия органики в их образовании, то лучше использовать термин «пелоиды». Размеры пеллет и пелоидов могут варьировать довольно сильно, но обычно они представлены овоидными или удлиненными телами размером менее одного миллиметра, сложенными микритом. Порода, сложенная ими, внешне похожа на оолитовый известняк (рис. 8.16). Они накапливаются в заметных количествах в обстановках низкой или средней энергии, в частности в широких приливных низинах и связанных с ними лагунах. С пеллетами часто ассоциируются обломки фораминифер и моллюсков. Большинство пеллет имеют фекальную природу и представляют собой продукт жизнедеятельности гастропод, червей, моллюсков и крабов. Различные беспозвоночные илоеды перерабатывают осадок и выделяют его в виде субсферических, эллипсоидальных и стержневидных зерен. В пределах какого-либо данного слоя фекальные пеллеты обычно имеют одинаковые размеры, но в разных породах их размеры варьируют от 0,03 до 0,16 мм. В некоторых лагунах Карибского бассейна стержневидные пеллеты морских гастропод *Batillaria* местами слагают более 90% осадка. Эти пеллеты сложены алевритовыми частицами, заключенными в органическую слизь с реликтами водорослей. Как современные, так и ископаемые пеллеты обычно богаты органическим веществом, которое придает им буроватую окраску.

Некоторые мелководные илы у побережья Флориды содержат 50% фекальных пеллет, однако было отмечено, что на глубине примерно 1 м или около этого под поверхностью уплотнение осадка приводит к разрушению пеллет. Повсеместное разрушение пеллет при уплотнении обычно предотвращается образованием арагонита в межзерновых участках, при котором илы довольно быстро упрочняются. Например, фекальные пеллеты у острова Андрос, которые составляют до 30% осадков, быстро и прочно связываются арагонитовым цементом.

Во многих древних карбонатных породах видны пеллетовые текстуры (при изучении их в шлифах), и вполне вероятно, что в большинстве случаев они имеют фекальную природу. Такие текстуры наблюдаются в нижнекаменноугольных отложениях классического разреза Эйвон-Джордж у Бристоля, а также в Уэльсе, в северной части Пеннинских гор в Англии и в Ирландии.

ХЕМОГЕННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Эти породы представляют собой микрокристаллические отложения, в которых преобладает мелкий известковый ил. Литифицированные аналоги представлены кальцилютитами, микритами, мадстонами и иногда ваккитами (две последние разновидности только в понимании классификации Данема). В современных

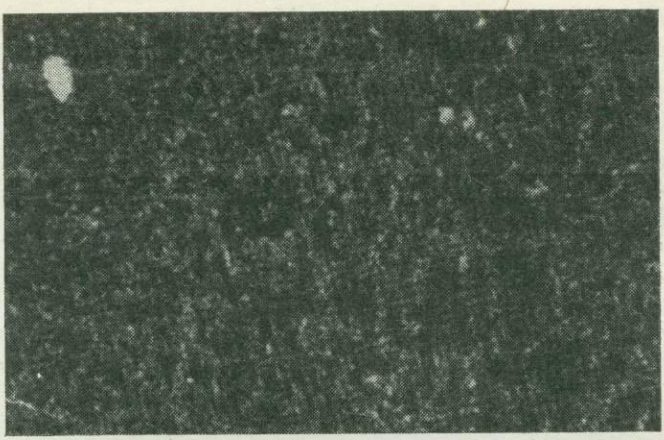


Рис. 8.17. Мадстон (пелитоморфный известняк), нижний карбон, юго-западная Англия.

Равномернозернистая порода, первоначально образованная из микрита, но впоследствии видоизмененная неоморфным разрастанием зерен с образованием породы, близкой к кальцисилтиту. При одном николе, увеличение 100.

отложениях индивидуальные арагонитовые частицы можно обнаружить только под электронным микроскопом, тогда как в древних породах эти частицы часто увеличиваются в размерах при диагенетических процессах, так что зернистые структуры можно видеть под оптическим световым микроскопом (рис. 8.17).

Аллохемы любых типов присутствуют лишь в небольшом количестве или совсем отсутствуют. Шпатовый кальцит обычно встречается только в том случае, если текстура первичного ила была нарушена донными течениями, выделениями газовых пузырьков или деятельностью организмов, особенно водорослей. Текстуры, возникающие при этих деформациях, известны как текстуры «птичий глаз», и они характерны для литоральных и надлиторальных отложений. Фолк выделяет такие илы с нарушенной текстурой как *дисмикриты.*

Тонкозернистый карбонатный ил накапливается в низкоэнергетических обстановках, в которых нет сильных течений, вызывающих размыв. Обычно это защищенные мелководные лагуны и шельфы и более глубоководные бассейны дальнего прибрежья. Глубоководные разновидности илов занимают депрессии на глубине более 30 м в Персидском заливе. Похожие илы встречены в троге пролива Танг на Багамских островах (рис. 8.3), причем в некоторых тонкослоистых илах распознается градационная слоистость. Это говорит о влиянии турбидитовых потоков; образующиеся отложения иногда называются *аллодапными.*

Отложения известкового ила, образующиеся в мелководных обстановках, описаны лучше всего, хотя их происхождение не совсем понятно. Большинство вопросов касается источника ила. Многие петрологи предполагают минеральную природу ила, тогда как другие связывают его образование с биохимическими или даже с биологическими процессами. Суждение о генезисе затрудняется тем, что условия, благоприятные для того или иного пути образования ила, благоприятны также и для других. Эти условия: наличие теплых поверхностных вод с $CaCO_3$, ограниченная циркуляция вод и тропический или субтропический климат.

Условия, благоприятные для физико-химического, биохимического или биологического накопления ила, существуют на Большой Багамской банке, где значительная площадь морского дна западнее острова Андрос покрыта белым арагонитовым илом. Глубина вод здесь составляет около 6 м, и дно более или менее равномерно поднимается к мелководью на расстоянии около 80 км от берега. Затем дно резко погружается с градиентом 1:3 до глубины 600—1800 м. Исключительная мелководность моря сильно сокращает циркуляцию вод, и в центральной части банки воды, по существу, изолированы от вод открытого океана. Под лучами субтропического солнца температура воды летом поднимается до 31°С и происходит интенсивное испарение; так как количества осадков недостаточно для компенсации потери воды при испарении, то вода притекает из океана, и в центральной части банки вода насыщается солями (соленость >41‰). В этих широтах поверхностные воды в открытом океане уже насыщены карбонатом кальция, и всякое повышение температуры уменьшает растворимость его в воде; поэтому, как только раствор прогревается и концентрируется при течении через мелководья, избыток карбоната кальция выпадает в осадок. В спокойных и закрытых участках банки этот осадок представлен тонкими иглами арагонита длиной 1—5 мкм, образующими белые илистые отложения почти чистого карбоната кальция. Такие отложения известны как *арагонитовые илы.* В этих илах присутствуют в различных пропорциях фрагменты скелетных частей организмов и пеллеты, так что они могут также называться биомикритами и пелмикритами (рис. 8. 3).

В отложениях Багамской банки трудно подсчитать количество арагонита, осажденного непосредственно из морской воды; разные подсчеты показывают, что содержание такого арагонита может варьировать от 0 до 50% и более. Неопределимые органогенные обломки составляют примерно 10% багамских илов, а остальная арагонитовая часть представляет собой либо химический осадок, либо неопределимые органогенные обломки, либо смесь обоих материалов. В пользу биогенного образования ила

свидетельствуют известковистые водоросли, причем указывается на легкость, с которой некоторые разновидности (*Penicillus, Udotea, Rhipocephalus, Acetabularia*) после отмирания распадаются на отдельные арагонитовые иглы. Теоретические расчеты показывают, что если средняя плотность заселения водорослями достигает 2—3 растения на квадратный метр и они распределены поверх достаточно обширных участков морского дна, то скорость накопления арагонитовых игл сопоставима с известными скоростями накопления этого осадка. Однако приводимые аргументы убедительны только до тех пор, пока не будет разработан метод, позволяющий различать органогенные и неорганогенные арагонитовые иглы.

Арагонитовые иглы могут сразу же подняться со дна при каких-либо подвижках воды с образованием мутьевых облаков или карманов, известных как *побеления*. Эти карманы могут иметь длину несколько сотен метров и переноситься морскими течениями до тех пор, пока скорость течения и турбулентность воды не уменьшатся настолько, что суспендированный материал снова выпадет в осадок.

Перемещение арагонитовых игл к берегу приводит к постепенному наращиванию арагонитового ила в литоральных и надлиторальных маршевых зонах. Однако неясно, существует или нет дальнейшее накопление химически осажденного арагонита в верхней части литоральной зоны из-за местного бактериального воздействия.

Литифицированные карбонатные илы наиболее часто встречаются в шельфовых толщах. Примером таких отложений могут быть некоторые каменноугольные толщи. Известняки группы Сементстон в Шотландии и северной Англии представляют собой в основном кальцитовые мадстоны, отложенные в условиях себхи и лагун и позднее частично доломитизированные.

Чистые кальцитовые мадстоны или кальцилютиты имеют светло-серую окраску и гладкий почти раковистый излом, однако небольшое количество загрязняющих примесей может придавать этим породам темную или яркую окраску. В шлифах видно, что большинство этих пород состоит из зерен размером 0,5—4,0 мкм. Однако могут присутствовать алевритовые зерна (4—60 мкм) в виде карманов и линз, а иногда они слагают основную часть пород. Эти породы пронизаны неравномерно ветвящимися тонкими жилками шпатового кальцита; эти жилки, вероятно, образовались в период превращения арагонитового ила в твердую кальцитовую породу. При этом превращении арагонита все признаки игловидной формы зерен утрачиваются, а новообразованные кальцитовые зерна быстро цементируются с образованием твердой плотной породы в результате синтаксического нарастания цемента, которое ведет к постепенному вы-

полнению межзерновых пор. Растворение под давлением на контактах кальцитовых зерен, видимо, играет важную роль при осаждении кальцита в процессе каемочной цементации.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Почти все природные воды содержат растворенный карбонат кальция. Растворимость CO_2 в воде увеличивается под давлением, так что родники, поступающие с глубин часто с температурой воды выше температуры воздуха, сразу же становятся пересыщенными и избыток карбоната кальция осаждается в виде твердого вещества; так, например, во многих горячих источниках, особенно в вулканических районах, образуются скопления известкового туфа *травертина,* например в Оверни и в значительно больших масштабах в Италии, особенно в Тоскане и близ Рима. В этих отложениях хорошо проявлена концентрическая и гроздьевидная текстуры, сходные с текстурами оолитовых и пизолитовых известняков; в некоторых случаях образуются почти сферические конкреционные агрегаты диаметром 2—3 м, состоящие из многочисленных тонких концентрических слоев карбоната кальция.

Среди всех наземных отложений лучше всего известны отложения, широко развитые в известняковых пещерах. Воды, просачивающиеся через перекрывающие известняки, насыщаются карбонатом кальция, который осаждается в то время, когда CO_2 выделяется при попадании воды в пещеру. Этому процессу способствует испарение воды. Поверх капель, свисающих с потолка пещеры, образуется тонкая пленка карбоната кальция, а при постепенном наращивании пленок образуются сосулькоподобные тела радиальной или концентрической структуры. Подобным образом капли, падающие на дно пещеры, образуют скопления, которые часто принимают форму столбиков. Висячие образования называются *сталактитами,* а образования на дне пещеры — *сталагмитами.* Отложения такого типа встречаются почти во всех пещерах в известняках.

АВТОХТОННЫЕ РИФОВЫЕ ПОРОДЫ

Среди известковых отложений очень хорошо известны породы, ассоциирующиеся с рифами в мелких и теплых водах. Рифы представляют собой продукт жизнедеятельности организмов, строящих прочные каркасы, связывающие осадки. Эти организмы, в основном известковые водоросли, кораллы, губки и мшанки, воздвигают жесткую волноустойчивую постройку, которая возвышается над ближайшими участками осадконакопления. Такие постройки следует отличать от банок, создаваемых скопле-

ниями организмов, которые не способны связывать осадок. В петрографическом отношении рифовые известняки можно описывать как *биолититы* или *баундстоны,* добавляя соответствующее определение, например водорослевые или коралловые, в зависимости от преобладания того или иного компонента.

О волновой устойчивости рифа можно судить по отложениям, развитым вокруг рифа и представленным аллохемными известняками, сложенными абрадированным рифовым материалом, снесенным с рифового ядра. На морском склоне или склоне переднего рифа осыпи обычно имеют бóльшую мощность и крутое падение и постепенно переходят в глубоководные осадки. На материковом или тыловом склоне рифа обломочный материал обычно слагает более тонкий покров и тесно перемежается с осадками мелководных лагун. Ассоциация собственно рифа и осадков, образовавшихся за счет его абразии, обычно выделяется как рифовый комплекс.

Если рифы растут на обширных площадях, то они могут оказывать значительное влияние на осадконакопление. В лагунных участках тыловой части рифа циркуляция вод может быть настолько ограниченной, что осаждаются эвапориты. Терригенные алевриты и илы задерживаются рифами на их пути в глубоководные бассейны или могут отложиться в углублениях в самом рифовом комплексе. В последнем случае эти осадки могут переноситься с помощью турбидитных потоков.

Современные рифы обычно приурочены к мелководным участкам. Однако большинство их находится на краях крупных подводных склонов или близ них, так что рифовые обломки часто отлагаются в глубоководных участках. Рифы, расположенные в мелководных участках, как, например, риф Алакран, в настоящее время встречаются реже, чем рифы, граничащие с глубоководными участками, однако ископаемые рифы мезозойских и палеозойских известняков, по-видимому, росли преимущественно в мелководных эпиконтинентальных морях.

Современные рифовые породы никогда не состоят исключительно из каркасообразующих кораллов, в них всегда присутствуют многочисленные раковины и скелетные остатки морских беспозвоночных, которые жили на рифе. В такой обстановке важными породостроителями являются также инкрустирующие водоросли. Нуллипоры (Corallinaceae, такие, как *Lithophyllum*) обильны на внешних частях рифа, где он сильнее всего подвержен действию волн. Прочные кораллы и моллюски также обитают в подвижных водах. *Halimeda, Penicillus* и другие зеленые водоросли заселяют защищенные участки, обычно лагунные части рифа.

Крупнообломочные отложения, ассоциирующие с рифами, сложены крупными обломками кораллов, иногда инкрустирован-

ных *Lithophyllum*. Тонкообломочные осадки представлены ракушняковыми, коралловыми и фораминиферовыми калькаренитами и кальцилютитами. Лагунные отложения атоллов часто содержат в больших количествах сегменты *Halimeda*, раковины фораминифер и микрит с коралловыми обломками.

Известняки океанических рифов часто отличаются высокой чистотой, они сложены почти нацело кальцитом и арагонитом и практически не содержат терригенных минералов. Содержание магния в этих известняках обычно выше, чем в чистых коралловых скелетах, которые, как правило, не содержат магния. Ясно, что часть магния может быть привнесена из первичных компонентов осадка, в котором он присутствовал в скелетных частях таких организмов, как фораминиферы, коралловые полипы, кораллы, иглокожие и коралловые водоросли.

Особенно интересное свойство истинных рифовых построек — это их *геопетальное* строение, характеризующееся частичным выполнением полостей карбонатами (рис. 8. 18). Эти об-

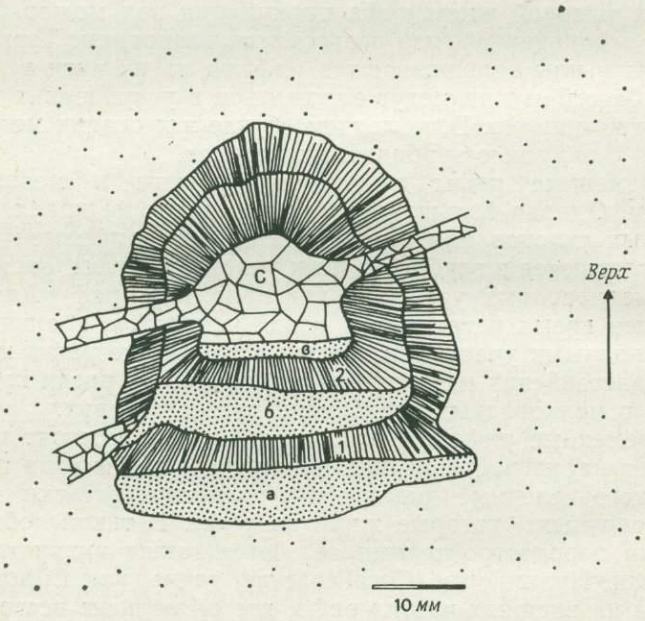


Рис. 8.18. Геопетальное выполнение полости в известняках. Водорослевый риф, девон, Новый Южный Уэльс.

Сложная последовательность выполнения полости состоит из инфильтрации микритового материала, которая сменяется внутренним осаждением, и затем образованием спаритового цемента. Так как микритовый осадок (*а, б* и *в*) обычно встречается на дне полостей, то можно определять первичную ориентировку смятых пластов. *а, б, в* — три генерации материала внутреннего заполнения; *1, 2* — две генерации волокнистого спарита; С — зернистый спарит, выполняющий полость.

ломки обычно представлены частицами алевритового или илового размера. Остающееся незаполненным пространство над горизонтально отложенным алевритом или илом может быть впоследствии заполнено шпатовым кальцитом. Предполагают, что обломочный и кальцитовый материал осаждается на ранней стадии развития рифа и приводит к сильному уменьшению первоначальной пористости.

ДИАГЕНЕЗ

Процессы уплотнения и цементации в карбонатных отложениях настолько тесно переплетены, что их трудно разделить. Это обусловлено тем, что карбонаты очень легко осаждаются, растворяются и снова осаждаются. Арагонитовые илы несколько литифицируются при субаэральном высушивании и при постепенном превращении арагонита в кальцит вскоре после захоронения. Цемент обычно привносится в осадки на ранних стадиях, способствуя тем самым дальнейшему отвердеванию, как, например, в твердых горизонтах и пляжных известковистых песчаниках. В этих условиях первоначальная пористость 70% может быстро уменьшаться до 5% и менее, при этом уплотнение почти не играет никакой роли. С другой стороны, если перекристаллизация и цементация протекают с относительно небольшими скоростями, то может происходить переупаковка части зерен под давлением нагрузки с общим уменьшением объема осадка. Раковины могут разламываться, а в фекальных пеллетах, оолитах и пизолитах могут развиваться структуры обрастания.

Образование стилолитовых и микростилолитовых швов в известняках указывает на явления уплотнения, хотя остаются неизвестными ни глубина залегания пород, на которой эти швы возникают, ни причины преимущественного развития их в одних породах по сравнению с другими. Сутурные контакты, амплитуда которых иногда достигает нескольких сантиметров, а длина десятков метров, возникают в результате растворения под давлением. Нагрузка приводит к напряжению в местах контакта зерен, раствор проникает к контактам и карбонат, захваченный им, может повторно осадиться в виде цемента в соседних порах. Были высказаны предположения о том, что процессы растворения под давлением могут сократить мощность частично сцементированных известняков на 30—40%, однако эти цифры, вероятно, слишком завышены.

Различные стороны сложного процесса цементации карбонатов упоминались ранее в этой главе. Детали этих процессов все еще не ясны, и для подробного ознакомления с существующими точками зрения на эти процессы лучше обратиться к специаль-

ным руководствам. Здесь мы рассмотрим только некоторые общие положения.

В настоящее время процессы цементации протекают в различных обстановках — в субаэральных обстановках накопления капельников и каличе, в литоральных зонах, где главной цементирующей субстанцией является риф, и глубоководных обстановках отложения кальцилютитового ила. Во всех этих обстановках основные процессы цементации протекают одновременно с осадконакоплением или на самых ранних стадиях диагенеза. Однако процессы цементации, видимо, не прекратятся после того, как осадок удалится из зоны контакта с иловыми водами; дальнейшая цементация, вероятно, будет происходить под действием высокой нагрузки, под давлением толщи перекрывающих осадков.

Цементация не всегда представляет собой непрерывный устойчивый процесс. Перерывы распознаются по изменениям в химическом составе и морфологии карбонатных зерен или по характеру цемента, образовавшегося до и после некоторого события, например до и после растрескивания обломков раковин при уплотнении осадка. Продолжительность промежутка времени между отдельными стадиями цементации может варьировать от нескольких дней до нескольких десятков миллионов лет. Если эти промежутки очень длительны, то они могут быть обусловлены изменением уровня моря. Например, осадок, частично сцементированный в литоральной обстановке, может оказаться вне сферы влияния моря при падении его уровня и быстро попадет в зону действия процессов цементации в пресных и солоноватых водах.

Первичный источник цемента всегда представлял стержневую проблему, причем некоторые исследователи особый упор делают на прямое осаждение цемента из морской воды, другие — на растворение арагонитовых остатков организмов в верхних горизонтах карбонатного слоя и осаждение кальцита в нижних горизонтах. Растворение под давлением рассматривается как важный механизм цементации пород на поздних стадиях литификации. В некоторых каличе и калькретах источники цемента вообще неясны.

Утверждалось, что по типу первичной цементации можно судить об общих условиях осадконакопления. В зоне действия метеорных вод микритовый и микроромбический кальцит обычно осаждаются близ поверхности, а на больших глубинах осаждается шпатовый кальцит. В литоральных и сублиторальных зонах, иногда отличающихся большими колебаниями в солености вод, процессы цементации обычно приводят к образованию игольчатого и радиально-волокнистого микритового арагонита и магнезиального кальцита.

Много неопределенного имеется в вопросе о том, сохраняются ли различия между этими типами цементов по мере того, как

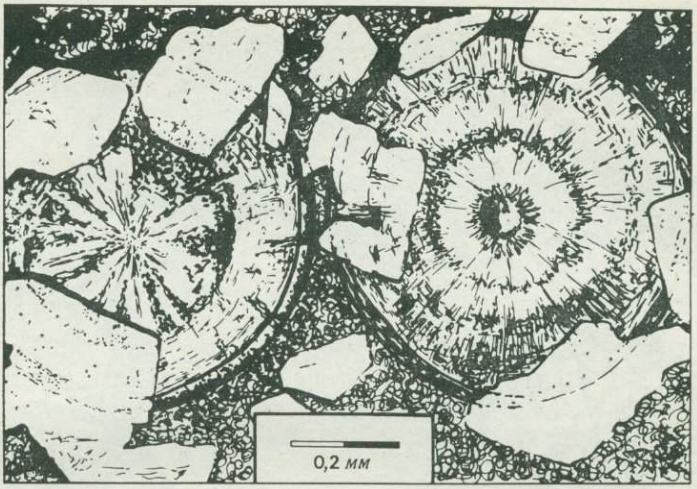


Рис. 8.19. Полевошпатизированный оолитовый известняк, докембрий, Монтана.

Оолиты и мелкозернистый матрикс частично замещены аутигенными кристаллами прозрачного ортоклаза. Первичное концентрическое строение оолитов прослеживается и в зернах полевого шпата. При одном николе.

порода постепенно литифицируется Первичные цементы очень восприимчивы к изменению — они либо удаляются, либо замещаются другими цементами. Одним из обычных типов изменения цемента является *неоморфная аградация,* при которой образуются зерна крупнее первоначальных, а другой тип изменения — это *неоморфная деградация,* при которой происходит уменьшение размера зерен. Когда бы эти процессы ни происходили, это означает, что строение осадка и зачастую его минералогия изменяются; иногда эти изменения могут быть очень глубокими. Хотя по некоторым признакам в шлифах можно различить такие новообразования, как секущие границы, в интерпретацию постседиментационных процессов и последующей эволюции известняков неизбежно вносится много субъективного. Целесообразно было бы при изучении известняков всех возрастов принять, что строение породы в какой-то степени отличается от строения первоначально отложенного осадка, пока не будут получены данные, опровергающие это допущение.

В очень чистых известковистых отложениях, таких, как арагонитовые илы, тонкие частицы вулканического стекла иногда являются главной неизвестковой примесью. Этот факт имеет большое значение в связи с присутствием в некоторых чистых известняках аутигенного кварца и полевого шпата. Хорошо образован-

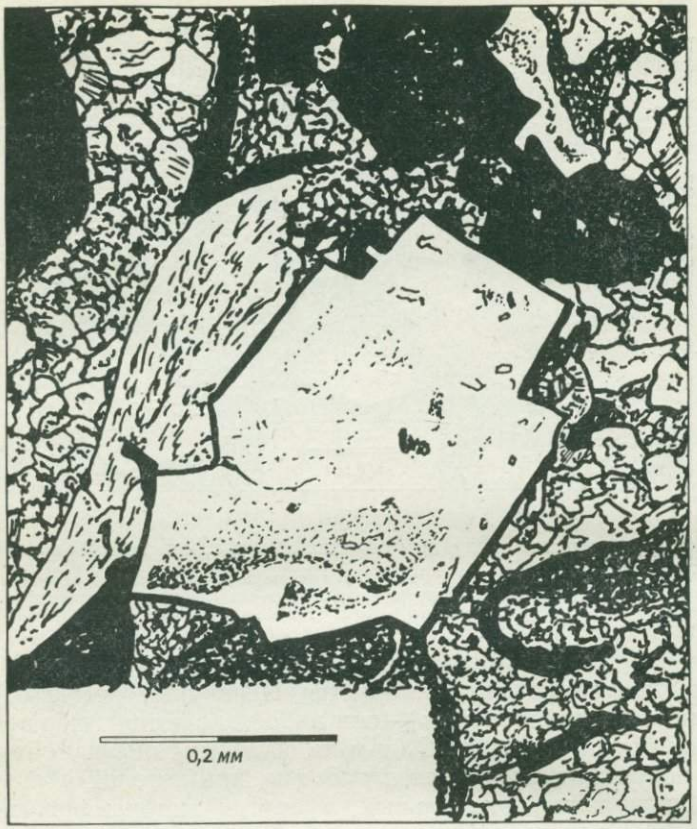


Рис. 8.20. Аутигенный альбит, нижний мел, Бавария.

Кристалл альбита вырос в известняке, замещая обломки раковин и матрикс из ясно-кристаллического кальцита. При одном николе.

ные кристаллы этих минералов могут составлять основную массу нерастворимого остатка. В докембрийских доломитах и известняках Скалистых гор в Монтане много ортоклаза, содержание этого минерала иногда достигает 40% (рис. 8.19). Кристаллы имеют неправильную форму, если они тесно упакованы, но во многих образцах они хорошо оформлены и явно росли в известняках, так как замещают такие первичные текстуры, как оолиты. Гораздо чаще аутигенный полевой шпат представлен альбитом, как, например, в докембрийских известняках Киддапах в Бенгалии и в нижнемеловых известняках Баварии (рис. 8.20).

Силицификация известняков, при которой карбонат кальция замещается кремнеземом обычно в форме кремней, отмечается

очень часто. Источником кремнезема обычно являются органические остатки (спикулы губок, фрустулы диатомовых водорослей, радиолярии и т. д.) в известняках, и этот процесс заключается в растворении, сегрегации и повторном осаждении кремнезема. Известным примером могут служить окремнелые оолиты (рис. 8.21).

Во многих известковистых породах, которые претерпели частичное окремнение, замещению кремнеземом подверглись только окаменелости, тогда как основная масса породы оказалась незатронутой этим процессом. Там, где окремнение было наиболее интенсивным, в первую очередь замещался матрикс породы, что приводило к образованию роговика или кремня. В этом случае окаменелости, особенно окаменелости с плотными кальцитовыми раковинами, оказываются гораздо более устойчивыми к процессам замещения, чем матрикс. Например, во многих криноидных кремнях каменноугольных слоев Йордейл в северной Англии неизмененные фрагменты криноидей распределены в кремневых прослоях и желваках таким же образом, как и в неокремнелых известняках. Каналы в чешуйках криноидей в кремнях Йордейл полностью заняты кальцитом, а не кремнеземом; этот факт весьма

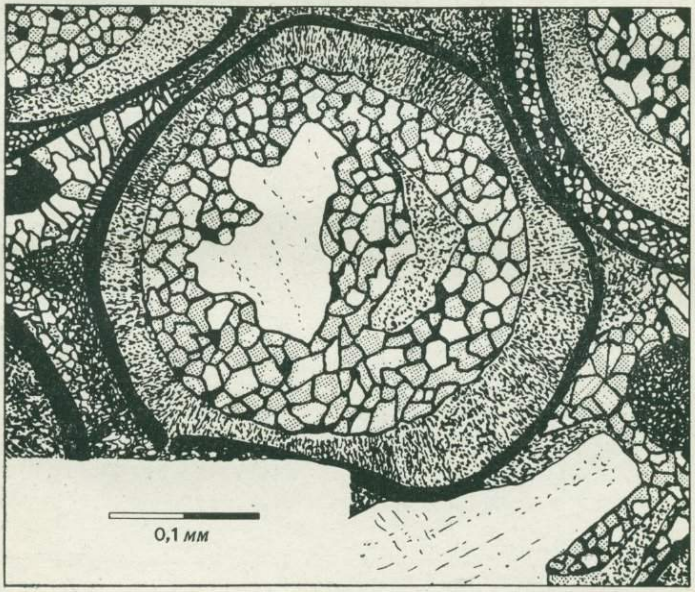


Рис. 8.21. Окремнелый оолитовый известняк, кембрий, Пенсильвания.

Первичный известняк полностью замещен микрокристаллическим кварцем и волокнистым халцедоном. Крупное зерно кварца в центре, хотя оно подверглось изменению при перекристаллизации, возможно, представляет собой первичный обломок. Николи скрещены.

примечателен, так как он свидетельствует о том, что цементация осадка началась прежде, чем он подвергся окремнению.

Подобный вывод напрашивается при изучении кремней в доломитах. Например, в кембрийских известняках Дурнесс в северо-западной Шотландии процессы окремнения не затрагивали доломитовые кристаллы в слабо доломитизированных известняках. Эти мелкие доломитовые ромбы очень хорошо видны в кремневых прослоях, а их распределение в неокремнелых известняках воспроизводит картину выщелачивания кальцитового матрикса. Окремнение произошло только после того, как породы были в некоторой степени доломитизированы. В других случаях окремнение, вероятно, имело место в то время, когда еще протекали процессы доломитизации.

Известняки, через которые просачивались воды, несущие фосфаты, выщелоченные из перекрывающих отложений гуано, часто фосфатизируются в результате метасоматического замещения вдоль некоторых зон или в изолированных карманах. Там, где фосфатсодержащие растворы воздействовали на известняки, образовались фосфаты кальция — коллофан $Ca_3(PO_4)_2 \cdot H_2O$ и даллит $4Ca_3(PO_4)_2 \cdot 2CaCO_3 \cdot H_2O$.

Примеры известняков, фосфатизированных под воздействием метеорных вод, известны на островах Сомбреро, Мона и Монета в Вест-Индии и на острове Ремире в Индийском океане. В фосфатизированный трахит и коралловые породы на атолле Клиппертон в северной части Тихого океана фосфат поступал в форме аммониевых солей в результате выщелачивания из гуано.

Глава 9

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ И ДОЛОМИТЫ

Большинство карбонатных пород, помимо кальцита и арагонита, содержат магнезиальный карбонат, а химические анализы указывают на то, что существуют породы, промежуточные между чисто кальциевыми карбонатными породами и породами, содержащими более 50% магнезиального карбоната (табл. 9.1). Природа магнийсодержащих минералов и характер их распределения в породах несколько различны для разных магнезиальных осадочных пород. Магнезит в осадочных породах редко встречается в качестве самостоятельного минерала, и он обнаружен только в таких очень редких породах, как магнезитовые доломи-

Таблица 9.1

Химические анализы доломитизированных известняков

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
SiO_2	3,59	9,44	3,27	0,14	2,69	16,63
Al_2O_3	0,78	2,90	0,68	1,90	0,59	7,43
TiO_2	0,04	0,17	0,10	—	0,02	0,40
Fe_2O_3	0,66	1,43	6,31	0,49	0,08	0,28
FeO	—	—	—	0,17	1,30	6,03
MgO	20,53	17,76	15,38	20,75	19,45	10,20
CaO	29,25	26,72	28,85	30,07	29,16	21,62
MnO	0,01	0,15	0,31	0,02	0,15	0,24
Na_2O	0,06	0,13	0,15	—	0,05	0,14
K_2O	0,69	0,83	0,19	—	0,08	0,75
H_2O^+	0,06	0,84	0,22	0,28	0,54	0,67
P_2O_3	0,02	0,16	0,18	—	Нет	0,25
CO_2	44,49	38,23	43,31	46,02	44,52	31,10
FeS_2	0,05	0,20	0,29	Нет	1,22	—
C	—	—	—	0,03	0,14	0,64

1 — кембрий — ордовик, Сюзерленд, Шотландия; *2* — группа Сементстон, карбон, Шотландия; *3* — нижнекаменноугольная Известняковая серия, Файф, Шотландия; *4* — нижние Магнезиальные Известняки, пермь, северо-восточная Англия; *5* — нижние Магнезиальные Известняки, пермь, восточная Англия; *6* — анкеритовый алевролитовый горизонт, карбон, Англия.

ты, и в некоторых хемогенных образованиях. Во всех породах с примерно равными содержаниями магния и кальция подавляющая часть магния присутствует в виде двойного карбоната — доломита $CaCO_3 \cdot MgCO_3$. В низкомагнезиальных породах, особенно при содержании карбоната магния менее 8%, этот компонент может присутствовать либо в составе твердого раствора в кристаллах кальцита, либо в виде отдельных кристаллов доломита. Твердые растворы карбоната магния в кальците встречаются во многих биогенных известняках, а отдельные кристаллы доломита — в породах, претерпевших слабый метасоматоз под воздействием магнезиальных растворов.

Из-за сложности минералогии трудно классифицировать эти отложения на основании минерального или химического состава. Самый простой и наиболее часто используемый показатель — это отношение содержаний кальцита и доломита (рис. 9.1).

Еще одна классификация этих пород основана на применении петрографических критериев, как в классификации Фолка. Частично доломитизированные известняки описываются при помощи составных названий, используемых в классификации Фолка, с добавлением соответствующего определения, например доломитистый или доломитизированный (рис. 8.2). Согласно этой схеме, частично доломитизированный оолитовый известняк с цементом из шпатового кальцита можно было бы называть доломитистым ооспаритом. Породы с более полным замещением доломита и с реликтовыми структурами можно было бы называть оолитовым доломитом, а полностью замещенный доломитом известняк без признаков первичных текстур — доломитом с указанием размера зерен, например крупнозернистый доломит.

Дололититы (доломитовые микрообломочные известняки). Дололититы — это кластические и обломочные отложения доло-

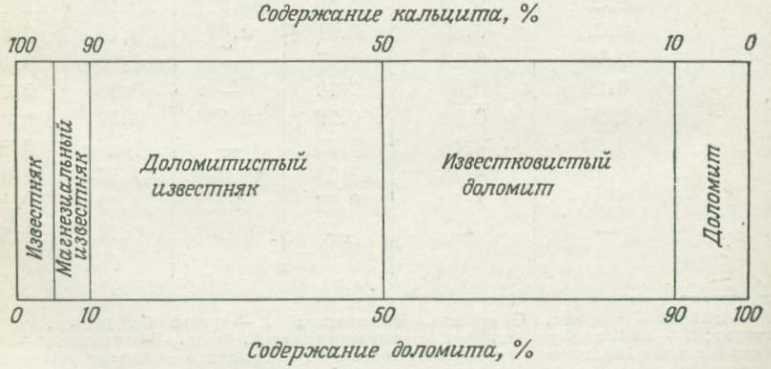


Рис. 9.1. Классификация пород ряда известняк — доломит.

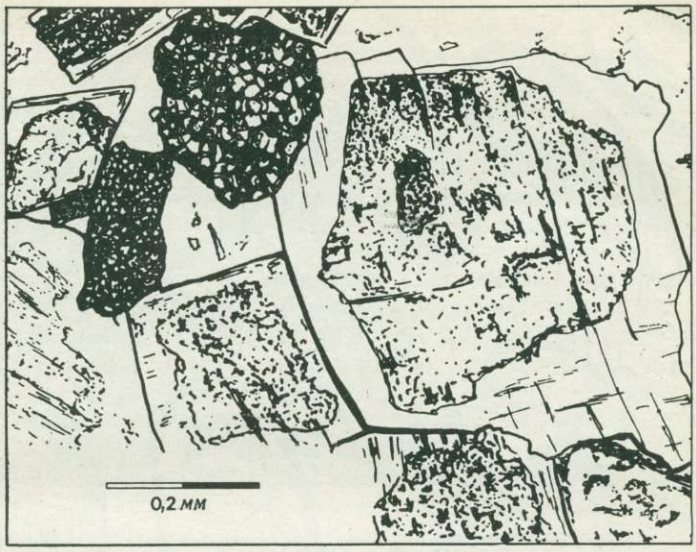


Рис. 9.2. Дололитит, мел, Техас.

Фрагменты загрязненного обломочного доломита с ориентированными нарастаниями чистого аутигенного доломита. При одном николе.

мита, которые образовались за счет ранее существовавших доломитовых пород (рис. 9.2). Субаэральное выветривание умеренно кальцитовых доломитов может привести к образованию чистых доломитов в результате растворения межзернового кальцита. Доломитовые зерна постепенно высвобождаются и накапливаются в виде песчанистых карманов и шлейфов, покрывающих реликтовые ядра доломитовых пород.

Некоторые доломитовые и известковистые песчаники сложены округленными и хорошо сортированными зернами кварца и доломита примерно одинакового размера.

Даже слабой перекристаллизации, вероятно, достаточно для того, чтобы дололититы утратили обломочный характер, а в более тонкозернистых разновидностях процессы литификации обычно уничтожают все микроскопические признаки их обломочного происхождения.

ДОЛОМИТИЗАЦИЯ

В большинстве случаев, если не всегда, доломитовые породы первоначально были отложены в виде известняков, которые впоследствии были преобразованы в доломиты в результате раннего или позднего метасоматического изменения. Однако среди

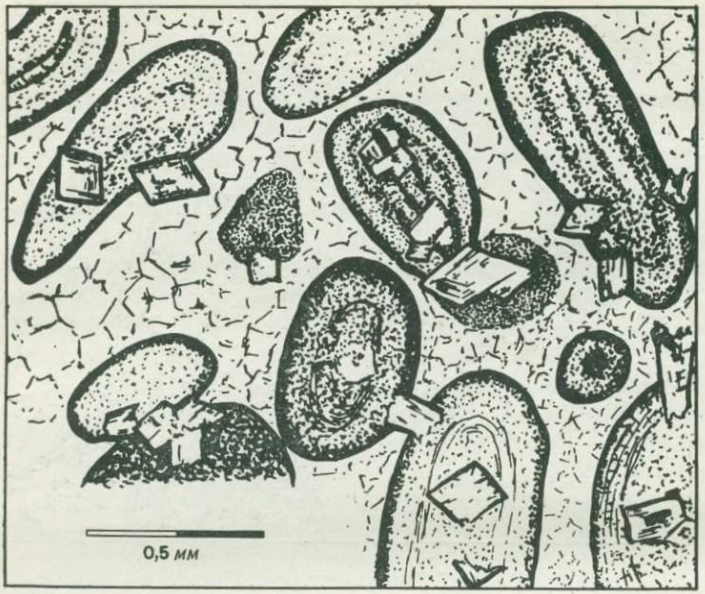


Рис. 9.3. Частично доломитизированный оолитовый известняк, средний девон, южное Марокко.

Доломитизированный ооспарит. Ромбические кристаллы доломита зарождались преимущественно внутри оолитов, хотя они пересекают внешние границы этих аллохем. При одном николе.

литифицированных пород описаны такие, в которых доломит образовался в качестве первичного хемогенного осадка. В большинстве этих отложений доломиты ассоциируются с каменной солью и гипсом или ангидритом, иногда в этих породах описаны другие признаки осаждения в соленых озерах или замкнутых морях.

Сохранность текстур и структур первичных отложений в доломитах различна. Доломит обычно образует идиоморфные кристаллы даже в том случае, если они растут в твердом известняке, и именно поэтому доломитизация в основном приводит к уничтожению первичных текстур.

Часто отмечается, что процессы доломитизации воздействуют селективно на разные компоненты известняков. Доломитизация оолитов, по-видимому, часто протекает независимо и раньше процесса цементации (рис. 9.3). Большая скорость изменения оолитов, возможно, обусловлена наличием в них остатков известковых водорослей, богатых магнием. В общем арагонит изменяется легче, чем кальцит (даже если кальцит содержит мно-

го магния), а мелкозернистый плотный материал изменяется быстрее, чем крупнокристаллический.

Арагонитовые раковины, такие, как раковины гастропод и цефалопод, первыми доломитизируются, и они часто изменяются раньше, чем доломитизируется основная масса. Напротив, плотные кальцитовые окаменелости в калькаренитах часто не затрагиваются доломитизацией даже в том случае, если включающие их спарит и микритовый матрикс полностью доломитизированы. При этом образуются доломитовые породы, содержащие более или менее неизмененные окаменелости, такие, как криноидеи, плотные раковины брахиопод или кораллы ругоза.

Процесс доломитизации может сам по себе сильно изменять пористость пород. Замещение кальцита доломитом из расчета молекула за молекулу приводит к уменьшению объема на 12—13%. Теоретически это изменение должно привести к увеличению пористости в известняке с жестким каркасом на 10% или более (табл. 9.2). В некоторых аравийских юрских известня-

Таблица 9.2

Карбонатные породы-коллекторы юго-западного Ирана

Доломитизация, %	Пористость, %
0	0—4
20	4—8
32	8—12
>58	>12

ках — коллекторах нефти — установлено, что более интенсивно доломитизированные слои имеют пористость 19%; эти породы имеют также довольно высокую проницаемость.

Промежутки времени между отложением известняка и его последующей цементацией могут быть самыми различными в разных случаях. Многие тонкозернистые карбонатные осадки подвергаются доломитизации вскоре после их отложения, когда они находятся еще в неконсолидированном состоянии. В других случаях наблюдаются свидетельства того, что доломитизация имела место значительно позднее литификации породы, причем магнезиальные растворы просачивались через открытые трещины и тончайшие поры. Таким образом, следует различать раннедиагенетическую доломитизацию, или доломитизацию, почти одновременную с осадконакоплением, и доломитизацию в консо-

лидированных известняках, которая может быть позднедиагенетической или еще более поздней.

Выветривание доломита в присутствии пирита или сульфата может привести к обратному превращению этого минерала в кальцит. Этот процесс *дедоломитизации* установлен в современных отложениях Среднего Востока, в каменноугольных известняках острова Мэн и в верхнеюрских слоях Гигас в ФРГ.

Раннедиагенетическая (синседиментационная) доломитизация. Полагают, что большинство слоистых доломитов, которые сохраняют почти однородное строение на огромной площади, образовалось метасоматическим путем вскоре после отложения осадка. Доломитовые породы такого типа иногда имеют большую мощность и слагают целые стратиграфические горизонты, такие, как доломиты Сейлмор (кембрий) в северо-западной



Рис. 9.4. Доломит Нокс, нижний палеозой, Теннесси.

Сросток из доломитовых зерен хорошей ромбической формы. При одном николе.

Шотландии, доломиты Ламиноза (нижний карбон) в Южном Уэльсе, Магнезиальные Известняки (пермь) в северо-западной Англии и доломиты Нокс в Аппалачах в восточной части Северной Америки (рис. 9.4).

Для каждого рассматриваемого слоя доломита могут быть свои признаки почти синседиментационной доломитизации, зависящие от характерных особенностей пород. Во многих случаях достаточно стратиграфических данных, как, например, в случаях залегания доломитов между неизменными известняками, из чего можно заключить, что магнезиальные растворы не могли быть привнесены после отложения этих известняков. Наличие доломитизированных окаменелостей в пределах формации служит хорошим доказательством того, что доломит не был первичным осадком. В Южном Уэльсе в согласно перекрывающих известняках встречаются гальки доломита.

Доломитизации, почти одновременной с осадконакоплением, благоприятствуют следующие условия:

а) теплые воды с глубиной от 0 до 45 м;

б) наличие в достаточном количестве CO_2, обусловливающей частичное растворение известняков и возможность химического взаимодействия с магнезиальными солями в морской воде;

в) достаточно высокая пористость известняков, позволяющая морской воде просачиваться сквозь толщу отложений;

г) достаточно медленное погружение или поднятие морского дна, что способствует полному замещению карбоната кальция двойным карбонатом кальция и магния.

К этому следует еще добавить, что 1) воды должны иметь сравнительно высокое отношение Mg : Ca, предпочтительно выше 20 : 1 (в обычной морской воде это отношение составляет от 3 : 1 до 5 : 1); 2) скорости образования и течения таких вод или растворов должны быть достаточно высокими, чтобы за данный промежуток времени осадок успел доломитизироваться.

Известно, что такие условия в той или иной степени достигаются на современных надлиторальных равнинах в жарких влажных районах мира, на Багамских и Антильских островах и побережье Персидского залива. Надлиторальные равнины, известные на Среднем Востоке как прибрежные себхи, расположены выше обычного уровня высокого прилива и обводняются только во время самых высоких весенних и штормовых приливов. В относительно длительные периоды времени между этими высокими приливами равнины находятся в субаэральных условиях. Поэтому слоистые известковые илы с трещинами усыхания каждый раз пропитываются обычной морской водой. Частично поровые воды почти несомненно представляют собой грунтовые

воды, просачивающиеся из моря. Затем испарение приводит к увеличению концентрации солей в поровых водах близ поверхности до тех пор, пока не начинается массовая кристаллизация сернокислого кальция. Эта фиксация кальция одновременно снимает сдерживающее влияние сульфата кальция в растворе на кристаллизацию доломита и приводит к увеличению отношения Mg : Ca в остаточных рассолах. Такие условия благоприятствуют замещению кальцита доломитом в первичном осадке. На этой стадии арагонит замещается легче кальцита. В качестве доказательства этого ссылаются на селективную доломитизацию арагонитовых пеллет и выполненных арагонитом водорослевых ямок в обломках органогенного кальцита.

Содержание первичного кальцита в поверхностных слоях осадка обычно уменьшается в процессе доломитизации, что связывается с одновременными процессами выщелачивания кальцита. Ионы карбоната, перешедшие в раствор, вероятно, сразу же связываются в новообразованные зерна доломита.

В результате всех этих сложных процессов образуются очень пористые светло-бурые или серые корки, карманы и слои доломита в верхней части слоя известковых илов. Эти образования на 20—95% состоят из доломитовых ромбоэдрических кристал-

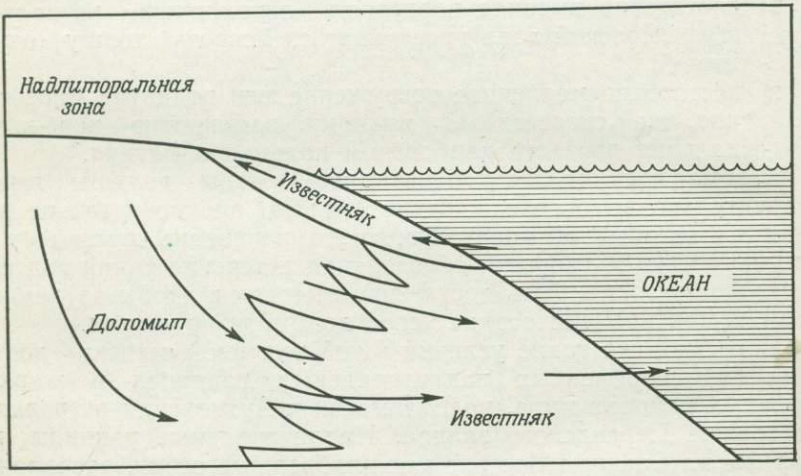


Рис. 9.5. Доломитизация и повторный сток (reflux ion).

Гипотетическая схема, иллюстрирующая возможные соотношения между обстановками, поверхностным и близповерхностным просачиванием и более глубинным стоком вод и доломитизации. Приток морской воды в надлиторальную зону мобилизуется испарением в себхе. Рассолы, начиная с поверхности, преобразуют известковые отложения в раннедиагенетические, почти одновременно образованные доломиты. Любые тяжелые рассолы, просачивающиеся вниз и в направлении к морю, могут приводить к образованию на глубине разрозненных позднедиагенетических несогласных тел доломитизированных пород.

лов размером 1—5 мкм. На западной стороне острова Андрос на Багамах слой доломита мощностью 150 см образовался в течение последних 5000 лет.

Позднедиагенетическая и последиагенетическая доломитизация. Поздне- и последиагенетиечскую доломитизацию часто трудно распознать с уверенностью, так как она обусловлена последовательным рядом процессов, протекавших длительное время. Позднедиагенетическая доломитизация под воздействием погребенных и грунтовых вод протекает при более высоких давлениях нагрузки и термодинамических параметрах, чем раннедиагенетические изменения. Однако некоторые процессы глубинной доломитизации, вероятно, одновременны с раннедиагенетической доломитизацией в приповерхностных участках (рис. 9.5). Некоторая часть рассолов, образующихся в приповерхностных участках, возможно, просачивается вниз в подстилающие слои и приводит к образованию множества секущих доломитовых образований. Первичная слоистость может пересекаться карманами доломита, а такие образования, как оолиты, окаменелости и трещины усыхания, могут частично разрушаться. Пористость также изменяется в результате одновременного растворения карбоната кальция, хотя она может снова измениться при выделении более позднего доломита или кальцита.

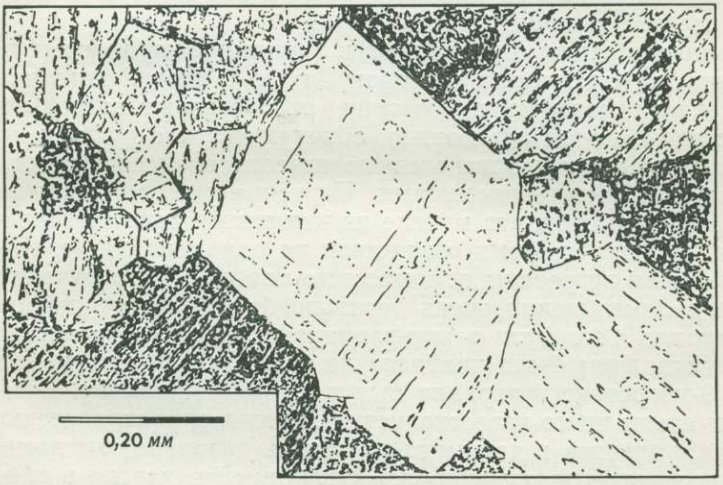


Рис. 9.6. Позднедиагенетический доломит, Дербишир, Англия.

Видны две стадии доломитизации первичного нижнекаменноугольного известняка. Первая стадия представлена «загрязненными» почти эвгедральными зернами доломита, а вторая — чистыми ромбическими эвгедральными кристаллами доломита. При одном николе.

Считают, что постдиагенетическая доломитизация под воздействием циркулирующих грунтовых вод, богатых магнием, ассоциируется с периодами минерализации, поднятием и выходом пород на поверхность и часто носит региональный характер в районах развития интенсивно перемятых и раздробленных пород. Сдвиговые напряжения, по-видимому, благоприятствуют доломитизации этого типа (рис. 9.6).

Доломиты такого генезиса наиболее легко распознаются в формациях, сохраняющих реликты неизмененных известняков. В большинстве наиболее характерных проявлений вторичный доломит явно приурочен к ослабленным зонам, обычно встречающимся в твердых породах, причем наиболее часто доломитизация приурочена к плоскостям разрывов, трещинам отдельности и небольшим трещинам.

Нижнекаменноугольные известняки Великобритании подверглись как раннедиагенетической, так и последиагенетической доломитизации. В некоторых районах, например в Лейстершире, зерна доломита часто встречаются в виде хорошо развитых ромбоэдров с зонами гематита; присутствие таких кристаллов в подстилающих новых красных песчаниках принимается как доказательство того, что породы были доломитизированы в триасе. С другой стороны, серые и желтые доломиты на соседних участках не содержат никаких кристаллов с зональными включениями гематита и они рассматриваются как продукты раннедиагенетической доломитизации.

Долотимизация современных и третичных коралловых рифов. На многих коралловых островах Тихого и Индийского океанов, там, где климатические условия способствуют возникновению вод с повышенной соленостью, обнаружено, что рифы и ассоциирующиеся с ними органогенные известняки частично или полностью замещены доломитами. Изучение рифов, поднятых над водой, показывает, что многие из них также доломитизированы, а в некоторых буровых скважинах на одном или двух островах также были встречены доломитовые породы. Для изучения процесса доломитизации очень детально было исследовано основание атолла Фунафути в юго-западной части Тихого океана. Буровая скважина была пройдена до глубины 330 м и керн с каждого 3-метрового интервала был подвергнут анализу. Везде были отмечены чисто известковистые породы, и распределение арагонита, кальцита и доломита оказалось довольно закономерным. Распределение этих минералов с глубиной показано в табл. 9.3.

Арагонит — главный компонент пород в самой верхней 30-метровой части разреза, но ниже он быстро исчезает в основном вследствие растворения, и образуются пористые кальцитовые породы. На глубине 45 м удаляется почти весь арагонит, а ниже 66 м вообще нет никаких признаков этого минерала. В интерва-

Таблица 9.3

Разрез атолла Фунафути по скважине

Глубина от поверхности, м	Состав пород	Содержание $MgCO_3$, %
0—30	Арагонит-кальцитовый известняк	3,2—16,4
30—45	Переходный: арагонит постепенно растворяется	2,1—4,6
45—190	Пористый кальцитовый известняк	0,8—5,4
190—195	Переходный: постепенное развитие доломита	20,4—38,4
195—330	Доломитовая порода (присутствует кальцит)	40 (в среднем)

ле 66—190 м известняки очень рыхлые и пористые, сложены, по существу, кальцитовыми органогенными обломками и сходны с рыхлым песком из рифового обломочного материала. Доломит не встречен в верхней (0—190 м) части разреза, а обнаруженный здесь карбонат магния, вероятно, присутствует в виде твердого раствора в кальците. Содержание карбоната магния сильно варьирует по разрезу, и, по-видимому, эти колебания связаны с количеством и природой магнийсодержащих остатков организмов, которые принимали участие в образовании известняков. Первые кристаллы доломита появляются на глубине 191 м, и ниже керн уже полностью представлен доломитовой породой, в которой самостоятельные кальцитовые кристаллы, как правило, не обнаруживаются. В двух или трех маломощных горизонтах доломитового разреза встречены пласты доломитового известняка, а в остальной части разреза доломиты встречаются неизменно вплоть до глубины 330 м.

Процессы доломитизации, вероятно, начались еще в стадию роста атолла до удаления арагонита, и частично он мог непосредственно замещаться доломитом. Оставшаяся часть арагонита, возможно, была выщелочена в интервале 30—190 м в период позднеплейстоценового воздымания атолла после его доломитизации. Если это происходило так, то верхние 30—45 м разреза рифа, в котором присутствует арагонит, вероятно, имеют постплейстоценовый возраст. В тех образцах, в которых впервые появляется доломит, видно, что кристаллы этого минерала приспосабливаются к каркасу пористого кальцитового известняка, и они явно росли на поверхности существующих кальцитовых кристаллов. Доломит, возможно, непосредственно кристаллизовался из раствора, хотя можно предположить, что он образовался также путем частичного замещения высокомагнезиального

микритового ила, который первоначально выполнял пустоты. Этот ил, реликты которого сохранились, образовался в основном за счет водорослей и фораминифер.

Как явствует из этого обзора, процессы доломитизации в существующих рифах, подобных атоллу Фунафути, очень сложны и вызывают противоречивые суждения. С такими же сложностями можно встретиться и при изучении более древних рифов.

МАГНЕЗИТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Осадочные породы, состоящие преимущественно из магнезита, встречаются гораздо реже кальцитовых или доломитовых пород. В большинстве случаев проявления магнезита образовались либо в результате выветривания оливинсодержащих ультраосновных пород, либо в результате воздействия магнезиальных растворов на другие карбонатные породы, особенно на известняки. Современное образование магнезита имеет место в надлиторальных илах побережья Персидского залива.

Химически осажденные магнезиты крайне редки; примеры таких магнезитов известны не как морской осадок, а как осадок континентальных соленых озер. По-видимому, в одном из таких озер образовались отложения близ Бисселла в Калифорнии. Магнезит здесь слагает тонкослоистые плотные белые породы, переслаивающиеся с серыми или зелеными глинами. Анализы показывают, что помимо обычного магнезита в этих породах присутствует основной карбонат гидромагнезит $3MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$. Эти отложения явно образовались в соленом озере, занимавшем дно пустынного бассейна. Предполагается, что воды озера содержали карбонат натрия, который реагировал с растворенным сернокислым магнием, привносимым весенними водами; в местах впадения потоков в озеро осаждался гидромагнезит.

Для некоторых прибрежных озер аридных и семиаридных районов Южной Австралии характерно сезонное (летнее) осаждение гидромагнезита и магнезита в ассоциации с доломитом. Осаждению магнезита, возможно, способствует жизнедеятельность водорослей, повышающих pH вод и концентрирующих магний в своих скелетных образованиях; наблюдалось, что некоторые древние отложения магнезита тесно ассоциируются с биогермными водорослевыми доломитами. Такая ассоциация видна в линзовидных магнезитовых пластах в Питарагуре в Индии, которые прослеживаются в обнажениях на расстоянии 130 км и имеют мощность до 30 м. Эти породы содержат 42% MgO и 1,5% CaO.

Глава 10

КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К этим отложениям относятся чисто органогенные образования, в которых органические остатки включены в матрикс или цемент из очень тонкокристаллического кремнезема. Нет какой-либо границы между этими отложениями и некоторыми разновидностями кремней, которые, видимо, образовались в результате метасоматического замещения известняков. Между этими двумя крайними разновидностями — чисто органогенной и чисто метасоматической — существуют многочисленные разности кремнистых образований, в которых в той или иной мере присутствуют кремнистые органические остатки. Некоторые кремнистые породы рассматриваются как хемогенные образования, возникшие путем первичного неорганического осаждения коллоидального кремнезема. К таким породам относятся плейстоценовые и докембрийские слоистые и желваковые кремни. В плейстоценовых щелочных озерах бассейна Магади в Кении кремнезем, по-видимому, первоначально осаждался в виде магадиита $NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O$, но затем из этого минерала постепенно выщелачивался натрий, и он переходил в кремнистое вещество. Докембрийские железистые формации частично сложены кремнями, для которых трудно доказать участие органики в их отложении. Разновидности кремней могут возникать диагенетически за счет вулканического пепла, отложившегося в воде.

Терминология кремнистых пород довольно проста. Мягкие почти неконсолидированные органогенные осадки называются *илами* (oozes). Отложения, которые остаются неконсолидированными, хотя их накопление прекратилось, называются *землями* (earths), например *радиоляриевые земли* и *диатомовые земли*. Консолидированные аналоги этих чисто органогенных осадков называются *радиоляритами* и *диатомитами*; к ним можно добавить спонголиты, аналоги которых среди неконсолидированных осадков не имеют широкого распространения.

Термин *кремень* (chert) применяется по отношению ко всем кремнистым осадочным образованиям, в которых главным компонентом является переотложенный кремнезем. Таким образом, к кремням относятся породы как органогенные, так и неорганогенные; те радиоляриты и диатомиты, которые характеризуются хорошо развитым кремнистым цементом или кремнистой основной массой вполне могут быть названы радиоляриевыми крем-

нями или диатомовыми кремнями. В общем таким описательным путем можно разграничить разные типы кремней, однако существует ряд названий, традиционно используемых для специфических разновидностей кремнистых пород (cherty rocks), как, например, яшма, новакулит, лидит (лидийский камень) и флинт.

Порцелланиты (не представляют собой истинные кремни) — это тусклые на вид, пористые и высококремнеземистые отложения. Они широко распространены в глубоководных морских отложениях позднемелового — плейстоценового возраста и сложены низкотемпературным кристобалитом SiO_2, в основном биогенным. Анализы представительных кремнистых пород приведены в табл. 10.1.

В кремнистых отложениях кремнезем встречается в нескольких формах.

Таблица 10.1

Химические анализы кремнистых пород

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*
SiO_2	60,14	73,16	66,67	95,00	61,42	98,36	94,72	94,60
Al_2O_3	13,01	9,08	14,82	1,70	0,10	0,12	0,55	1,80
TiO_2	0,53	0,21	0,63	0,08	—	—	2,13	0,07
Fe_2O_3	5,96	1,44	6,51	0,78	30,64	—	1,74	0,36
FeO	—	—	—	0,11	3,23	0,08	—	0,28
MgO	2,34	0,23	2,58	0,23	0,20	0,01	0,23	0,64
CaO	1,87	0,50	2,26	0,41	0,48	0,16	0,63	0,49
MnO	0,74	—	0,28	0,18	—	—	—	—
Na_2O	1,97	1,20	1,66	0,09	0,94	0,04	—	0,15
K_2O	2,04	1,40	2,54	0,33		0,04	—	0,37
H_2O^+	8,01	—	—	0,71	0,08	0,84	—	0,77
H_2O^-	—	7,20	—	0,08	1,79	0,11	—	0,09
P_2O_5	0,12	—	0,14	0,20	—	0,02	—	0,24
CO_2	—	—	0,51	0,06	0,66	0,07	—	0,60
C	—	—	1,32	—	—	0,02	—	—

1 — диатомовый ил, северная часть Тихого океана; *2* — диатомит (озерный), плейстоцен, Новая Зеландия; *3* — радиоляриевый ил, северная часть Тихого океана; *4* — радиоляриевый кремень, юра, Калифорния; *5* — кремнистые прослои в формации железняков, докембрий, Индия; *6* — кремень (флинт), мел, Дувр, Англия; *7* — силькрет, перекрывающий глинистые сланцы Двейка, Южная Африка; *8* — спонголит (spicular chert), нижняя пермь, Невада.

Микрокварц — это форма безводного кристаллического кремнезема, встречающаяся в осадках; его зерна обычно имеют размер менее 20 мкм.

Опал — коллоидальная форма кремнезема, содержащая в переменных количествах воду, обычно в пределах 3—9%. Оптически опал отличается от кварца своей изотропностью и более низким светопреломлением. Твердость и удельная масса варьируют в зависимости от содержания воды, и они всегда заметно меньше, чем у кварца. Опал обнаружен в кремнистых скелетных частях организмов и в отложениях горячих источников. Он также встречается в виде цемента в некоторых песчаниках, которые подверглись выветриванию в полузасушливых районах. Опал обычно не встречается в кремнях древнее мезозойского возраста.

Халцедон — тонкозернистый или волокнистый материал, присутствующий в различной форме в кремнях. Халцедон более устойчив, чем опал, и обычно является продуктом перекристаллизации опала. С поверхности образцы халцедона обычно имеют губчатый облик из-за наличия тонких сферических пустот, выполненных водой. Из-за этих пустот халцедон в шлифах под микроскопом в естественном свете имеет буроватую окраску.

ОСАЖДЕНИЕ КРЕМНЕЗЕМА

Большая часть кремнезема переносится в моря в виде истинного раствора, вероятно, монокремниевой кислоты H_4SiO_4 и с трудом осаждается непосредственно из воды при воздействии электролитов. Так как концентрации кремнезема в речных водах обычно на 2—3 порядка выше, чем в морской воде, то, вероятно, протекают процессы, которые обусловливают это понижение концентрации. Изменения в щелочности вод не оказывают никакого влияния на концентрацию в воде монокремниевой кислоты. Возможно, что кремнезем в речных водах адсорбируется на коллоидных и суспендированных твердых частицах или соосаждается вместе с ними. Там, где реки впадают в море, воды которого изобилуют электролитами, может быть удален почти весь растворенный кремнезем, причем кремнезем и твердые частицы осаждаются на дно. С другой стороны, гипотеза первичного неорганического осаждения кремнезема вызывает большое сомнение. Видимо, большая часть переносимого кремнезема первоначально используется микроорганизмами (диатомовыми водорослями, радиоляриями, губками и т. д.) для постройки скелетных образований. После отмирания кремнистые скелеты накапливаются, и, если их много, они могут в результате перекристаллизации образовать кремнистые породы близ поверхности осадка и непосредственно под ней.

В океанических осадках наибольшие концентрации растворенного кремнезема отмечены в верхней двухметровой части донных осадков, и они в основном обусловлены частичным растворением кремнистых остатков планктона. Силикатные пирокласты поставляют очень мало кремнезема. В осадках, богатых карбонатами, такие условия приводят к медленному росту желваковых кремней, тогда как в осадках, богатых глиной, образуются порцелланиты и слоистые кремнистые породы. В результате диагенетических процессов в качестве промежуточного метастабильного продукта обычно образуется кристобалит.

Диатомовые отложения. Диатомовые водоросли — это мелкие одноклеточные организмы с опаловыми стенками. Они составляют значительную часть планктона как в пресноводных озерах, так и в морях. Диатомовые водоросли наиболее интенсивно заселяют верхние слои воды, причем в море они встречаются до глубины 135 м, до которой проникают лучи света. Более прочные кремнистые остатки могут попадать в осадки на любых глубинах; однако их не так много в мелководных отложениях, вероятно, из-за того, что их присутствие маскируется обилием других осадочных материалов. В настоящее время крупные скопления диатомовых илов встречаются в глубоководных условиях в полярных морях, а в южных широтах в участках холодных течений — близ континентов, например у западного берега Южной Америки. В этих районах происходит обмен между поверхностными водами и богатыми питательными веществами восходящими глубинными водами, что обеспечивает круглогодичное обильное развитие организмов. Концентрация растворенного кремнезема в этих водах в несколько раз выше, чем в поверхностных водах других районов.

В Антарктике диатомовые илы образуют непрерывный пояс, окружающий зону терригенных отложений, которые окаймляют краевую часть постоянного ледового покрова. Поэтому илы часто содержат значительную примесь терригенного материала, привносимого плавающими льдами. Эти отложения сложены главным образом кремнистыми остатками диатомовых водорослей с некоторой примесью известковистых фораминифер; остатки других организмов встречаются крайне редко. При высыхании ил становится белым или желтоватым и порошкообразным и под микроскопом очень похож на диатомовую землю из пресноводных отложений (трепел, или кизельгур).

В настоящее время мелководные диатомовые отложения образуются в основном в пресноводных озерах. Плейстоценовые диатомовые земли широко распространены в Шотландии и северной Англии, где они обычно встречаются в виде линзовидных слоев среди озерных отложений, особенно среди отложений позднe- и послеледниковых озер.



Рис. 10.1. Радиолярии в глобигериновом иле.

Кремнистые остатки отобраны с глубины 5071 м в Индийском океане. Обычный радиоляриевый ил состоит из подобного материала. Увеличение 400.

Диатомовые земли Кентмира в Озерном округе в Англии выполняют древний ледниковый озерный бассейн. Эти отложения состоят из остатков диатомовых водорослей, смешанных с глиной и торфом, в свежем виде они темно-бурые, но на воздухе быстро становятся темно-оливково-зелеными. В природном виде эти земли характеризуются исключительно высокой пористостью.

Мезозойские и кайнозойские диатомовые отложения известны во многих районах мира. Линзовидные слои этих осадков мощностью до 30 м и без признаков слоистости, широко развитые в озерах Рифтовой долины в Кении, были отложены в кайнозойское время. Некоторые из этих слоев сложены очень чистым материалом и содержат более 80% кремнезема.

Радиоляриевые отложения. В противоположность диатомовым водорослям радиолярии приурочены только к морским отложениям, причем они наиболее распространены в тропических, а не полярных водах. В настоящее время они дают скопления *радиоляриевых илов*, в которых кремнистые скелеты радиолярий

содержатся в количестве 30—80% (рис. 10.1). Эти илы обычно красноватые и менее пластичны, чем бурые глины, из-за меньшего содержания глинистого материала; помимо кремнистых остатков организмов эти илы содержат почти те же минералы, что и бурые глины. В некоторых илах содержится много карбоната кальция, главным образом в форме раковин фораминифер; встречаются также остатки диатомовых водорослей и кремнистые спикулы губок. Радиоляриевые илы, по-видимому, приурочены к большим глубинам; образцы этих илов были подняты с самых больших глубин в западной части Тихого океана и в Индийском океане, где они, как полагают, покрывают площадь дна размером около 4,5 млн. км^2.

Даже самые чистые радиоляриевые илы можно рассматривать всего лишь как разновидности бурой глины, обогащенные кремнистыми остатками организмов; и те и другие в равной мере характеризуются пониженным содержанием карбоната кальция. Однако существуют многочисленные промежуточные разновидности между кремнистым радиоляриевым илом и известковистым глобигериновым илом. Отложения, богатые остатками радиолярий, большей частью приурочены к тропическим и субтропическим районам.

Отложения с обильными остатками радиолярий известны в ордовикских толщах и встречаются почти по всему разрезу от нижнего палеозоя до плейстоцена. Кроме того, многие докембрийские кремнистые породы очень напоминают палеозойские радиоляриевые кремни и, вероятно, близки к ним по генезису. Известно, что многие древние радиоляриевые отложения накопились в мелководных условиях, а другие осадки, например отложения, встречающиеся вместе с подушечными лавами, образовались на морском дне, глубину которого определить трудно. Примеры истинных абиссальных накоплений, сопоставимых с современными радиоляриевыми илами, очень редки, к ним можно отнести осадки на Барбадосе и Тиморе, хотя они и ассоциируются с глобигериновыми мергелями. Тонкослоистые мезозойские радиоляриевые кремнистые породы Греции, по-видимому, образовались в результате диагенеза в базальных слоях, богатых остатками радиолярий и принадлежащих к турбидитным осадкам алеврита и красной глины. Остатки радиолярий приурочены не только к подобным отложениям, они широко распространены и в тонкоструктурированных морских осадках. Из-за малого размера радиолярий они обычно незаметны в обломочных породах, но легко определяются в нерастворимых остатках многих тонкозернистых известняков, например мелов. Радиолярии также часто присутствуют в фосфатных желваках в виде прекрасно сохранившихся экземпляров.

В более молодых радиоляриевых осадках, например в Океа-

нической толще (верхний олигоцен и нижний миоцен) Барбадоса, тонкие детали строения радиоляриевых раковин очень хорошо сохранились. Даже в некоторых каменноугольных отложениях степень сохранности раковин высока настолько, что по ним можно восстановить их первоначальное строение. Однако в большинстве палеозойских кремнистых пород сохраняется только общая форма раковин радиолярий в кристаллах совершенно чистого кварца, окруженного мутным и более темным тонкокристаллическим халцедоном.

Рыхлые радиоляриевые осадки, известные как *радиоляриевые земли,* встречаются крайне редко, а в подавляющем большинстве радиоляриевые отложения представляют собой довольно прочные породы, которые называют *радиоляритами.*

Радиоляриевые кремни в Великобритании известны в основном в докембрийских, ордовикских и морских девонских отложениях, обычно в ассоциации с вулканитами: с подушечными лавами или зелеными песчаниками, образовавшимися за счет спилитов. Дальредские кремнистые породы Шотландии и докембрийского комплекса Мона в Англси имеют ярко-красную окраску из-за тонкорассеянных окислов железа; ордовикские кремни Шотландии характеризуются различными окрасками: серой или черной, обусловленной примесью углерода; бурой или красной из-за примеси окислов железа; зеленовато-серой, обусловленной, вероятно, примесью хлорита или эпидота. Эти кремнистые породы тонкозернисты и отличаются отсутствием или редким содержанием обломочных компонентов, за исключением незначительной примеси глинистого вещества, причем породы сложены в основном криптокристаллическим халцедоном. Эти породы отличаются исключительно высокой плотностью и в большинстве случаев практически неслоисты. Изредка встречаются в них окаменелости; обычно видны спикулообразные тела, но большинство из них, очевидно, представляют собой остатки шиповидных радиолярий, поэтому неясно, в какой мере распространены остатки губок. Вероятно, первоначально осадки были весьма сходны с современным радиоляриевым илом, а затем подверглись интенсивному окремнению, вероятно вскоре после отложения. Глубину отложения этих осадков нелегко определить, однако ясно, что они не накапливались на мелководье.

Радиоляривые кремни в каменноугольных отложениях несколько иные. Они обычно четко слоистые, серые, черные или белые, в зависимости от количества углерода в примеси. В юго-западной Англии в этих кремнях видны текстуры смятия, возникшие почти одновременно с осадконакоплением и объясняемые смещением осадка вниз по склонам на глубине около 500 м.

Считают, что юрские кремни в Альпах представляют собой абиссальные отложения, которые накопились в трогах глубоких

геосинклиналей. Сходные по возрасту и строению осадочные породы приурочены к геосинклинали Загрос (рис. 10.2).

Спонголиты. Хотя кремневые губки обитают в основном в морях, спикулы губок могут также составлять значительную часть диатомовых отложений некоторых пресноводных озер. Во многих образцах, поднятых с океанического дна, встречено много спикул губок.

Остатки губок принимают то или иное участие в образовании каменноугольных, юрских и меловых пород Великобритании. Кремни в каменноугольных отложениях образуют прослои и слои желваков; цвет их светло-серый, бурый и черный, в зависимости от состава вмещающих известняков или глинистых сланцев. Эти кремни образуются в результате замещения первичной породы, в них встречаются остатки различных морских организмов, отчасти замещенных кремнеземом (рис. 10.3).

В кремнистых породах слоев Пурбек (юра) в южной Англии присутствуют спикулы пресноводных губок *Spongilla*, а местами породы почти нацело сложены спикулами.

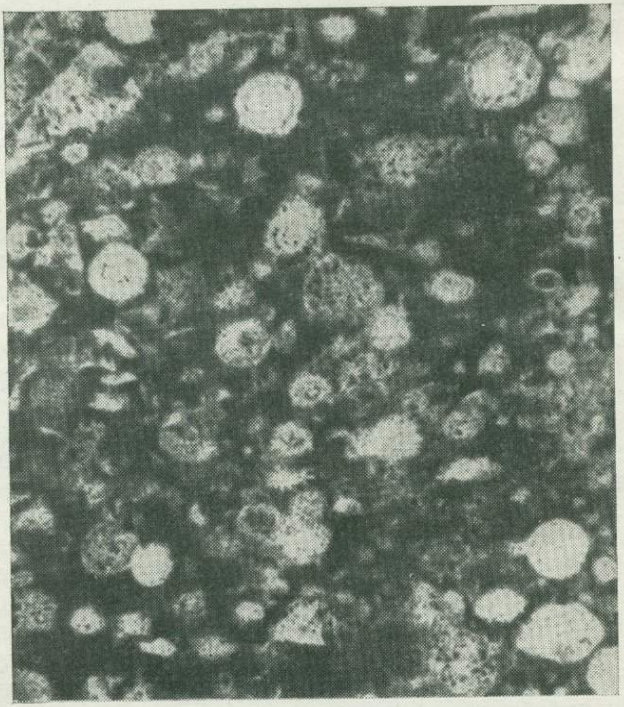


Рис. 10.2. Радиоляриевый кремень, мезозой, Оман.

Округлые образования — это остатки радиолярий, выполненные микрокристаллическим кварцем. При одном николе, увеличение 30.

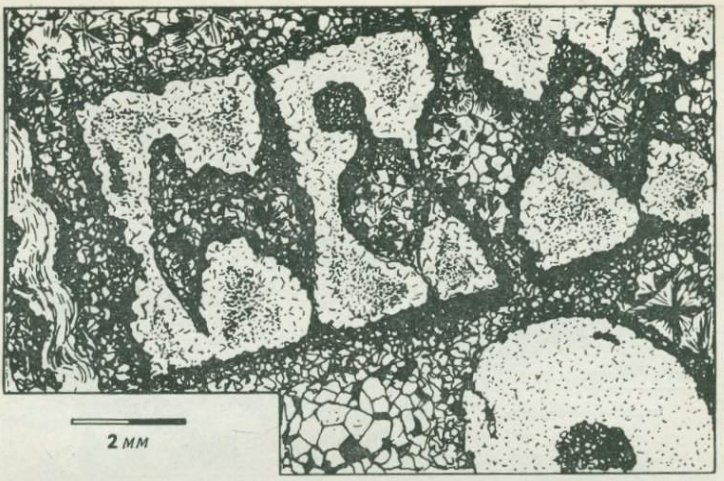


Рис. 10.3. Кремень (chert), нижний карбон, северная Англия.

Реликты известковых криноидей в общем хорошо очерчены и с краев замещены волокнистым халцедоном и микрокристаллическим кварцем. Николи скрещены.

В Нижних Зеленых песках (мел) в южной Англии встречаются скопления спикул, слагающих слои, мощность которых изменяется от нескольких миллиметров до одного метра и более. Спикулы смешаны с обломочным материалом и глауконитом. Во многих местах в Нижних и Верхних Зеленых песках присутствуют кремни со спикулами, хотя пока не ясно, какую роль играли эти спикулы в образовании кремней. При диагенезе в кремнях происходили процессы перекристаллизации и во многих случаях первоначальные структуры разрушались (рис. 10.4).

Флинт. Флинтом называются в основном кремнистые желваки, желваковые пропластки и линзы в белых мелах (White Chalk) в Западной Европе и в других районах развития мелоподобных пород в отложениях верхнего мела. Флинтом называют также гальки многих третичных и четвертичных обломочных отложений. Галечники четвертичных террас Темзы и рек в юго-восточной Англии в районе распространения отложений мела сложены многократно переотложенными кремнями.

Флинт — это обычно очень плотная, твердая порода, хрупкая в коренном залегании; дает раковистый излом с чистой и гладкой поверхностью. Он просвечивает в тонких осколках; цвет на свежей поверхности скола бурый, черный или серый. Поверхность покрыта тонкой корочкой частично окремнелого мела.

Кремни сложены очень тонкозернистым халцедоном, который, как полагают, образовался биогенным путем. Кремнезем

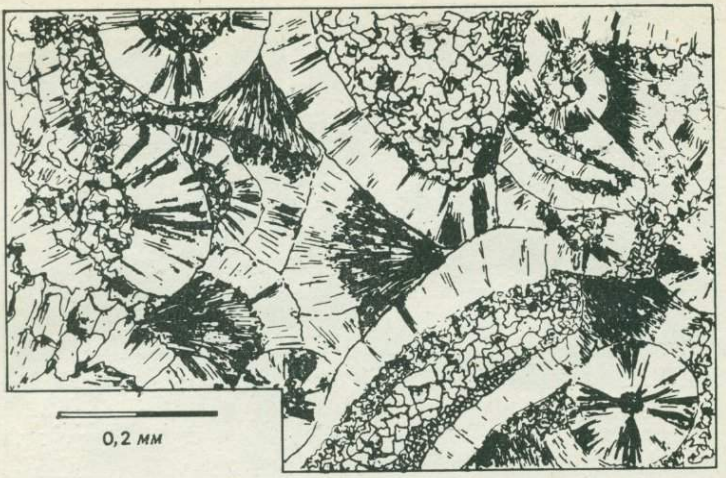


Рис. 10.4. Кремень (chert); верхний мел, юго-западная Англия.

Выделяются две генерации волокнистого халцедона; первая — в виде округлых, иногда сферических тел с искривленными внешними зонками и вторая — в виде более темных веерообразных агрегатов. Халцедон обеих генераций, по-видимому, ранее подвергался перекристаллизации с образованием микрокристаллического кварца, который занимает центральные участки округлых тел. Николи скрещены.

появляется в результате растворения опаловых скелетных частей губок и радиолярий; неясно, являются ли остатки диатомовых водорослей поставщиками кремнезема для этих кремней. Растворение кремнистых осадков начинается в верхних слоях мелового ила до глубины несколько метров, кремнезем перераспределяется, местами концентрируется и выпадает из раствора в виде кристобалитового порцелланита, особенно на тех участках, где широко развиты следы илоедов и роющих организмов и содержится много органического вещества. Скопления разлагающегося органического вещества в таких участках могут в достаточной степени понизить растворимость кремнезема, и в результате кремнезем выполняет поры и замещает окаменелости. Многие кремневые желваки представляют собой слепки ходов организмов.

Эти раннедиагенетические процессы, вероятно, обусловливают появление кремневых прослоев, расположенных примерно параллельно слоистости, хотя они обычно образовались после размыва дна мелового моря, имевшего место почти одновременно с осадконакоплением. Дальнейшее осаждение кремнезема на зародышах и его перекристаллизация в халцедон, вероятно, имели место в течение поздних стадий диагенеза и приводили к дальнейшему замещению вмещающего мела.

Глава 11

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Минеральный и химический составы железистых осадков довольно разнообразны (табл. 11.1).

Геохимические условия осаждения железа в общем хорошо изучены и отображены на многих диаграммах, подобных диаграмме, приведенной на рис. 11.1. По этим диаграммам можно заключить, что на характер кристаллизующегося минерала, за

Таблица 11.1

Химические анализы железных руд

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	36,67	50,96	24,25	—	13,5	9,26
Al_2O_3	6,90	1,09	1,71	0,74	10,2	7,92
Fe_2O_3	—	5,01	0,71	0,53	3,0	2,80
FeO	2,35	30,37	35,22	39,87	32,5	40,54
FeS_2	38,70	—	—	—	—	—
MgO	0,65	5,26	3,16	2,64	3,5	4,43
CaO	0,13	0,04	1,78	2,12	5,0	4,75
MnO	Следы	—	2,11	1,38	0,7	0,39
Na_2O	0,26	—	0,04	—	—	—
K_2O	1,81	—	0,20	—	—	—
H_2O^-	0,55	0,75	0,21	0,59	8,0	—
H_2O^+	1,25	6,41	—	1,21	2,9	0,30
P_2O_5	0,20	—	0,91	0,69	1,0	1,66
CO_2	—	—	27,60	28,47	19,0	27,99
$C_{орг.}$	7,60	0,21	1,96	0,83	0,2	—
S	—	Следы	—	Следы	0,2	0,01
SO_3	2,60	—	—	—	—	—

1 — формация сульфидов железа, Гурон, Мичиган; *2* — гриналитовая порода Бивабик, докембрий, Месаби; *3* — формация полосчатых кремнисто-карбонатно-железных руд, Гурон, Мичаган; *4* — каменноугольные железняки, северная Англия; *5* — главный пласт, лейас, Кливленд, северо-восток Англии; *6* — сидерит-шамозитовая оолитовая руда, средняя юра, центральная Англия.

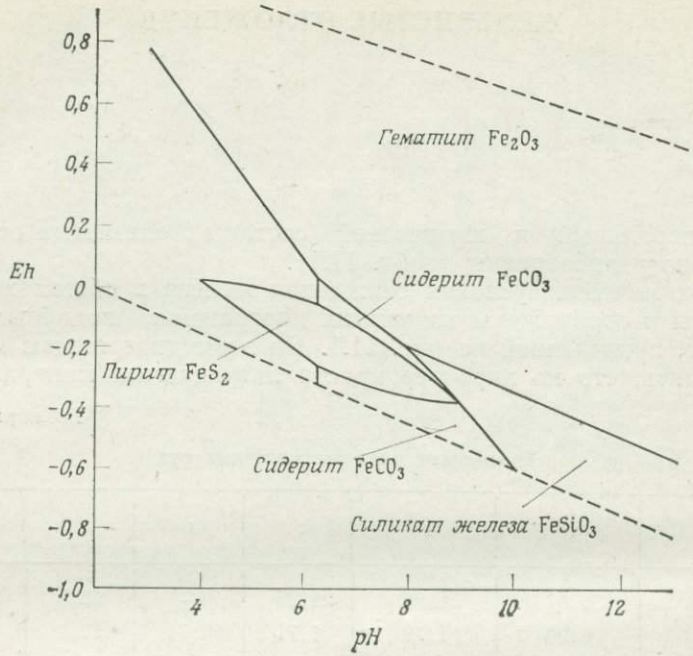


Рис. 11.1. Поля устойчивости минералов железа в зависимости от Eh и pH при 25°C и давлении 1 атм в присутствии воды.

исключением *магнетита* Fe_3O_4, большее влияние оказывает Eh, чем pH растворов. *Гематит* Fe_2O_3 наиболее стабилен в окислительных условиях (положительные значения Eh), *сидерит* $FeCO_3$ образуется при умеренно восстановительных условиях, а образованию *пирита* FeS_2 благоприятствуют умеренно- и резковосстановительные условия (отрицательные значения Eh). Однако условия окружающей среды, особенно в отношении древних залежей железа, остаются еще не вполне ясными.

ПЕРЕНОС И ОСАЖДЕНИЕ ЖЕЛЕЗА

В грунтовых водах с дефицитом кислорода железо переносится в виде солей двухвалентного катиона, чаще всего в виде карбоната, хлорида и сульфата. Однако в хорошо аэрированных поверхностных водах эти соли гидролизуются и окисляются с образованием гидроокиси железа, часть которого обычно переходит в коллоидную форму. Полагают, что большая часть железа, переносимого речными водами, поступает в форме гидрозолей окислов железа, стабилизированных коллоидным органическим

веществом и адсорбированных на глинистых минералах. Эти коллоидные частицы имеют положительный заряд и могут переноситься на большие расстояния без осаждения при условиях, что концентрация электролитов низкая, а в водах отрицательно заряженные коллоиды не присутствуют в таких количествах, которые могли бы привести к соосаждению этих частиц. При впадении рек в море такие суспензии флоккулируют и вскоре осаждаются, иногда в виде *шамозита* $3FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot H_2O$.

В пресноводных озерах и болотах, в которых много стабилизирующих коллоидов, а концентрации электролитов слишком низки для того, чтобы вызвать эффективное осаждение коллоидов, железо отлагается, по-видимому, в основном в результате деятельности бактерий и растительности. Окисное железо гидрозолей восстанавливается до двухвалентного, и в осадок выпадает сидерит.

Для накопления минералов железа в промышленных концентрациях помимо соответствующей химической обстановки необходимо уменьшение привноса кластического материала с суши и ослабление течений, чтобы минералы железа не рассеивались в осадках. С другой стороны, слабые течения могут обусловливать концентрацию таких частиц, как железистые оолиты, и удалять иные обломочные частицы. В железных рудах обычно видны косая слоистость и знаки ряби, свидетельствующие о действии сильных течений.

МОРСКИЕ ЖЕЛЕЗНЯКИ

К морским железистым отложениям относятся фанерозойские шамозитовые руды типа «минетте», лимонитовые и сидеритовые железняки, гематитовые руды и докембрийские сидеритовые, гематитовые и гриналитовые железистые формации. Фанерозойские руды обычно имеют оолитовое строение и содержат переменные количества других аллохем и матрикса. Номенклатура руд основана на описании оолитов и аллохем независимо от матрикса (рис. 11.2). Например, оолитовая порода, в которой шамозитовые оолиты включены в матрикс из лимонита и сидерита, называется лимонит-сидерит-шамозитовым оолititом. Ракушняковый кальцит-гематитовый оолитит — это железняк, сложенный обломками ракушек и гематитовыми оолитами, сцементированными кальцитом, и так далее. Если оолитов нет или очень мало, то применяется общий термин «алевролит» с добавлением соответствующего определения: сидеритовый или шамозитовый, например сидеритовый алевролит. Алевролиты сложены частицами алевритового и глинистого размера, причем первые преобладают. В известняках нередко видно частичное

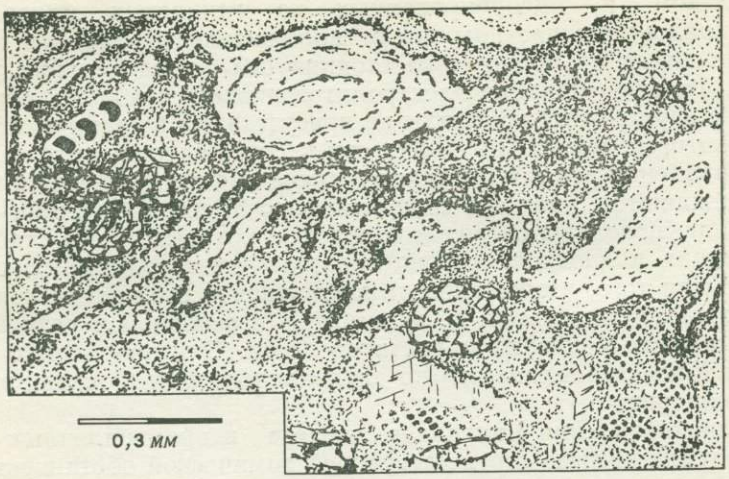


Рис. 11.2. Сидерит-шамозитовый оолитит с ракушками, лейас, северо-западная Шотландия.

Шамозитовые оолиты, часть которых сильно разрушена при уплотнении и обломки морских раковин погружены в плотный матрикс из частично лимонитизированного шамозита, и сидеритовый матрикс с ромбоэдрической спайностью. При одном николе.

замещение кальцита сидеритом, и в этих случаях используется термин «сидеритовый известняк». Лейасовые железняки Маристон в центральной Англии представляют собой сидерит-шамозитовые известняки.

Минеттовые руды. Эти руды встречаются в виде пластов мощностью до 10 м в морских осадках общей мощностью около 60 м, содержащих окаменелости и переработанных организмами. Участки аккумуляции этих руд редко простираются более чем на 160 км. Такие руды известны в юрских отложениях северо-западной Европы.

Петрология этих руд по своей сложности сравнима с петрологией известняков. Шамозит (богатый железом хлорит) обычно присутствует в виде оолитов, тонких оболочек на известковистых обломках и в виде матрикса. Полагают, что шамозит представляет собой химический осадок, образующийся в верхних слоях морских накоплений.

До недавнего времени считалось, что шамозит не характерен для современных морских отложений, однако сейчас стало известно, что он широко распространен на глубинах до 150 м в районах теплых течений в полосе между параллелями 10° северной и южной широт. Шамозит был обнаружен в дельтовых отложениях дальнего прибрежья Ориноко и Нигера и в Малакском проливе, где он встречается в виде пеллет, заполняет пус-

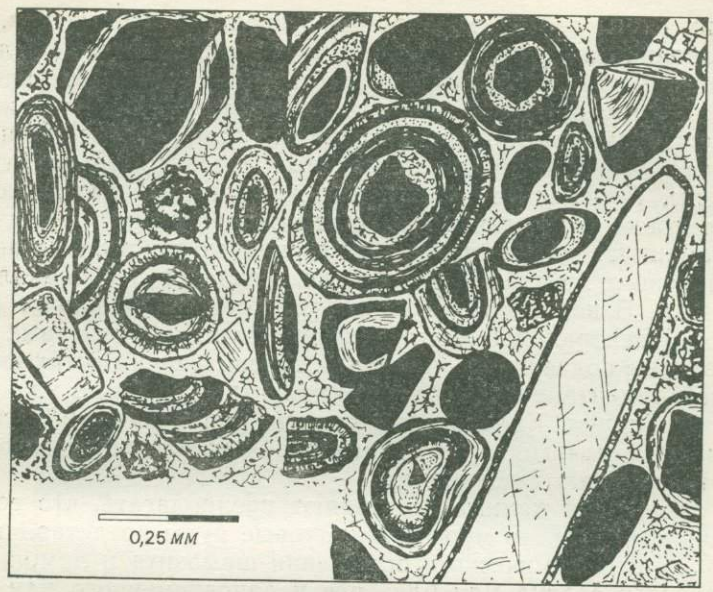


Рис. 11.3. Сидерит-шамозитовый оолитит, средняя юра, центральная Англия.

Частично лимонитизированные шамозитовые оолиты и известковые обломки раковин погружены в сидеритовый матрикс. Некоторые оолиты деформированы только отчасти, другие сильно разрушены. Обломок раковины (справа) с краев частично замещен сидеритом. Черное — вторичный лимонит. При одном николе.

тоты от скелетных остатков и замещает обломки кальцитовых раковин. Известны случаи замещения хлорита и биотита шамозитом, а сами зерна шамозита по периферии обычно переходят в лимонит. Лимонитизация, вероятно, происходит вследствие окисления шамозитовых зерен во время их переотложения.

В оолитах пресноводных руд иногда видны чередующиеся зоны шамозита и лимонита, что заставляет предполагать чередование восстановительных и окислительных условий (рис. 11.3). Шамозит также легко превращается в лимонит при субаэральном выветривании. В кливлендских железняках (средний лейас) северо-восточной Англии оолиты часто имеют белый цвет в результате разложения шамозита на смесь тонкодисперсного опала и каолинита. В некоторых случаях оолиты почти полностью замещены каолинитом с потерей внутреннего концентрического строения.

Широко развиты процессы диагенетического замещения шамозита аутигенным пиритом и магнетитом, хотя они не вполне понятны. Пирит, вероятно, образуется на ранней стадии диагенеза в восстановительной слабокислой среде, превалирующей в

верхних слоях осадка мощностью несколько сантиметров. Для образования магнетита, возможно, требуются щелочные условия.

Данные по первичному химическому осаждению сидерита неоднозначны, несмотря на то что многие пресноводные железняки сложены почти нацело мелкими ромбоэдрическими кристаллами этого минерала. Первичные сидеритовые оолиты неизвестны. Пропластки в кливлендских железняках включают шамозитовые оолиты с оболочкой из сидеритовых ромбов, которые замещают оолиты и секут их первичные текстуры; в некоторых образцах не наблюдается даже признаков первоначального шамозита. В нортгемптонских песчаниковых железняках (средняя юра) центральной Англии присутствуют шамозитовые оолиты, которые подверглись частичной сидеритизации до их окончательной цементации, и оолиты, сидеритизированные уже после цементации руд. Кальцитовые оолиты и ракушняковый дебрис и даже обломочные зерна кварца и полевого шпата также полностью замещаются сидеритом.

В общем эти данные заставляют предполагать, что если не большинство руд, то многие минеттовые руды представляют собой продукты химического осаждения шамозита и лимонита на поверхности осадка или близ нее и одновременного или почти одновременного осаждения диагенетического сидерита на несколько метров ниже поверхности осадка. Временами размывающая сила донных течений была достаточно большой для того, чтобы сидеритизированные фрагменты осадка высвобождались и могли накапливаться в новых участках в виде осадков, иногда с косослоистой текстурой. В условиях накопления в турбулентных водах сидеритизированные фрагменты цементируются иногда крупнокристаллическим шпатовым кальцитом; часть этого кальцита, вероятно, является новообразованной. При выветривании кальцит перераспределяется.

Осадочные гематитовые руды. Эти руды можно рассматривать как особые разновидности минеттовых руд, в которых гематит — главный минерал железа в шамозит-сидерит-пиритовой ассоциации. Гематитовые железняки обычно богаты остатками морской фауны и, видимо, отлагались в мелководных условиях. Такие руды известны в палеозойских толщах; вероятно, возраст является одним из контролирующих факторов, так как глубокое захоронение и умеренный метаморфизм могли привести к превращению первичного сидерита и лимонита в гематит.

Железняки Вабана (ордовик) Ньюфаундленда сложены преимущественно сидерит-гематит-шамозитовыми оолититами. Оолиты сложены концентрическими слоями шамозита и гематита, что заставляет предполагать чередование восстановительных и окислительных условий. Ядра оолитов часто представлены обломочным кварцем, а рудные тела в целом можно рассматривать

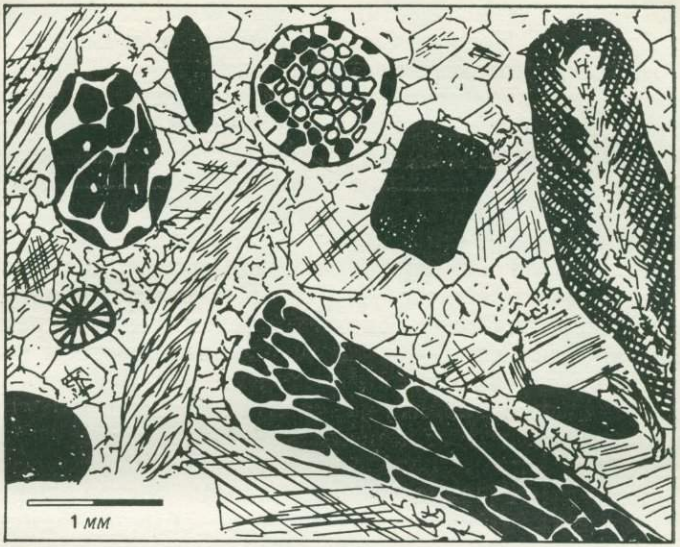


Рис. 11.4. Руда Ривбина (Rhiwbina), нижний карбон, Южный Уэльс.

Обломки мшанок и криноидей пропитаны гематитом (черное). Матрикс, в котором вообще нет гематита, состоит в основном из яснокристаллического кальцита и мелких ромбоэдров доломита. Руды сейчас не добываются. При одном николе.

как песчаники; известняки отсутствуют. С рудами переслаиваются в основном песчаники с шамозитовым цементом.

Напротив, силурийские клинтонские железняки восточной части США и некоторые нижнекаменноугольные руды Великобритании, по существу, представляют собой морские известняки, в которых различные компоненты были замещены диагенетическим гематитом (рис. 11.4). Клинтонские руды — это в основном оолитовые и ракушняковые известняки, в которых оолиты и обломки раковин в той или иной степени замещены гематитом. Облик руд позволяет думать, что импрегнация железом происходила одновременно с осадконакоплением. Частицы, замещенные гематитом, включены в чистый шпатовый кальцит и доломит, а переотложенные гематитизированные фрагменты присутствуют в неразмывавшихся осадках, залегающих непосредственно над рудами. Однако пока неясно, как осаждалось железо — в виде гематита или в форме другого железистого минерала.

Железорудные формации (железистые кварциты). Железистые кварциты слагают мощные толщи (30 — 800 м), прослеживающиеся на многие сотни километров. Это в основном докембрийские отложения, как, например, формация Бивабик в районе Верхнего озера, возраст которой около 2000 миллионов лет.

Железистые кварциты известны и среди более молодых морских толщ в Бразилии, Непале, Северной Америке и Европе. Считается, что все они морского происхождения.

В железистых кварцитах видна косая слоистость, знаки ряби, врезания и заполнения, трещины усыхания и внутриформационные брекчии, типичны также тонкослоистые и полосчатые текстуры — все это признаки отложения в мелководных условиях. Обычно это чередующиеся слои мощностью до 2 см чистого кварцита и кварцита, обогащенного магнетитом, сидеритом, пиритом или гриналитом (светло-зеленый силикат закисного железа). Полосчатость плохо выражена в пластах, содержащих оолиты и пизолиты. Оолиты сложены железистыми и кремнистыми зонами, а пизолиты — это незональные агрегаты кварца и гриналита или других минералов железа.

Большинство железистых кварцитов относится к докембрию. Как правило, они претерпели диагенетические и метаморфические преобразования, так что их современный минеральный состав только отражает минеральный состав первичного осадка. Окислы и силикаты железа обычно замещаются сидеритом, который в свою очередь замещается пиритом. Гематитовые оолиты замещаются магнетитом, а магнетитовые оолиты гематитом. Гриналит преобразуется в талькоподобный железистый силикат миннесотаит. Высказывалось даже маловероятное предположение, что все железистые прослои в кварцитах первоначально отложились в виде сидерита.

Существует мнение, что кремнистые породы имеют вторичное происхождение, т. е. образовались в результате изменения перемежающихся слоев глинистого сланца или кварцевого песка, хотя обломочные частицы в этих породах сейчас не встречаются. Во многих более молодых минеттовых рудах видны чередующиеся прослои, богатые кварцем и богатые железистыми минералами, которые при метаморфизме могли бы дать породы, близкие к полосчатым железистым кварцитам. Примечательно также структурное сходство между железистыми кварцитами и мелководными известковистыми отложениями.

Кроме признаков вторичного образования этих руд имеются данные, подтверждающие непосредственное химическое осаждение кремнезема и железа. Предполагается в этом случае, что состав слоев очень близок к составу первоначального осадка. Если это так, то полосчатость, возможно, отражает критические ситуации в химической эволюции вод, когда мелкие защищенные участки водоема становились насыщенными кремнеземом. В периоды интенсивного испарения в определенных климатических условиях концентрация кремнезема повышалась и он выпадал в осадок, тогда как в периоды слабого испарения осаждались минералы железа. Одно из обоснований такой хемогенной

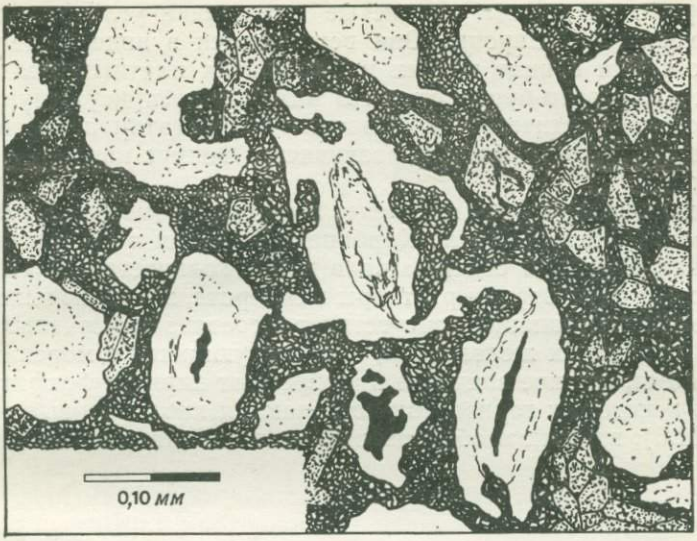


Рис. 11.5. Сидерит-каолинитовая пелитоморфная карбонатная порода, угленосные отложения, северная Англия.

Сильно деформированные каолинитовые оолиты и глобули (светлое) погружены в плотный матрикс частично лимонитизированного сидерита. Можно, по-видимому, выделить две генерации сидерита: первая — это преобладающий тонкозернистый сидерит, вторая — более крупные эвгедральные кристаллы. При одном николе.

садки состоит в том, что в докембрии биологическим путем кремнезем почти не извлекался из вод, и это обусловливало увеличение его концентрации.

Как и в случае минеттовых руд, здесь нет необходимости предполагать привнос железа, хотя некоторые исследователи считают, что важное значение имели такие источники железа, как латеритные покровы на континентах или подводные термальные эксгаляции.

НЕМОРСКИЕ ЖЕЛЕЗНЯКИ

В глинистых породах сидерит иногда встречается в виде тонких прослоев или желваков. Некоторые глинистые железняки (сидеритовые алевролиты), залегающие среди аллювиальных и дельтовых каменноугольных и мезозойских толщ, отложились в пресных или солоноватых водах. Сидерит, по-видимому, осаждался химически в виде примеси к илу и позднее, на стадии раннего диагенеза, подвергался сегрегации, обособляясь в виде желваков и слоев.

Хорошо известны глинистые железняки угленосных толщ северо-западной Европы. Они встречаются в виде желваковых прослоев или в виде тонких протяженных плотных желтовато-бурых и серовато-бурых слоев. В них обычно присутствуют окаменелости, растительные остатки или остатки пресноводных двухстворок; часто желвак развивается вокруг какой-либо окаменелости.

Сидерититы — тонкозернистые породы, размер зерен обычно составляет около 0,01 мм. Карбонаты кальция и магния и реже карбонат марганца содержатся в них в количестве до 10%, вероятно образуя твердые растворы в сидерите, за исключением тех случаев, когда кальцит присутствует в составе окаменелых раковин. В глинистых железняках, ассоциирующихся с морскими отложениями, важное значение приобретают пирит и фосфат кальция. В некоторых горизонтах встречаются каолинитовые оолиты (рис. 11.5), возможно образовавшиеся по оолитам шамозита.

Глава 12

УГЛИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К углистым породам относятся каменные угли, торф и другие осадочные образования, сложенные измененными остатками растений. В этих породах легко распознаются остатки растительных тканей, что однозначно свидетельствует об их образовании за счет растений.

Угли и торф, по-видимому, почти повсеместно образовались в пресной воде, хотя следует иметь в виду, что в настоящее время некоторые торфяники образуются в соленых маршах и грунтовые воды некоторых углепроизводящих болот, вероятно, были слабосолеными. В противоположность этому сапропели, которые богаче жировыми и протеиновыми веществами, чем торфы, образовались, по-видимому, в условиях, отличных от условий накопления обычных углей; возможно, некоторые сапропели представляют собой морские осадки. Торф накапливается в настоящее время тогда, когда окисление растительного вещества задерживается низкими температурами, что снижает жизнедеятельность бактерий и грибов, или отложением веществ, препятствующих их развитию. Процессы окисления связаны с дневной поверхностью; как только осадки отлагаются на небольших глубинах, создаются восстановительные условия, при которых растительные остатки перерабатываются актиномицетами и анаэробными бактериями. Это микробиологическое воздействие, по существу, и составляет биохимический этап разложения растительных остатков, оно ослабевает с увеличением глубины.

В плохо аэрируемых озерах и более мелких водоемах отлагается черный органический ил (gyttja), в котором еще различается структура растительного вещества.

КЛАССИФИКАЦИЯ УГЛЕЙ

Гумусовые угли. Это большая группа углистых горных пород, в которых главный компонент представлен древесными остатками; сюда входят торфы, лигниты, обычные битуминозные угли и антрациты. Во всех отложениях присутствуют одни и те же типы растительной ткани. Накопление первичного растительного материала происходило в обстановках речных и дельтовых равнин, очевидно, в условиях теплого влажного климата. Эти отложения обычно залегают непосредственно на подстилающих

горных породах (подугольных глинах, огнеупорных глинах и ганистерах).

Угли обычно полосчатые, и для них характерно развитие мелкой сети трещин, или клит (cleat). Если гумусовые угли расположить в ряд торф — лигнит — полубитуминозный уголь — битуминозный уголь — антрацит, то мы увидим, что в этом ряду прослеживается постепенное изменение свойств углей. Уменьшается содержание влаги, а также кислорода и летучих компонентов, в то же время содержание связанного углерода и общее количество углерода неуклонно возрастают (табл. 12.1). Угли

Таблица 12.1

Химический состав представительных торфов и углей, %

	Возраст	Углерод	Водород	Кислород и азот	Зола
Лесной торф	Современный	51,47	5,96	32,68	9,67
Верховой торф	Современный	53,39	6,33	27,84	12,24
Лигнит (ФРГ)	Третичный	57,28	6,03	36,16	0,59
Бурый уголь (ФРГ)	Третичный	61,20	5,17	21,28	12,35
Лейасовый уголь (Венгрия)	Юрский	78,08	3,91	7,32	10,69
Кеннельский уголь (Ланкашир)	Каменноугольный	80,07	5,53	10,20	2,70
Битуминозный гумусовый уголь (северо-восточная Англия)	»	83,47	6,68	9,59	0,20
Антрацит (Южный Уэльс)	»	91,44	3,36	2,79	1,52

могут быть распределены следующим образом по увеличению степени их метаморфизма:

Степень метаморфизма увеличивается снизу вверх

Антрацит
Полуантрацит
Полубитуминозный уголь
Битуминозный уголь
Суббитуминозный уголь
Лигнит
Торф

Таким образом, химически близкие угли с примерно одинаковой теплотворной способностью имеют одинаковую степень ме-

таморфизма; говорят, что угли в верхней части приведенного ряда имеют больший метаморфизм, чем угли, расположенные в нижней части списка.

Только в самом общем виде можно говорить, что древние угли сильнее изменены, чем молодые. Карбоновые угли представлены антрацитами и битуминозными углями, тогда как угли третичного возраста и современные почти всюду представлены лигнитами и торфами.

Многие геологи утверждают, что угли в пластах на каком-либо одном месторождении, захороненных глубже, будут сильнее изменены, чем угли, залегающие ближе к поверхности. Часто это вполне справедливо.

Природу изменения степени метаморфизма углей, вероятно, можно лучше всего выявить, прослеживая один пласт угля на большие расстояния. При этом оказывается, что сильнее метаморфизованные угли встречаются там, где они пересекают зоны трещиноватости, складчатости и дробления пород. Метаморфизм угля увеличивается с возрастанием воздействия орогенических напряжений и естественного тепла. Под естественным теплом здесь подразумевается тепло трения, генерируемое при орогенезе, а не магматическое тепло.

Региональные вариации в характере углей хорошо видны на угольных месторождениях каменноугольного возраста в Южном Уэльсе и Пемброкшире, где пласты, подвергшиеся наибольшим разрушениям, сложены антрацитами или дробленными антрацитами, тогда как менее нарушенные пласты — битуминозными углями. Эта закономерность становится особенно заметной по мере приближения к антрацитовым северо-западным частям (Амманфорд) Уэльского угольного бассейна.

Меловые и третичные угли бассейна Скалистых гор представлены битуминозными разновидностями в тех местах, где они вовлечены в складки горного пояса. Однако там, где пласты переходят к востоку в спокойные районы прерий, они сложены лигнитами. Близкие соотношения между степенью орогенических движений и региональными изменениями в степени метаморфизма угольных пластов прослеживаются и в некоторых восточных угольных месторождениях. Например, в Пенсильвании степень измененности углей в общем возрастает в восточном направлении по мере того, как пласты входят в область более интенсивной складчатости Аппалачских гор.

Сапропелевые угли. Под названием сапропелевых углей выделяются макроскопически однородные угли, не содержащие остатков древесины и состоящие из скоплений спор, водорослей или мацерированного растительного материала. Первичный растительный материал накапливался в виде подводного осадка в застойных водоемах и озерах на аллювиальных равнинах.

Кеннельский уголь и богхедский уголь, хотя они и различаются по присутствующим остаткам растений, представляют собой разновидности этой группы. Они представляют собой обычно нетрещиноватые неслоистые угли с раковистым изломом.

РАЗНОВИДНОСТИ УГЛЕЙ

Лигнит. Лигниты — это слабометаморфизованные угли, которые часто встречаются в третичных и мезозойских отложениях. От обычного битуминозного угля лигнит отличается бурым и буровато-черным цветом и большим содержанием влаги. В химическом отношении лигниты характеризуются высоким содержанием кислорода и примерно равными содержаниями летучих веществ и связанного углерода. Так как в лигнитах содержится 25—45% воды, то в них обычно развиваются трещины усадки и на воздухе лигниты разрушаются на мелкие обломки. Дезинтегрированный или порошкообразный лигнит характеризуется ярко выраженной способностью к самопроизвольному возгоранию.

Структура лигнита отчасти напоминает высушенный древесный торф; в лигните все еще различаются крупные растительные остатки, древесина, кора и листья, которые включены в темно-бурый бесструктурный матрикс. Существует ряд разновидностей лигнита, одни из них рыхлые и волокнистые, другие плотные и землистые. В Великобритании лигниты встречаются редко; единственное месторождение его находится близ Бови-Трейси в Девоншире. Здесь мощные пласты лигнита ассоциируются с олигоценовыми и миоценовыми каолинитовыми пластичными глинами. Крупные месторождения лигнита приурочены к меловым и третичным толщам в Северной Америке. Известны они и в Европе.

Суббитуминозные угли (или «черные лигниты»). Эти угли занимают промежуточное положение между лигнитами и битуминозными углями. Они имеют черный цвет и похожи на обычные битуминозные британские угли, исключая их слабую трещиноватость. Из-за высокого содержания влаги (более 20%) они растрескиваются на воздухе и в таком виде также обладают способностью к самовозгоранию, особенно при большом содержании пирита. Летучие вещества и связанный углерод содержатся в них примерно в одинаковых количествах, а влаги меньше, чем в лигнитах. Эти угли легко загораются, горят ярким дымным пламенем и могут давать большое количество газа. Такие угли обычны в мезозойских и третичных отложениях и широко развиты в Скалистых горах в Северной Америке.

Битуминозные угли. К этим углям относятся английские угли и коксующиеся угли. В них хорошо развиты трещины отдельности, причем поверхности трещин часто покрыты тонкой корочкой

пирита, анкерита и некоторых других минералов. В углях видны чередующиеся блестящие и тусклые прослойки, относительные количества которых варьируют в разных образцах. Эта тонкослоистая или полосчатая текстура обусловлена в основном переслаиванием четырех типов пород (литотипов), каждый из которых имеет отличительные особенности, как макроскопические, на поверхности скола, так и под микроскопом в отраженном свете (табл. 12.2).

Фюзен — это вещество, подобное древесному углю, которое состоит из углефицированной древесины. Именно фюзен придает обычному углю способность пачкать, так как он очень рыхлый и легко распадается до тонкого порошка. Под микроскопом ясно видны волокнистая и ячеистая текстуры. Полагают, что фюзен образуется в результате изменения древесины в окислительной среде; наиболее вероятно, что он образовался из отмерших ветвей и стволов, изменявшихся на воздухе.

Витрен — блестящее гагатоподобное вещество, очень хрупкое, с раковистым изломом; слойки витрена практически всегда имеют линзовидную форму. Мацералы представлены коллинитом и телинитом и остатками древесной ткани. Эти остатки существенно импрегнированы коллоидальным гумусовым веществом. Полагают, что витрен образовался из листьев, стеблей, коры, веток и стволов, попавших в исключительно застойные участки торфяных болот и подвергшихся перерождению в анаэробных условиях.

Таблица 12.2

Классификация углей

Литологический тип	Мацеральная группа	Мацералы
Фюзен	Инертинит	Микринит Семифюзинит Фюзинит Склеротинит
Витрен	Витринит	Коллинит Телинит
Дюрен Кларен	Липтинит или экзинит	Альгинит Споринит Резинит Кутинит

Примечание. Классификация мягких бурых углей имеет несколько иной вид. Вместо наименования «витринит» часто применяется почти эквивалентный ему термин «гуминит».



Рис. 12.1. Дюрен.

Тусклый и обычно густо-черный в отраженном свете, непрозрачный в проходящем свете. Крупные белые образования — разрушенные мегаспоры. При одном николе.

Дюрен слагает слои, которые дают неправильную и грубую поверхность излома. Он характеризуется тусклым или матовым блеском в отличие от стекловидного с поверхности витрена. Слойки дюрена сложены более мелкими и более устойчивыми фрагментами растений, такими, как мацерированные обрывки кутикулы (кутинит), оболочки спор (споринит), отдельные кусочки смолы (резинит) и в некоторых образцах — остатки водорослевых колоний (рис. 12.1). Также присутствуют органические остатки — фюзинит и коллинит.

Клареновые слойки отличаются от других по атласному блеску; они состоят из очень тонких чередующихся ярких и тусклых прослойков. Под микроскопом видно, что яркие прослойки сложены тонкими пластинками витринита, которые погружены в очень тонкозернистую основную массу сложного состава. Витрен вместе с этой тонкозернистой основной массой называют клареном.

Основная масса кларена и дюрена, по-видимому, образуется в результате разложения растительного материала до такой стадии, на которой все древесные ткани полностью разрушаются, а сохраняются только такие более устойчивые образования, как оболочки спор, кутикула и смола. В этом процессе, вероятно, важную роль играет бактериальное разложение. Этот органический материал затем связывается в коллоидальный матрикс, образовавшийся из продуктов разложения древесных и мягких тканей.

В битуминозных углях содержание кислорода сильно варьи-

рует, хотя содержание водорода находится примерно на уровне 5%. Содержания летучих компонентов и связанного углерода варьируют обратно пропорционально в пределах довольно широкого ряда углей; угли с высоким содержанием кислорода содержат мало связанного углерода (битуминозные угли слабометаморфизованные), а угли с наименьшим содержанием кислорода содержат много связанного углерода (глубокометаморфизованные битуминозные угли).

Полубитуминозные угли. Эти угли характеризуются самой высокой теплотворной способностью, выше, чем у какого-либо другого угля, и они горят почти бездымным пламенем при соответствующих условиях сжигания. Это твердые хрупкие угли с характерной призматической трещиноватостью, отличающейся от прямугольной системы трещин, характерной для битуминозного угля. Содержание летучих веществ низкое и составляет всего одну третью или шестую часть по отношению к связанному углероду.

Антрацит. Антрацит отличается от других углей исключительно высоким содержанием связанного углерода и соответственно низким содержанием летучих компонентов, в том числе кислорода и водорода. Антрацит загорается только при высокой температуре и горит коротким бездымным пламенем. В большинстве своем антрациты не пачкают руки, так как в них нет рыхлого фюзена, поверхность излома раковистая, блеск полуметаллический. Большинство антрацитов полосчатые, сходные с битуминозными английскими углями, однако довольно часто встречаются массивные антрациты.

Кеннельский уголь. Эти неслоистые угли имеют стекловидную раковистую поверхность излома, довольно похожую на поверхность излома вара. В обычных разновидностях этих углей практически отсутствуют различимые остатки древесины; они состоят из сильно измененного растительного материала, содержащего различные, нередко большие количества миоспор и иногда заметные количества водорослевого материала. По составу и строению кеннельский уголь сходен с дюреном битуминозных углей. Между тусклыми битуминозными и кеннельскими углями нет резкой границы, причем кеннельскими обычно называются угли, в которых отсутствуют слои с древесной тканью и вся масса углей состоит из спорового материала, смолы и кутикулы. Типичные кеннельские угли образовались из перенесенных водой органических осадков, однако это не всегда было так, и многие залежи таких углей, по-видимому, накопились в застойных озерках торфяных болот. Переотложенные кеннельские угли часто содержат значительную примесь обломочного материала, выявляемую химическими анализами по высокому содержанию золы; такие породы сменяются углистыми или углеродсо-

держащими глинистыми сланцами. Кеннельские угли содержат много летучих компонентов и горят ярким дымным пламенем подобно свечке (табл. 12.1).

Богхед. Эти разновидности каменных углей тесно связаны с некоторыми горючими сланцами и сложены почти нацело остатками водорослей, содержащими битум с небольшим количеством детритового материала. В шлифах видны многочисленные просвечивающие желтоватые тела, которые, возможно, представляют собой остатки колоний водорослей, напоминающих современные водоросли *Betryococcus braunii;* остатки водорослей заключены в темной, почти непрозрачной основной массе.

Богхеды, по-видимому, образовывались либо в центральных частях крупных бассейнов, где привнос органического материала был ограниченным, либо в небольших мелководных бассейнах, в которые почти не поступали поверхностные воды. И в том и в другом случае воды, вероятно, содержали относительно мало коллоидального вещества и были достаточно насыщены кислородом.

Гагат. Гагат — это плотное углистое образование, встречающееся в виде изолированных скоплений в битуминозных глинистых сланцах. Гагат всегда обладает волокнистой витреноподобной структурой, которую можно обнаружить на протравленных поверхностях или в специально изготовленных шлифах. Большинство скоплений гагата, по-видмому, образовалось из отдельных стволов плавника, которые подверглись значительному уплотнению после того, как они попали в осадок. Как можно видеть под микроскопом, ткани древесины раздроблены и разрушены. Иногда встречаются окремнелые ядра, в которых ткань древесины сохранена в ее первоначальном недеформированном виде. Полагают, что гагат, подобно витрену, образовался за счет древесины, которая быстро попала в анаэробную обстановку.

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

Термин «горючий сланец» (oil shale) весьма неопределенный. Чаще всего он означает: «тонкоструктурированная нормально слоистая порода, содержащая органическое вещество, из которого при нагревании выделяется значительное количество нефти». Жидкая нефть в этих сланцах встречается редко, хотя часто присутствуют мелкие жилки, капельные включения и карманы твердых и вязких битуминозных веществ: асфальта, уинтаита и озокерита, которые образовались уже после отвердения осадка. Эти битуминозные вещества растворяются в сероуглероде, однако основная масса органического вещества этих сланцев, называемая *керогеном*, остается неизменной.

Содержание нефти в самых различных породах — известняках, мергелях, глинистых сланцах, алевролитах и высокозольных углях, которые в общем описаны как горючие сланцы, варьирует от 38 до 550 л/т. Нижнекаменноугольные горючие сланцы Шотландии, действительно представляющие собой сланцы, дают в среднем 90 литров нефти на тонну, тогда как эоценовые горючие сланцы формации Грин-Ривер в Колорадо, Вайоминге и Юте, представляющие собой в основном мергели и доломитистые известняки, в среднем 125 л/т.

Мощность отдельных слоев горючих сланцев варьирует от нескольких сантиметров до 3 м, и иногда однородные пласты простираются на большие расстояния. Изредка горючие сланцы переслаиваются с автохтонными углями.

Кероген. Название «кероген» («образователь нефти») впервые было применено к углеродистому веществу шотландских горючих сланцев, из которого при дистилляции была получена сырая нефть. Имеются некоторые данные, свидетельствующие, что источником нефти является преимущественно вещество живых организмов, но большинство исследователей главную роль отводят растениям. В одних случаях растительные остатки представлены главным образом спорами, например в пермо-карбоновых сланцах Тасмании, в других — водорослями, как в ордовикских сланцах (кукерситах) Эстонии и эоценовых сланцах формации Грин-Ривер Северной Америки. Однако в большинстве месторождений строение керогенсодержащего вещества (желтого, оранжевого, красного и бурого) трудно поддается расшифровке.

Кероген состоит из смеси крупных органических углеводородных молекул, таких, как молекулы некоторых восков и жиров (липидов), нефти, пигментов (изопреноиды и терпеноиды) и некоторых смол (стероиды).

Обстановки накопления. *Крупные озера.* Обширные континентальные озера особенно хорошо развиты в районах с блоковой тектоникой или тектоническим короблением земной поверхности. Наиболее известные озера такого типа — это эоценовые озера Юинта и Госиют (Колорадо, Юта, Вайоминг), раннекаменноугольное озеро Каделл у восточного окончания Мидленда в Шотландии и озера Нью-Брансуик в Канаде, в которых были отложены каменноугольные горючие сланцы Альберт.

Мелководные участки моря представляют собой участки континентальной платформы или шельфа. На этих участках горючие сланцы образуются в результате накопления кремнистого обломочного материала, характеризуются низкими содержаниями нефти и простираются на площадях в несколько сотен или тысяч квадратных километров. Горючие сланцы часто ассоциируются с известняками, кремнями, песчаниками и фосфатны-

ми отложениями, хотя такие ассоциации могут быть обнаружены также в крупных озерах.

Небольшие озера. В небольших депрессиях в болотных районах неорганический обломочный материал смешивается с местным органическим материалом растительного происхождения. При соответствующих условиях здесь могут образоваться горючие сланцы, как, например, кеннельские угли или богхеды. Такие сланцы могут быть мощными и высококачественными, как, например, сланцы третичной угленосной толщи Фушун в Маньчжурии.

Шотландские горючие сланцы. Слои кремнистых горючих сланцев встречены в нижнекаменноугольной группе Ойл-Шейл (верхняя часть толщи песчаников, содержащих известняки) в Лотиансе и Файфшире (табл. 12.3). Типичные сланцы представ-

Таблица 12.3

Химический состав золы горючих сланцев

	Шотландские сланцы (кремнистые обломочные)	Сланцы формации Грин-Ривер, Колорадо (богатые карбонатами)
Содержание золы, %	78	65
SiO_2	56,7	42,4
Al_2O_3	25,0	10,5
Fe_2O_3	9,9	4,7
CaO	2,7	23,5
MgO	3,1	9,3
$Na_2O + K_2O$	2,0	7,6
SO_3	0,9	2,0

ляют собой бурые или черные тонкозернистые породы, дающие при царапании бурую черту. Эти сланцы тонкослоисты, или полосчаты, что, однако, не всегда заметно простым глазом. Сланцы с короблением слоев и с зеркалами скольжения горняки называют «свилеватыми сланцами» в отличие от обычных ненарушенных «плоских сланцев».

Под микроскопом видно, что в этих породах присутствуют остатки планктонных водорослей, множество связанных с ними остатков грибов и бактерий и немного остатков животных. Этот автохтонный органический материал смешан в различных пропорциях с растительным детритом и частично дезинтегрированными фрагментами древесины. Встречаются здесь же миоспоры наземных растений, смолистые и другие органические вещества, осадившиеся, вероятно, из коллоидной суспензии. Наличие

большого количества структурно организованных органических остатков с хорошо сохранившимся ячеистым строением указывает на их накопление в придонных застойных условиях, которые в конечном счете приостанавливали дальнейшее разложение.

Горючие сланцы в течение длительного промежутка времени отлагались в озере Каделл. Это озеро было окружено со всех сторон сушей, занимало 3500 км² в Эдинбургском бассейне — грабенообразной структуре, ограниченной разломами (рис. 12.2). Это пресноводное озеро представляло собой главную морфологическую единицу района в продолжение по крайней мере девяти этапов отложения горючих сланцев, причем на каждом этапе

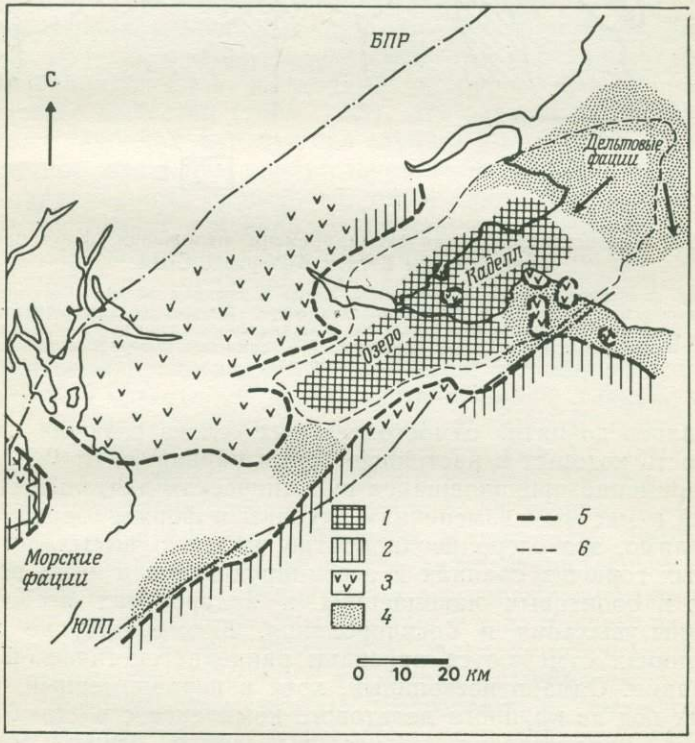


Рис. 12.2. Палеогеографическая карта времени отложения осадков группы Ойл-Шейл, Шотландия.

Хотя основная масса обломочного материала приносилась в озеро из главных дельт, на северо-востоке, однако, существовал постоянный, но ограниченный привнос дополнительного материала с поднятий рельефа, окружавших озеро. *1* — фация горючих сланцев; *2* — древние породы; *3* — лавы; *4* — галечниковые и грубозернистые пески; *5* — границы поднятий; *6* — примерная граница озера Каделл; БПР — Большой пограничный разлом; *ЮПП* — Южное приразломное поднятие.

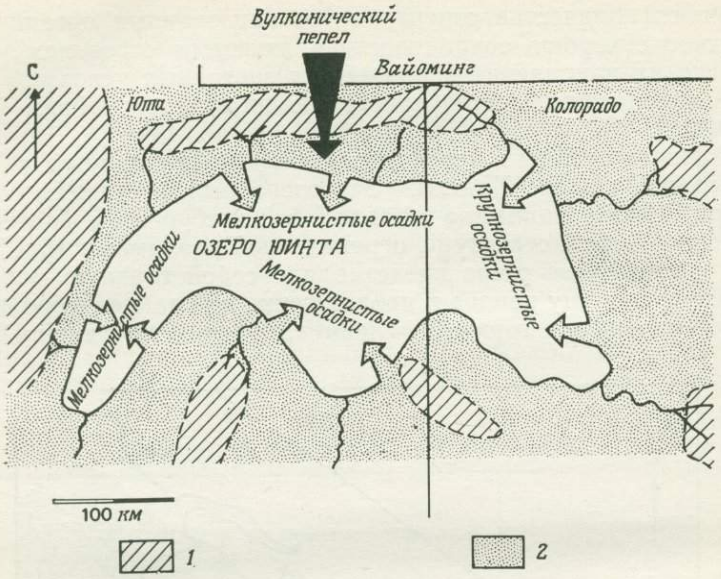


Рис. 12.3. Палеогеографическая схема времени отложения формации Грин-Ривер, штаты Юта и Колорадо, США.

Показано примерное положение береговой линии в среднем эоцене. Горючие сланцы образовывались в основном в стадии разлива озера. В периоды сокращения площади озера в нескольких центральных участках осаждались эвапориты. *1* — аллювиальные равнины и дельтовые низменности пидмонта; *2* — холмистые и гористые районы источников материала.

отлагалось до пяти самостоятельных слоев горючих сланцев, мощность которых в настоящее время варьирует от 0,2 до 6 м. Одновременно проявлявшаяся вулканическая деятельность приводила к местным изменениям глубины и формы озера.

Видимо, это озеро неоднократно частично высыхало. В некоторых горючих сланцах и ассоциирующихся с ними водорослевых и оолитовых накоплениях и алевролитах встречаются трещины усыхания и брекчирования. Кроме того, во многих известняках отмечаются признаки раннедиагенетической доломитизации. Однако постоянный, хотя и неравномерный, приток речных вод из крупного дельтового комплекса с востока, по-видимому, предотвратил полное высыхание озера и массовое осаждение солей.

Горючие сланцы формации Грин-Ривер. Породы эоценовой формации Грин-Ривер были отложены в тектонических бассейнах, занятых несколькими континентальными озерами, среди которых наиболее продуктивными были озера Юинта (Колорадо и Юта, рис. 12.3) и Госиют (Вайоминг). В период макси-

мального развития в среднеэоценовое время озеро Юинта занимало площадь 54 000 км² (озеро Госиют 32 000 км²), причем в это время отложились высококачественные и мощные горючие сланцы, дающие выход нефти 350 л/т. Эта толща известна как «залежь Махогэни».

В этой формации выделяются два типа горючих сланцев. По характерным особенностям сланцев можно определить глубину вод в участках их накопления. Черные сланцы первого типа менее распространены; их черный цвет при выветривании на поверхности переходит в синевато-белый; они содержат структурно организованное органическое вещество, для них характерны трещины усыхания и текстуры брекчирования. Эти сланцы, вероятно, отложились в мелководных участках. Сланцы второго типа очень широко распространены. Это светло- и темно-бурые породы, сменяющие при выветривании свою окраску на темно-желтую; они богаты карбонатами и включают полностью разупорядоченное желтоватое и бурое просвечивающее органическое вещество (табл. 12.3). Эти сланцы отложились на умеренных глубинах, вероятно на глубине 10—20 м. Желтоватое органическое вещество присутствует в виде длинных тонких полос, параллельных слоистости, тогда как бурое органическое вещество встречается в виде неправильных прожилков и скоплений. В сланцах обоих типов различимы органические остатки, они, по-видимому, представляют собой остатки планктонных водорослей и в меньшей степени спор и пыльцы растений.

Горючие сланцы, обогащенные карбонатами, в литологическом отношении представляют собой мергелистые известняки и доломитистые известняки. В них обычно видна тонкая ленточидная слоистость с резкими верхним и нижним контактами. Эти ленты имеют мощность в среднем несколько миллиметров и представляют собой слой, который у основания сложен крупнозернистым и бедным органикой осадком, а у кровли — более тонкозернистым и богатым органикой материалом. Ленточные текстуры этих сланцев объясняются дифференциальным осаждением минеральных и органических компонентов из сезонно и химически стратифицированных озерных вод, причем наибольшее количество тяжелых обломочных зерен хемогенных карбонатов, а также более легкого планктона осаждалось в летние периоды. Региональные данные указывают на относительно продолжительные теплые летние периоды и холодные влажные зимние периоды со среднегодовой температурой 20°С.

Как и в шотландских горючих сланцах, здесь можно проследить фациальные изменения от наиболее глубоких участков озер (горючие сланцы) к прибрежным (водорослевые, оолитовые и остракодовые известняки) и далее до прибрежных болот и дельт (глины, алевролиты, песчаники, палеопочвы и угли).

Временами в краевых частях отлагались туфы и туфосодержащие осадки; возможно, что туфовый материал принимал определенное участие в образовании тонких пропластков, сложенных почти нацело эвгедральными кристаллами анальцима (натриевый цеолит). В виде тонких слоев, переслаивающихся с горючими сланцами, встречаются также кремнистые отложения типа Магади (стр. 181).

Стадии высыхания озер Грин-Ривер характеризовались осаждением необычных солей. В эти периоды озера, вероятно, разделялись на несколько отдельных участков с плайями. Нахколит $NaHCO_3$ встречается в виде отдельных мелких зерен, скоплений размером более одного метра и в виде пластов среди горючих сланцев. В виде мелких зерен в сланцах рассеян давсонит $NaAl(OH)_3CO_3$. В отложениях озера Госиют было накоплено около 90 000 млн. т слоистой троны $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$ или троны, переслаивающейся с галитом, и примерно такое же количество шортита $Na_2CO_3 \cdot 2CaCO_3$.

Глава 13

ФОСФАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Фосфаты в небольших количествах присутствуют в почвах, водах рек, озер и морей. Основная масса этого материала находится в постоянном обращении и потребляется растениями и в гораздо больших количествах — животными. В обычном цикле фосфора значительная его часть возвращается в неорганическое состояние в результате разложения экскрементов или умерших организмов, следующий цикл начинается заново. Мелкие кристаллы апатита, широко распространенные в кристаллических породах, несомненно, представляют собой первичный источник, поставляющий фосфор для живых организмов в результате постоянно действующих процессов выветривания. С другой стороны, фосфор удаляется из сферы жизнедеятельности организмов в результате захоронения органических остатков с образованием фосфатных отложений.

Минералогия осадочных фосфоритов очень сложна в основном из-за того, что фосфаты редко представлены окристаллизованными минералами и большинство отложений представляет собой смесь аморфного фосфата с обломочным и известковистым веществом. Крупные морские залежи фосфоритов состоят в основном из фосфатов кальция, причем в некоторых случаях нельзя четко определить состав соединений фосфата. Состав одних фосфатных пород приближается к составу коллофана $Ca_3(PO_4)_2 \cdot H_2O$; в других фосфатных отложениях неизменно присутствует фтор, что приближает их к составу фторапатита $Ca_5(PO_4)_3F$. По-видимому, в некоторых фосфоритах присутствует сложный карбонат и фосфат кальция в виде минерала даллита $4Ca_3(PO_4)_2 \cdot 2CaCO_3 \cdot H_2O$ с содержанием фтора до 1%. Карбонат-гидроксилапатиты, содержащие более 1% фтора, называются франколитами. В гуано входит большое число минералов, в частности фосфаты кальция, магния и аммония. Состав некоторых континентальных залежей фосфатов, образованных при диагенезе таких глиноземистых пород, как глины, бокситы, или алюмосиликатных изверженных пород приближается к составу фосфатов алюминия, например варисцита $AlPO_4 \cdot 2H_2O$. Вивианит $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ часто встречается в пресноводных залежах болотных лимонитовых руд или в связанных с ними торфах и глинах.

В некоторых залежах, таких, как костеносные слои и совре-

менные скопления гуано, легко распознается первоначальная форма фосфата, однако в большинстве проявлений фосфаты подверглись перераспределению и своей современной формой обязаны диагенетическим процессам. Обычные фосфатные минералы с большим трудом осаждаются непосредственно из морской воды.

Фосфоритовые желваки. В свежеотложенных осадках фосфаты при диагенезе проявляют большую подвижность, выделяются в промежутках между зернами и концентрируются в виде фосфоритовых желваков. В большинстве этих желваков фосфаты пропитывают первичный осадок, так что нефосфатная часть желваков может быть представлена глиной, известковым илом или глауконитсодержащим песком в зависимости от состава вмещающих отложений. Цвет желваков обычно серый, бурый или черный, строение землистое.

На подводных гребнях и склонах у Калифорнийского побережья встречаются фосфоритовые желваки и плиты до одного метра длиной и весом до 70 кг. Такие участки накопления фосфоритовых желваков, как, например, западные прибрежья Южной Африки и Южной Америки, повсюду характеризуются низкими скоростями отложения осадков и окислительными условиями. Кроме того, в этих участках холодные течения (с температурой воды около 12—16°С), богатые фосфатными ионами, поднимаются из океанических глубин, растекаются поверх прилегающих шельфов и смешиваются с более теплыми (около 15—20°С) водами. Почти все отложения фосфоритовых желваков находятся на глубинах от 30 до 300 м, где ассоциируются с окислами марганца и глауконитом. Многие фосфатные минералы по свойствам определяются, как коллофан, хотя в больших количествах встречаются также франколит и даллит.

Известно, что в современных условиях морского дна возможно образование фосфоритовых желваков, однако накоплены доказательства того, что многие из залежей образовались путем фосфатизации морских донных осадков в течение эоценовой, плиомиоценовой и плейстоценовой регрессии моря. Поэтому характер распределения желваков на современном дне океанов может отражать как современные, так и древние процессы фосфоритообразования. Часть древних желваков могла быть переотложена при более поздних колебаниях уровня моря.

В фанерозойских толщах часто встречаются пласты диагенетических фосфоритовых желваков; хорошими примерами таких залежей являются пласты желваков в верхнемеловых отложениях на северо-западе Европы. В основании мергельных пластов и на поверхностях несогласия в верхнемеловых породах часто присутствуют желваки фосфорита, который замещал карбонаты; для этих желваков характерно зональное строение, прояв-

ляющееся благодаря разнице в окраске зон (разные оттенки бурого цвета). Такое строение желваков заставляет предполагать несколько стадий фосфатизации, причем перерывы в образовании фосфорита были связаны с частичным осушением морского дна.

Слоистые фосфориты. Многие фанерозойские фосфоритовые отложения имеют местный характер или отражают осадконакопление при образовании разных формаций, например известняков или глинистых сланцев. Однако в некоторых районах фосфоритовые отложения развиты очень широко и являются самостоятельными морскими формациями, покрывающими значительные площади. В таких фосфоритах содержится более 18% P_2O_5. Верхнемеловая — эоценовая фосфоритовая формация простирается через Северную Африку от Мавритании до Сирии; фосфориты накапливались на границе шельфа, окаймлявшего глубоководные участки моря Тетис, находившегося севернее, примерно в районе Средиземного моря. Подобные крупные толщи фосфоритов находятся в Скалистых горах Северной Америки, где формация Фосфория (пермь) несет признаки отложения в краевой части шельфа на площади в несколько тысяч квадратных километров. В слоях чистых фосфоритов содержится до 80% фосфата; эти фосфориты переслаиваются с темноокрашенными

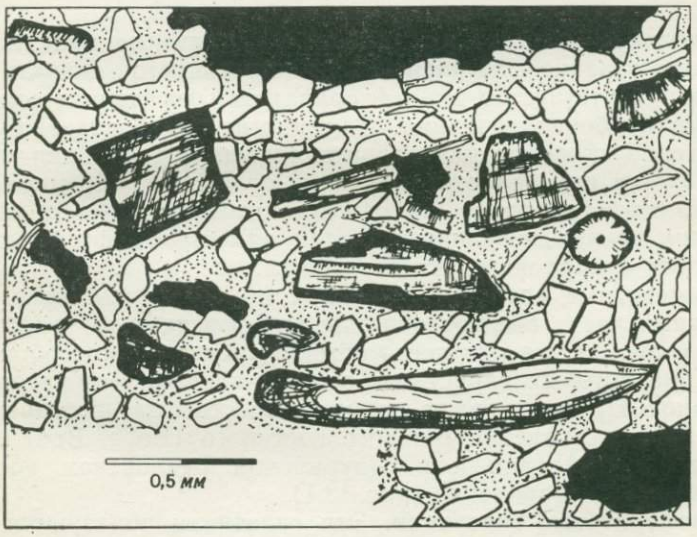


Рис. 13.1. Рэтский костеносный слой, (Bone Bed), Глостер, Англия.

Мелкозернистый известковистый песчаник, состоящий из угловатых зерен кварца и бурых обломков костей, погруженных в коллофан. Обычны аутигенные образования пирита (черное). При одном николе.

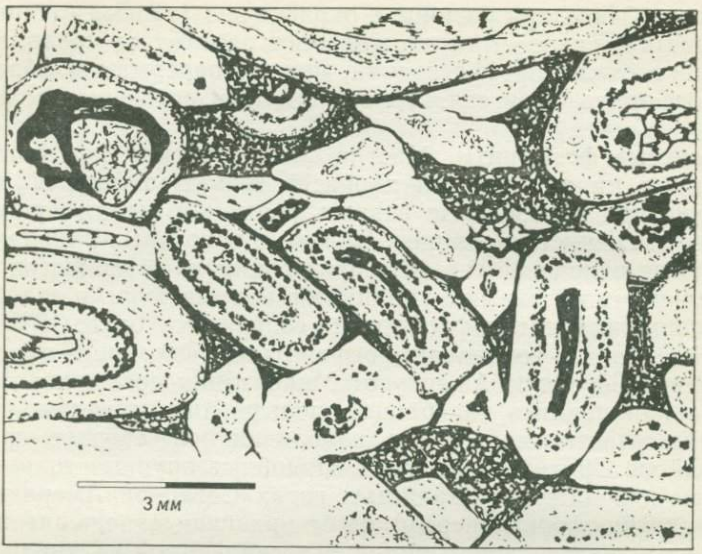


Рис. 13.2. Фосфатоносный галечниковый слой, нижний карбон, Шотландия.
Фосфатные гальки с зародышами из обломков костей погружены в матрикс из зернистого железистого доломита. При одном николе.

фосфатными глинистыми сланцами, слоистыми кремнистыми породами и изредка с загрязненными известняками. Фосфат почти всегда присутствует в виде фторапатита; фосфориты содержат немного карбоната кальция. Для многих фосфоритовых слоев характерна своеобразная зернистая текстура, которая обычно описывается как пеллетоидная или оолитовая. Предполагают, что эта текстура имеет либо копролитовую, либо оолитовую природу, причем первичный осадок замещался фосфатами из растворов вскоре после его отложения.

Костеносные слои. Отложения с обильными остатками позвоночных часто бывают обогащены фосфатами, а различимые в них рыбья чешуя или кости обычно представляют собой зародыши, на которых нарастал фосфат кальция с образованием желваков. Примеры таких залежей известны на некоторых участках распространения рэтского костяного (Bone, Bed) слоя в юго-западной Англии и в силурийском лудловском костяном слое Уэльского бордленда (рис. 13.1).

Фосфоритовые галечники. Эти галечники образуются в результате перемыва желваковых фосфоритов или эрозии слоистых фосфоритов (рис. 13.2).

В некоторых случаях гальки подвергаются лишь слабой абразии, однако чаще всего они претерпевают продолжительный

перемыв и в результате истирания приобретают сферическую или эллипсоидальную форму.

Галечниковые фосфориты Флориды представляют собой именно такие отложения; они образовались при концентрации более древних фосфоритов, переотложенных в речных галечниках на паводковых равнинах и речных террасах современных рек. Фосфоритовые гальки, встречающиеся в некоторых третичных слоях Мэриленда в США, первоначально были сложены кальцитом, но на раннедиагенетической стадии эти гальки частично заместились коллофаном.

Слои фосфоритовых галечников с округлыми обломками землистого фосфорита весьма характерны для некоторых юрских и нижнемеловых толщ Великобритании, они почти неизменно связаны с локальными размывами и перерывами в осадконакоплении.

Гуано. Залежи гуано образуются на скалистых островах, часто посещаемых морскими птицами, причем наибольшие скопления обнаружены в зонах с постоянными сухими ветрами, например на островах Вест-Индии и восточной части Тихого океана. Первоначально гуано представляет собой сложную смесь фосфатов, нитратов и карбонатов с различными органическими соединениями. После отложения гуано подвергается медленным диагенетическим изменениям, включая потерю растворимых, летучих и окисляющихся веществ и концентрацию трифосфата кальция. Выщелачивающиеся растворимые фосфаты переносятся вниз и постепенно замещают подстилающие осадочные или изверженные породы.

Глава 14

ЭВАПОРИТЫ

Под этим названием объединяются отложения, образующиеся в результате непосредственного химического осаждения или кристаллизации из насыщенных растворов. Хотя такие образования часто встречаются в виде линзовидных и неправильных скоплений, чаще они закономерно переслаиваются с обломочными или органогенными осадками. Эвапоритовые толщи с хорошо развитой слоистостью отлагались в озерах или в изолированных бассейнах морей; известны эвапориты, образованные в наземных обстановках.

Ясно, что ведущий процесс в образовании эвапоритов — это испарение. Испарение вод широко проявляется в соленых озерах или в частично изолированных морских бассейнах; образующиеся в результате испарения осадки называются *эвапоритами* или *соляными отложениями*. Для накопления и сохранения таких отложений интенсивное испарение должно сочетаться с малым количеством осадков; такие же условия в больших масштабах ведут к образованию пустынь, поэтому соляные отложения обычно ассоциируются с обломочными отложениями пустынных фаций.

Наиболее крупные соляные отложения, встречающиеся в виде мощных толщ, сложены хлоридами и сульфатами натрия, калия, магния и кальция (табл. 14.1). Иногда они представлены простыми солями, например хлористым натрием и сернокислым кальцием, а иногда двойными солями или еще более сложными соединениями. Так как морские воды открытого моря нигде не насыщены растворенными в них солями, то ясно, что в настоящее время в море не могут образоваться отложения солей; нет оснований думать, что концентрация солей в водах открытого моря когда-то в прошлом была больше, чем сейчас.

Частично замкнутые водные бассейны могут подвергаться сильному испарению, особенно в жарких и полузасушливых районах, при этом растворы становятся достаточно высококонцентрированными и может начаться их кристаллизация. При испарении обычной морской воды первыми в осадок выпадают карбонаты, затем при повышении концентрации в четыре раза по сравнению с концентрацией солей в обычной морской воде выпадают сульфаты, при увеличении концентрации в 12 раз выпадает галит, в 64 раза — магний-калийные соли, в 120 раз — бишофит.

Таблица 14.1

Главнейшие хлориды и сульфаты осадочных отложений

Класс	Состояние	Минерал	Формула
Хлориды	Негидратированное	Галит	$NaCl$
		Сильвин	KCl
	Гидратированное	Бишофит	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
		Карналлит	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$
Сульфаты	Негидратированное	Глауберит	$Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$
		Ангидрит	$CaSO_4$
		Барит	$BaSO_4$
		Лангбейнит	$K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$
	Гидратированное	Мирабилит	$Na_2SO_4 \cdot 4H_2O$
		Кизерит	$MgSO_4 \cdot H_2O$
		Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
		Полигалит	$Ca_2K_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$
		Гексагидрит	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$
		Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$
		Каинит	$4KCl \cdot 4MgSO_4 \cdot 11H_2O$

Во многих морских эвапоритовых бассейнах имеет место почти закономерное распределение этих первичных эвапоритовых фаций как в пространстве, так и во времени. Сульфаты кальция осаждаются обычно у краев бассейнов и образуют нижние слои в пределах конкретной эвапоритовой толщи. Хлориды осаждаются в центральных, более опущенных, участках бассейнов и слагают верхние слои толщ (рис. 14.5 и 14.6). В фациях, содержащих калийные соли, закономерное распределение осадков может нарушаться в результате вторичных метасоматических изменений, вызванных обменом солей с остаточными межзерновыми рассолами. Первичное распределение осадков может быть также нарушено в результате дальнейшего растворения и замещения солей в периоды воздействия субаэральных процессов в промежутках между поступлениями морских вод. Выход солей на дневную поверхность может быть связан с понижением уровня моря.

ОТЛОЖЕНИЯ СОЛЕНЫХ ОЗЕР И ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ

В настоящее время замкнутые внутриконтинентальные дренажные бассейны находятся в наиболее сухих областях суши, где поверхностный сток полностью уравновешивается испарением и не образуется никакого избытка вод, которые бы попадали в океан. Соли, привносимые реками и ручьями в такие бассейны, постепенно накапливаются в озерах до тех пор, пока концентрация не станет настолько высокой, что начнется кристаллизация солей. Состав и концентрация растворенных солей изменяются от одного бассейна к другому (табл. 14.2). В боль-

Таблица 14.2

Содержание солей в водах некоторых озер, ‰

	Озеро Резайе, Иран	Большое Соленое озеро, Юта, США	Мертвое море	Озеро Эльтон, СССР	Озеро Карсон, Невада	Озеро Домошаково, СССР
Хлорид натрия	190,47	118,63	63,86	38,3	64,94	3,55
Хлорид магния	5,22	14,91	163,67	197,5	—	6,08
Сульфат кальция	1,81	0,86	0,78	—	—	2,84
Сульфат магния	8,00	—	—	53,2	—	—
Сульфат натрия	—	9,32	—	—	13,76	132,82
Карбонат натрия	—	—	—	—	29,25	0,21
Соленость	205,50	143,72	228,31	289,0	107,95	145,50

шинстве случаев они явно отличаются от смеси солей, присутствующей в морской воде. Действительно, состав солей только немногих озер, в частности Большого Соленого озера в Юте, близок к составу солей морской воды. Воды большинства внутриконтинентальных озер часто характеризуются преобладанием таких солей или радикалов, которые в морской воде присутствуют в подчиненных количествах или в виде примесей. Воды щелочных озер могут содержать много карбоната натрия, в водах других озер может преобладать сульфат натрия, магния или хлористый магний. Воды нескольких озер отличаются содержанием большого количества боратов, тогда как в других отмечаются аномальные содержания брома, калия или растворенного кремнезема.

В табл. 14.2 приведены составы солей, растворенных в водах некоторых типичных соленых озер, эти данные только отчасти иллюстрируют широкие колебания состава вод; в большинстве случаев эти воды представляют собой насыщенные

растворы тех или иных солей, которые в настоящее время выпадают в осадок.

По составу растворенных солей четко выделяются два типа соленых озер, а именно: 1) *собственно соленые озера* с преобладанием в водах хлоридов, как, например, Мертвое море, и 2) *горько-соленые озера* с сульфатами и щелочными карбонатами, например озеро Карсон в Неваде. Озеро Эльтон занимает промежуточное положение между озерами двух выделенных типов, так как оно богато хлоридами и сульфатами.

Мертвое море. Это море первоначально в плиоценовое время представляло собой морской залив, протягивавшийся вдоль Великой Рифтовой долины, но вскоре залив потерял связь с океаном, так что в плейстоценовое время он оказался полностью окруженным сушей. В этой погружающейся рифтовой долине отложилась континентальная толща солей мощностью не менее 4000 м и осадконакопление продолжается до настоящего времени. Климатические изменения в четвертичное время вызывали периодические сокращения притока воды и повышенное испарение, что в свою очередь приводило к колебанию уровня озера. При сокращении притока воды концентрация солей возрастала, и, они, как и в настоящее время, осаждались в больших количествах в определенные времена года.

Было показано, что воды реки Иордан, главного питающего канала Мертвого моря, очень богаты растворенными минеральными веществами, так как они протекают через район, сложенный в основном плейстоценовыми, третичными и, возможно, кембрийскими соленосными породами. Помимо этого, близ озера находится много минеральных источников, среди которых имеются и горячие источники. Эти источники связаны с вулканической деятельностью, сопровождающей погружение земной поверхности в рифтовой зоне, в которой расположено Мертвое море. Полагают также, что в этом море находятся подводные минеральные источники, причем некоторые из них поставляют битуминозные продукты. Примечательная особенность вод Мертвого моря — присутствие большого количества брома; отношение Cl : Br в современных отложениях галита у южной оконечности моря достигает 2500 : 1. В галитах и хлоридных отложениях современных и древних морских бассейнов это отношение обычно колеблется в пределах от 3000 : 1 до 15 000 : 1.

Следующее положение имеет важное значение для изучения соленых озер, а именно концентрация какой-либо одной соли контролируется содержанием и соотношением других солей, присутствующих в растворе; это положение объясняет тот факт, что в настоящее время во многих озерах отлагается одна и та же соль, хотя в воде эта соль может присутствовать в самых различных количествах.

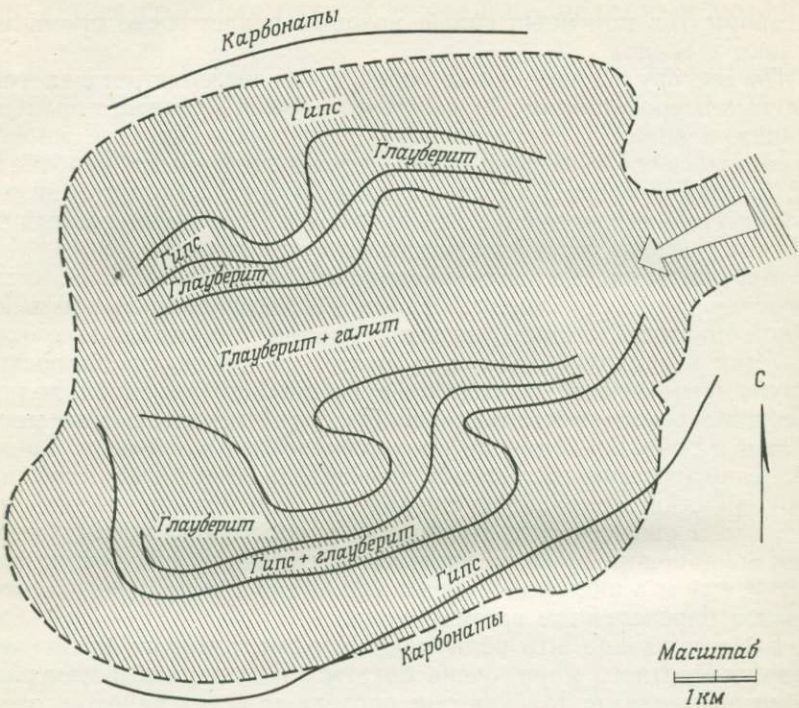


Рис. 14.1. Зональное распределение эвапоритовых минералов в сухом озере Салин-Валли.

Распределение показано для верхней 4-метровой толщи осадков, находящейся под коркой выцветов.

Плайи (солончаки). Отложение солей в плайях (солончаках), которые часто образуются в засушливых и полузасушливых внутренних бассейнах, происходит по относительно простой схеме и часто отражает эволюцию химизма рассолов в обстановке, контролируемой в основном общим составом вод и степенью испарения.

Хорошим примером внутриконтинентального солончака может служить долина Салин-Валли в Калифорнии, где можно видеть зональное распределение эвапоритов, смешанных с песками и илами (рис. 14.1). Эвапоритовые минералы встречаются также в виде выцветов на поверхности. Воды, поступающие в этот солончак, притекают из родников и горных рек, но в район солончака они попадают как грунтовые воды. Эти воды уже в начале пути довольно богаты ионами натрия, кальция, сульфата и бикарбоната, но большая скорость испарения обусловли-

вает постепенное обогащение ионами натрия, хлора и сульфата в направлении к центру солончака. Последовательность событий такова: сначала происходит осаждение кальцита в аллювиальных конусах выноса, прилегающих к солончаку, что приводит к уменьшению концентрации ионов кальция и бикарбоната в водах; затем в краевых частях бассейна осаждается гипс, что изменяет концентрацию сульфат-иона; в конечном счете в центральных участках солончака постепенно увеличивается концентрация ионов натрия и хлора и в различных соотношениях осаждаются глауберит и галит. В отложениях солончаков в рассеянном состоянии встречаются анальцим $NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$ и сепиолит, осаждавшиеся одновременно с солями.

Выше уровня грунтовых вод в капиллярных порах обычно осаждаются различные соли, образующие твердые корки мощностью около метра. Даже песчаные дюны по краям солончака могут быть прочно сцементированы такими солями. В этих поверхностных корках повсеместно развиты трещины усыхания и текстуры коробления под давлением, обусловленные кристаллизацией новых солей. В этих корках видны следы коррозии, знаков псевдоряби, острых выступов и промоин, которые заставляют предполагать спазматические притоки поверхностных вод; характерны также соляные сталактиты и конусы, похожие на туфовые.

Каспийское море. Вокруг Каспийского моря соли отлагаются в изолированных участках, имеющих ограниченное сообщение с морем. В таких ситуациях в районах, где высокие температуры приводят к сильному испарению вод, а количество пресных осадков весьма ограниченно, соли начинают выпадать в осадок. Классическим примером такой обстановки является залив Кара-Богаз-Гол на восточной стороне Каспийского моря, занимающий площадь 18 000 км². Глубина залива около 3 м, а состав вод резко отличается от состава вод моря (табл. 14.3).

Таблица 14.3

Содержание солей в водах Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол, ‰

	Каспийское море	Залив Кара-Богаз-Гол
Хлорид натрия	8,116	83,284
Хлорид калия	0,134	9,956
Хлорид магния	0,612	129,377
Сульфат магния	3,086	61,935
Соленость	11,948	284,552

Залив отделяется от моря узким проливом длиной около 10 км, шириной 100—150 м и глубиной 6 м. Постоянный приток морской воды в залив через пролив восполняет потерю в результате испарения. Следовательно, в водах постоянно увеличивается содержание солей. Химические анализы показывают, что высокая концентрация солей натрия и магния в водах залива отмечается в течение последних трех или более десятилетий.

Соли натрия и магния, так же как галит, эпсомит и астраханит $MgSO_4 \cdot Na_2SO_4 \cdot 4H_2O$, в настоящее время осаждаются на 75% площади, покрытой водой (на территории около 10 000 км^2). До 30-х годов нашего столетия в основном осаждался глауберит, а затем, вследствие увеличения концентрации рассола, увеличилось содержание других солей. Галит впервые начал осаждаться в 1939 г.

Сейчас в летние периоды осаждаются галит, эпсомит и астраханит, в основном в северном и восточном участках залива, где в рассолах концентрация солей наибольшая. В зимнее время осаждаются мирабилит и немного эпсомита. В течение зимних месяцев в южном и западном участках залива также осаждается мирабилит. Гипс осаждается постоянно в краевых частях залива, особенно у западного побережья близ пролива. Однако положение границ между эвапоритовыми фациями варьирует в зависимости от времени года, количества притекающих вод и от перемещения поверхностных рассолов под воздействием сильных ветров.

Под современными слоями солей залегают три древние толщи солей, разделенные карбонатными отложениями. По-видимому, такое строение разреза осадков отражает позднечетвертичные поднятия и опускания уровня Черного моря, причем карбонатные илы накапливались при трансгрессиях и высоком уровне моря, а соли отлагались при регрессиях и при низком стоянии воды.

Морские солончаки. В настоящее время в многочисленных лагунных морских солончаках в осадок выпадает хлористый натрий. Соленые озерки на Багамских островах представляют собой мелкие водоемы, расположенные за линией берега и в большинстве случаев отделенные от моря проницаемым барьером. В Средиземноморском районе примером может служить хорошо известное соленое озеро близ Ларнака на острове Кипр. Интенсивное испарение воды приводит к увеличению концентрации солей и понижению уровня озера на метр или около этого по сравнению с уровнем открытого моря, от которого озеро отделено барьером, сложенным неконсолидированными отложениями. Проницаемый слой песка и гравия обеспечивает медленное просачивание в озеро соленой морской воды.

Персидский залив. Высокие литоральные и надлиторальные

(прибрежные себхи) зоны засушливого побережья Персидского залива в районе Объединенных Арабских Эмиратов представляют собой участки накопления извести шириной несколько километров, продвигающиеся в сторону залива. Процессы раннедиагенетической доломитизации широко проявлены в осадках, однако происходит также осаждение ангидрита, гипса, галита и целестина в результате капиллярного подтока вод выше уровня грунтовых вод. Вода поступает в основном из моря и через литоральную зону попадает в зону себхи, где испарение на поверхности преобразует поровую воду с «нормальной» соленостью в рассол.

На высоких литоральных равнинах в известковистых отложениях образуется гипс, обычно под водорослевыми матами (строматолиты). Гипс и строматолиты выделяются в виде слоев мощностью до 30 см примерно на глубине 1 м от поверхности.

Из высококонцентрированных поровых рассолов выше уровня грунтовых вод в зоне себхи осаждается преимущественно ангидрит, а не гипс. Кристаллы ангидрита постепенно срастаются и образуют желваки и желваковые прослои, которые иногда простираются на обширных участках дна высыхающего озера. Для этих слоев характерна тонкосетчатая текстура («chicken-wire»). При замещении ранних карбонатных зерен в желвако-

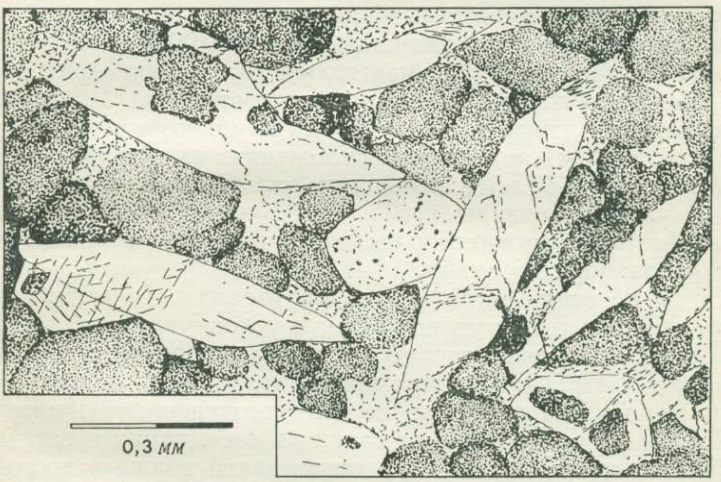


Рис. 14.2. Замещение аутигенного гипса кальцитом.

Первоначальная порода была представлена юрским пеллетовым известковистым илом, вероятно отложенным в литорально-лагунной обстановке. На ранней стадии литификации гипс осаждался из циркулирующих поровых вод на поверхности одних пеллет и замещал другие. На поздней диагенетической стадии гипс был замещен кальцитом, кристаллы которого не затрагивают первоначальные гипсовые зерна при замещении первичной породы (у левого края). При одном николе. West (1964).

вых слоях известковистых отложений обычно развиваются кишечноподобные текстуры, которые описываются как энтеролитовые складки.

Как близповерхностные ангидриты, так и более глубокие гипсы высыхающих озер подвергаются дальнейшим диагенетическим изменениям. Известно, что ангидрит замещается гипсом, если циркулирующие поровые воды становятся менее насыщенными слоями, и, наоборот, гипс замещается ангидритом при соприкосновении с высококонцентрированными водами. Известно, что кристаллы ангидрита и гипса замещаются кальцитом, доломитом, целестином и халцедоном (рис. 14.2). Плоские кристаллы вторичного гипса длиной до 12 см и агрегаты типа «роз пустыни» весьма характерны на поверхности себхи. Эти кристаллы обычно наполнены песчинками кварца.

ДРЕВНИЕ ЭВАПОРИТЫ

Морские эвапориты встречаются в позднедокембрийских толщах и отложениях любого возраста вплоть до современных. Наиболее древние эвапориты известны в Пакистане, Иране и в восточной части СССР. В США эвапориты встречаются в отложениях всех систем, начиная с ордовика, и в некоторых местах они слагают протяженные и мощные толщи. В восточной части района Великих озер на площади более 260 000 км^2 выходит на поверхность верхнесилурийская толща гипсов, ангидритов и галита, мощность которой местами достигает 450 м. Мощные толщи ангидрита и гипса залегают среди каменноугольных отложений Юты (1200 м), в пермских отложениях юго-восточной части Нью-Мексико (1350 м) и в меловых отложениях южной и центральной частей Флориды (1800 м). В районе Уитби на северо-востоке Англии скважинами была вскрыта 480-метровая толща пермских эвапоритов (табл. 14.4).

Многие из этих толщ явно образовались в относительно мелких морях с текучими водами и в условиях, подобных условиям себхи. В краевых частях залежей эвапоритов встречаются знаки ряби, частично коррозионной природы, косослоистые пласты мощностью до 30 см, мелкие несогласия, трещины усыхания и гальки из глинистого сланца в ассоциации с остатками морской фауны и флоры. В верхнепермской толще в восточном Йоркшире в Англии отмечается неоднократное появление линзовидных и желваковых пропластков ангидрита с текстурами замещения, переслаивающихся с тонкозернистыми водорослевыми доломитами. Эта толща отложилась у западной окраины цехштейнового моря, где, по-видимому, были широко развиты высыхающие озера и прибрежные лагуны. В течение одного отрезка

Таблица 14.4

Разрез пермской эвапоритовой толщи северо-восточной Англии

		Мощность, м
Верхнепермские мергели		180
Верхний ангидрит		0,5—1,2
Соляная глина		2—4
Верхние эвапориты	Верхний галит	15—27
	Калийная зона	0—9
	Нижний галит	12—18
	Ангидрит	5—8
	Карбонат	0,5—1,2
Карналлитовый мергель		9—18
Средние эвапориты	Верхний галит	0—5
	Калийная зона	3—4
	Нижний галит	24—83
	Галит-ангидрит, Ангидрит	15—27
Верхние магнезиальные известняки		35—55
Нижние эвапориты	Верхний галит-ангидрит	12—35
	Верхний ангидрит	12—201
	Нижний галит-ангидрит	14—42
	Нижний ангидрит	45—93
Нижние магнезиальные известняки с ангидритом; Базальные пески, мергели и брекчии		±110

времени, представленного диахронной формацией ангидритов Биллингем, ширина зоны высыхающих озер достигала 80 км.

Особенностью древних толщ типа отложений себхи, как это видно местами в нижнекаменноугольных отложениях Мидленда и Озерного округа в Англии, является их ритмическое строение. Каждый ритм сложен базальным водорослевым известняком с рассеянными окаменелостями, кверху он сменяется желваковым слоем, богатым сульфатами. Между этими ритмами могут залегать палеопочвы, мергели, мергелистые известняки и глинистые сланцы. Известняки обычно доломитизированы. Там, где известняки не доломитизированы, отложения весьма похожи на осадки литоральных и лагунных участков побережья Объединенных Арабских Эмиратов, а не на отложении зоны себхи.

В самых мощных эвапоритовых толщах имеются признаки накопления основной массы солей в сублиторальной обстановке.

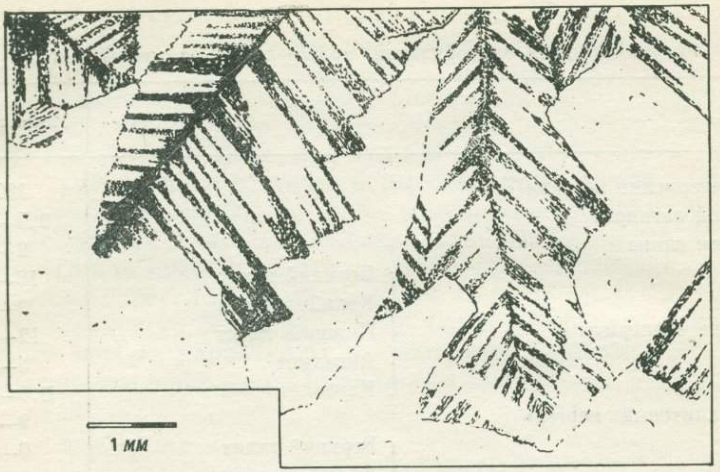


Рис. 14.3. Дендритная (chevron) или воронковидная текстура в галите.

Первичные дендритные кристаллы галита, по-видимому, были замещены более чистым галитом без четко выраженной текстуры. При одном николе. Wardlaw and Schwerdtner (1966).

В них были обнаружены пласты с градационной слоистостью и следы размыва в основании пластов. Отдельные пласты галита имеют обычно мощность до 25 м, а их суммарная мощность может составлять несколько сотен метров. В галите часто видны дендритовидные или воронковидные текстуры, заставляющие предполагать, что галит осаждался как первичный минерал из раствора (рис. 14.3). Равномерно тонкослоистые пласты (ламиниты, сезонные варвиты) можно проследить на расстоянии десяти километров. Отдельные слои имеют толщину несколько миллиметров. Трудно предположить, что осаждение солей происходило в таких географически неоднородных участках, какие характерны для побережий Персидского залива и Каспийского моря. Вероятнее, что мощные пласты солей отлагались в более глубоких участках бассейнов.

Для крупных эвапоритовых бассейнов, характеризующихся крупномасштабными циклически построенными толщами, предполагается, что приток морских вод был каким-то образом ограничен либо структурным, либо географическим барьером. Периодические разрушения этих барьеров, необходимые для циклического осаждения, возможно, были вызваны тектоникой, климатом или местным подъемом, хотя относительная важность этих факторов неясна.

Небольшие барьеры в пределах бассейнов также контролировали осаждение эвапоритов. Рифовые постройки на шельфо-

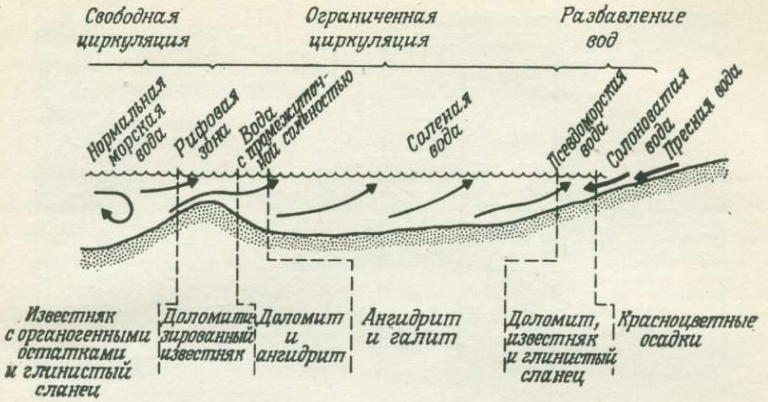


Рис. 14.4. Отложение тыловых рифовых эвапоритов.

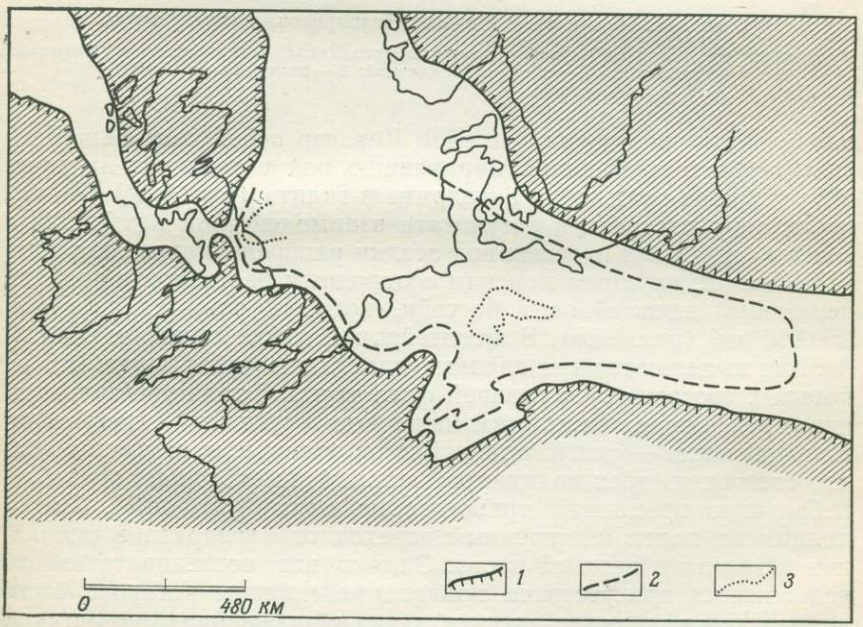


Рис. 14.5. Цехштейновое море.

1 — береговая линия; *2* — граница района садки галита; *3* — граница района садки более поздних калийных солей.

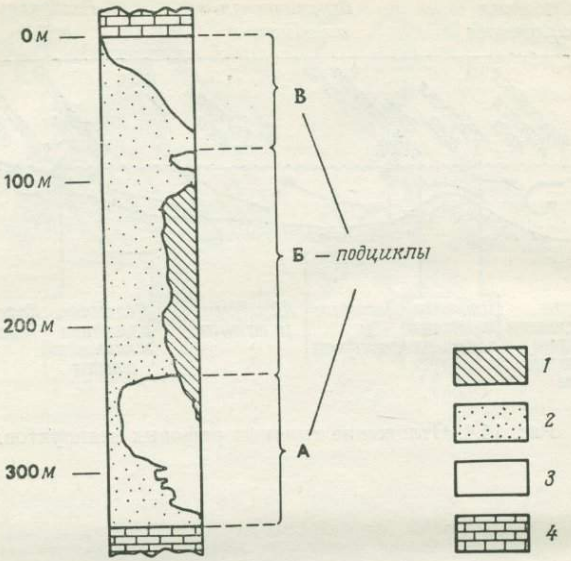


Рис. 14.6. Подциклы в Нижних Эвапоритовых слоях, пермь.

Выделяются три подцикла по керну скважины близ Уитби, северо-восточный Йоркшир. *1* — полигалит; *2* — сернокислый кальций; *3* — галит; *4* — карбонат.

вых участках пермского бассейна Делавэр в Техасе и Нью-Мексико резко ограничивали циркуляцию вод в тыловых лагунах, обусловливая осаждение ангидрита и галита (рис. 14.4). В пределах этих построек в результате взаимодействия прибрежных соленых и речных пресных вод осадки распределялись зонально.

В Европе крупным морским солеродным бассейном в поздней перми был цехштейновый бассейн, который занимал площадь 250 000 км² (рис. 14.5). В цехштейновой толще северо-восточной Англии выделяются три главных пласта эвапоритов, каждый из которых соответствует главной фазе морской трансгрессии, сменявшейся продолжительным периодом осушения и регрессии. Нижний пласт — самый мощный, и он отличается от других тем, что состоит из трех подциклов, каждый из которых отражает небольшую временную трансгрессию моря (рис. 14.6). В этих подциклах виден постепенный переход от ангидрита в основании к галиту в верхней части. Однако эта последовательность усложняется присутствием полигалита, наличие которого часто приводится в качестве аргумента для обоснования генетических спорных концепций. Некоторые исследователи предполагают, что полигалит непосредственно осаждался из морской воды, а другие утверждают его диагенетическое происхождение в ка-

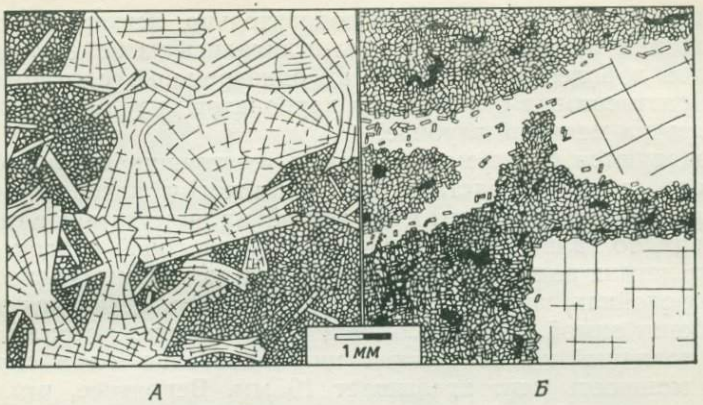


Рис. 14.7. Доломит-ангидрит-галитовые породы. Структуры пермских эвапоритовых пород, северо-восточный Йоркшир.

А — крупнокристаллический радиально-волокнистый ангидрит, выросший в доломите; *Б* — крупные зерна галита с четко выраженными трещинами спайности в матриксе из ангидрита с примесью углистого вещества. При одном николе.

честве продукта замещения более ранних осадков. Петрографические наблюдения говорят в пользу второй концепции.

Средний пласт эвапоритов сходен с нижним пластом в том, что он также сложен в основном слоями ангидрита и галита с вторичным полигалитом (рис. 14.7). Однако строение верхнего пласта отличается, так как в нем виден полный вертикальный цикл отложения солей с наименее растворимыми карбонатами в основании и с наиболее растворимыми хлоридами (сильвином и галитом) в кровле; полигалит отсутствует.

В Ганновере (ФРГ) и Тюрингии (ГДР) встречены соленосные отложения, в которых виден почти полный цикл осаждения солей в процессе испарения вод. Здесь имеются четыре главных пласта, из которых три нижние, вероятно, эквиваленты британским пластам.

Местные изменения состава солей — обычная особенность цехштейновых эвапоритов, как и всех других обширных отложений. В северной Англии состав пермских эвапоритов постепенно в направлении к берегам сменяется от фаций, богатых хлоридами, к фациям, богатым сульфатами, и далее к фациям, богатым карбонатами. Красноцветные отложения характерны для хинтерланда. Такая зональность может объясняться постепенным сокращением площади, занятой водой, и увеличением концентрации наиболее растворимых солей в остаточных водах. Не менее важную роль играло расслоение рассолов по плотности, причем тяжелые рассолы, вероятно, концентрировались в более

глубоких участках бассейна. Следовательно, легкорастворимые натриевые и калийные минералы отлагались из более тяжелых рассолов в более глубоких водах одновременно с отложением менее растворимых сульфатов и карбонатов из более легких рассолов на меньшей глубине.

Выделяются более мелкие циклы, состоящие из ленточных слойков (варв), представленных галитом и ангидритом или ангидритом и карбонатом. Если в слойках присутствуют галит и ангидрит, то галит, вероятно, представляет собой осадок более теплых летних вод, а ангидрит — зимних вод. В ангидрит-карбонатных слойках, напротив, ангидрит, вероятно, отлагался летом, а карбонат зимой. Однако сомнительно, что эти минералы отражают годичный климатический цикл, особенно в тех случаях, когда мощность лент превышает 10 мм. Вероятнее, что мощность годичного слойка эвапоритов не превышала 1—2 мм, а более мощные слои образовались иначе. Некоторые ленточные слои, видимо, образовались в результате чередования процессов осаждения и частичного растворения. Например, если только что отложенная смесь галита, ангидрита, глины и воды подвергается воздействию измененного по составу рассола, то галит может снова перейти в раствор и останется тонкий ангидрит-глинистый слой. Частицы глинистой фракции в этих слоях обычно представлены кварцем, хлоритом и иллитом, причем некоторые минералы, несомненно, имеют аутигенное происхождение.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЭВАПОРИТАХ

Состав эвапоритовых минералов, вероятно, изменяется в результате взаимодействия с рассолами. Гипс переходит в ангидрит, как только он попадает в более плотные придонные слои рассола. Первоначально отложенные соли могут реагировать с остаточными рассолами, циркулирующими над этими осадками, и создавать, по существу, новые комплексы минералов. Кроме того, одни минералы замещаются другими в результате притока более свежих вод или вод с обычной соленостью из внешних источников. В зоне калийных минералов в пермских отложениях на северо-западе Европы в некоторых местах породы подверглись повсеместной перекристаллизации (рис. 14.8).

Почти нет залежей солей, которые не подвергались бы перекристаллизации и метасоматическому замещению. Структуры перекристаллизации особенно характерны для слоев, которые подверглись глубокому захоронению или выжиманию в виде внедрений типа жил, даек и соляных куполов. Гипс и ангидрит легко перекристаллизовываются под большим давлением и могут течь, если нагрузка распределена неравномерно. Однако для того, чтобы эти породы начали течь, требуются более высо-

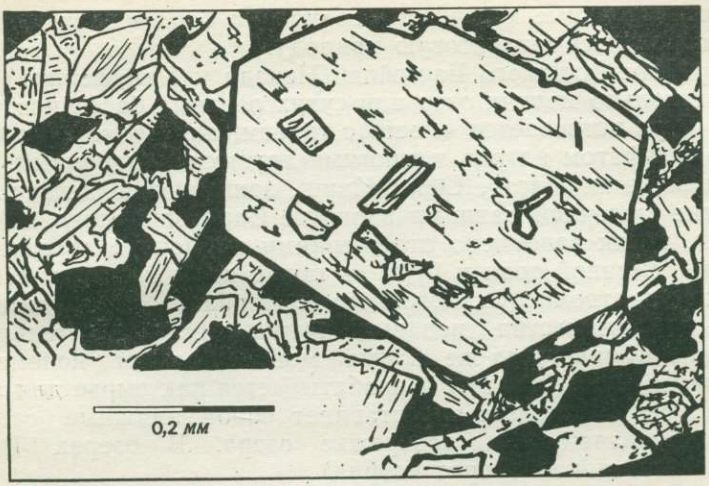


Рис. 14.8. Перекристаллизация в эвапоритах.

Эвгедральный кристалл вторичного гипса в ангидритовом слое. Реликтовые зерна ангидрита в гипсе. Николи скрещены.

кие нагрузки, чем для галита. При этом могут образоваться псевдосланцевые и псевдогнейсовые текстуры.

На глубине гипс дегидратируется с образованием ангидрита, и около 20% высвобождаемой воды мигрирует и способствует преобразованию легче растворимых солей. В этом процессе галит-карналлит-кизеритовые породы могут заместиться породами, богатыми сильвином. Ангидрит очень быстро гидратируется с образованием гипса под воздействием циркулирующих грунтовых вод, и в природе редко встречаются выходящие на поверхность залежи с неизмененным ангидритом. В бассейне Делавэр первичный ангидрит был превращен в гипс под воздействием просачивающихся грунтовых вод до глубины 150 м от поверхности, хотя признаки частичной гидратации известны на глубинах 300 м.

БОРАТЫ

Помимо проявлений боратов в пермских соляных отложениях Европы отложения соединений бора описаны в осадках озер и горячих источников, например, в Тоскане. Эти горячие источники явно имеют вулканическую природу; примечательно, что борные озера на западе Америки приурочены к району современной вулканической деятельности. Несомненно, что во всех

случаях первичные источники соединений бора имеют вулканическую или пневматолитовую природу.

В районе Большого Бассейна (Невада и Калифорния) имеется несколько мелких озер или сухих озерных бассейнов, в которых бура встречается вместе с гипсом, ангидритом, карбонатом и сульфатом натрия и многими другими минералами. Мелкое озеро, или болото, Сёрлс-Марш, занимающее депрессию в середине щелочной равнины в округе Сан-Бернардино в Калифорнии, почти заполнено отложениями карбоната и сульфата натрия, каменной соли и буры, а также илом и песком с большим количеством вулканогенного материала. Здесь имеются явные доказательства недавней вулканической деятельности. В районе Калико того же округа мощный пласт колеманита (бората кальция) широко разрабатывается как сырье для получения буры. Этот пласт представляет собой пляжные отложения, образовавшиеся на побережье озера. В озерах Тибета встречается тинкал (борат натрия).

ЩЕЛОЧНЫЕ КАРБОНАТЫ

Характерный компонент так называемых *натронных или щелочных озер* (natron lakes) — карбонат натрия, однако он всегда сопровождается хлористым и сернокислым натрием, а также другими карбонатами и сульфатами. Отложения таких озер имеют специфический характер и часто содержат трону $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$ и гейлюссит $CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 5H_2O$. Натронные, или натровые, озера, как они называются многими американскими авторами, встречаются в Мексике и в Неваде, США, и в Рифтовой долине в Кении и Танзании. Похожи на них некоторые озера в оазисах Египта и Сахары и даже в долине Нила. Анализы вод небольших озер, расположенных близ горы Арарат, вскрывают исключительно высокие содержания солей, причем один анализ показал 239‰ карбоната натрия и 53‰ сульфата натрия в 1000 частях воды.

Обширные и мощные пласты троны и троны с галитом известны в эоценовой формации Грин-Ривер в Вайоминге. Они осаждались примерно в течение 1 млн. лет в центральных частях внутреннего озера, подвергавшегося кратковременному многократному высыханию.

НИТРАТЫ

Крупные залежи нитрата калия и нитрата натрия (селитры) встречаются в Южной Америке. Они расположены в пустынном районе Тихоокеанского побережья, особенно в провинциях Таранака и Антофагаста в Чили. Участок, занятый отложениями

нитратов, имеет ширину несколько километров и поднимается до высоты более 1 км над уровнем океана. Этот участок простирается в меридиональном направлении примерно на 210 км. Вероятно, нитраты образовались в небольших количествах на огромной территории при окислении органического вещества, присутствовавшего в почве, а образовавшиеся поверхностные выцветы растворялись во время сезонных тропических наводнений и переотлагались в концентрированном виде во временных озерах, куда стекали паводковые воды. Несомненно, что современные отложения нитратов Южной Америки образуются в результате кристаллизации испаряющихся соленых вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Статьи, сборники и книги, перечисленные ниже, отобраны единственно с целью ознакомить читателя с рядом легкодоступных литературных источников, которые помогут ему углубить знания по седиментологии.

Во всех этих работах имеются обширные списки литературы, то же относится и к специальным журналам: *Journal of Sedimentary Petrology, Sedimentology, Sedimentary Geology, Marine Geology Bulletin of American Association of Petroleum Geologists.*

Кроме того, практически любой геологический журнал, как правило, содержит сведения по осадочной петрологии.

ГЛАВЫ 1 И 2

Bouma A. H., Methods for the study of sedimentary structures, New York, John Wiley, 1969.

Carver R. E. (ed.) Procedures in sedimentary petrology, New York, John Wiley, 1971.

Griffiths J. C., Scientific method in analysis of sediments, New York, McGraw-Hill, 1967.

Longwell C. R., Sedimentary facies in geologic history, Geol. Soc. Am. Mem., 39, 1957.

Reading H. G. (ed.), Sedimentary environments and facies, Oxford, Blackwell, 1978.

Rigby J. K., Hamblin W. K. (eds.), Recognition of ancient sedimentary environments, Soc. Econ. Pal. and Min. USA Spec. Pubn, no. 16, 1972.

Summerson C. H. (ed.), Sorby on sedimentology. A collection of papers from 1851 to 1908 by Henry Clifton Sorby. Florida, University of Miami Press, 1976.

von Engelhardt W., The origin of sediments and sedimentary rocks. Part 3, Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlag, 1977.

ГЛАВЫ 3 И 4

Allen J. R. L., Current ripples, Amsterdam, North-Holland, Physical processes of sedimentation London, George Allen & Unwin, 1968.

Bouma A. H., Recent and ancient turbidites and contourites, Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., **22**, 205—221, 1972.

Brady L. L., Jobson H. E., An experimental study of heavy-mineral segregation under alluvial-flow conditions. US Geol. Surv. Prof. Paper 562-K, 1973.

Coleman J. M., Brahmaputra River: channel processes and sedimentation, Sedimentary Geol., **3**, 122—239, 1969.

Crimes T. P., Harper J. C. (eds.), Trace fossils, Geol. J. 3, 1—547, 1970.

Davies H. G., Convolute lamination and other structures from the Lower Coal Measures of Yorkshire, Sedimentology, **5**, 305—325, 1965.

Davis R. A., Etherington R. L. (eds.), Beach and nearshore sedimentation, Soc. Econ. Pal. and Min. USA Spec, Pubn, no. 24, 1976.

Dott R. H., Shaver R. H., (eds.), Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Soc. Econ. Pal. and Min. USA Spec. Pubn., no. 19, 1974.

Dzulynski S., Walton E. K., Sedimentary features of flysch and greywackes, Amsterdam, Elsevier, 1965.

Ewing M., Eittreim S. L., Ewing J. I., Le Pichon X., Sediment transport and distribution in the Argentine Basin, 3. Nepheloid layer and processes of sedimentation. In: Physics and chemistry of the earth, 8, *Ahrens L. H. (ed.),* 49—77, London, Pergamon, 1971.

Frey R. W. (ed.), The study of trace fossils, Berlin, Springer-Verlag, 1975.

Ginsburg R. N. (ed.), Tidal deposits, Berlin. Springer-Verlag, 1975.

Hobday D. K., Eriksson K. A., (eds.), Tidal sedimentation, with particular reference to South African examples, Sedimentary Geol., **18**, 1—287, 1977.

Kelling G., The environmental significance of cross-stratification parameters in an Upper Carboniferous fluvial basin, J. Sed. Petrol, **39**, 857—875, 1969.

Kelling G., Stanley D. J., Sedimentation in canyon, slope and base-of-slope environments. In: Marine sediment transport and environmental management, *Stanley D. J., Swift D. J. P. (eds.),* 379—435, New York, John Wiley, 1976.

Kuenen Ph. H., Migliorini C. I., Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58, 91—127, 1950.

Kukal Z., Geology of recent sediments, New York, Academic Press, 1971.

Lauff G. H. (ed.), Estuaries; a symposium, Washington, Amer. Assoc. Adv. Sci. Spec. Pubn, no. 83, 1967.

McKee E. D., Dune structures, Sedimentology 7, 1—69, 1966.

Meade R. H., Iransport and deposition of sediments in estuaries. In: Environmental framework of coastal plain estuaries, *Nelson B. W. (ed.),* 91—120, Geol. Soc. Am. Mem., 133, 1972.

Middleton G. V. (ed.), Sedimentary processes, Hydraulic interpretation of primary sedimentary structures, Soc. Econ. Pal. and Min. Reprint Series, no. 3, 1977.

Morgan J. P. (ed.), Deltaic sedimentation, modern and ancient, Soc. Econ. Pal. and Min. USA Spec. Pubn, no. 15, 1970.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Atlas and glossary of primary sedimentary structures, Berlin, Springer-Verlag, 1964.

Potter P. E., Pettijohn F. J., Paleocurrents and basin analysis, Berlin, Springer-Verlag, 1977.

Reineck H. E., Singh I. B., Depositional sedimentary environments, Berlin, Springer-Verlag, 1973.

Sargent W. A. S., Basan P. S. (eds.), Trace fossils, Palaeogeog. Palaeoclimatol., Palaeoecol., **28**, 1—167, 1979.

Seilacher A., Bathymetry of trace fossils, Marine Geol., **5**, 413—428, 1967.

Shelton J. W., Models of sand and sendstone deposits: a methodology for determining sand genesis and trend. Oklahoma Geol. Surv. Bull. 118, 1973.

Stanley D. J. (ed.), The Mediterraneon Sea: a natural sedimentation laboratory, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, 1972.

Stow D. A. V., Lovell J. P. B., Contourites: their recognition in modern and ancient sediments, Earth-Sci. Rev., **14**, 251—291, 1978.

Swift D. J. P., Continental shelf sedimentation. In: The geology of continental margins, *Burk C. A., Drake C. L. (eds.),* 117—135, Berlin, Springer-Verlag, 1975.

van Andel T. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W., Depositional histori of the south Atlantic Ocean during the last 125 million years, J. Geol., **85**, 651—698, 1977.

van Straaten L. M. J. U., Kuenen Ph. H., Tidal action as a cause of clay accumulation, J. Sed. Petrol., **28**, 406—413, 1958.

ГЛАВА 5

Barrell J., Marine and terrestrial conglomerates. Bull. Geol. Soc. Am., 36, 279—342, 1925.

Bluck B. J., The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales, Sedimentology, 4, 225—245, 1965.

Harland W. B., Herod K. N., Krinsley D. H., The definition and identification of tills and tillites, Earth-Sci. Rev., 2, 225—256, 1966.

Krumbein W. C., The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments, J. Geol., 49, 482—520, 1941.

Legget R. F. (ed.), Glacial till; an interdisciplinary study, Roy, Soc. Canada, Spec. Pubn, no. 12, 1976.

Lindsay D. A., Sedimentary petrology and paleocurrents of the Harebell Formation, Pinyon Conglomerate and associated coarse clastic deposits, northwestern Wyoming, US Geol. Surv. Prof. Paper 734—738, 1972.

Nelson C. H., Hopkins D. M., Sedimentary processes and distribution of particulate gold in the northern Bering Sea, US Geol. Surv. Prof. Paper 689, 1972.

Reading H. G., Walker R. G., Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finnmark, northern Norway, Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol, 2, 177—212, 1966.

Twenhofel W. H., The environmental significance of conglomerates, J. Sed. Petrol., 17, 119—128, 1947.

ГЛАВА 6

Ali S. A., Friedman G. M. (eds.), Diagenesis of sandstones, Am. Assoc. Petrol. Geol. Reprint Series, no. 20, 1977.

Bassett D. A., Walton E. K., The Hell's Mouth Grits: Cambrian greywackes in St Tudwals peninsula, North Wales, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 116, 85—110, 1960.

Blatt H., Christie J. M., Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks, J. Sed. Petrol., 33, 559—579, 1963.

Blatt H., Original characteristics of clastic quartz grains, J. Sed. Petrol., 37, 401—424, 1967.

Bouma A. H., Brouwer A. (eds.), Turbidites, Amsterdam, Elsevier, *Chilingarian G. V., Wolf K. H. (eds.)*, 1975. Compaction of coarse-grained sediments, Amsterdam, Elsevier, 1964.

Crook K, A. W., Lithogenesis and tectonics, the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, *Wolf K. H. (ed.)*, Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Pubn., no., 19, 1974.

Cunnins W, A., The greywacke problem. Liverpool and Manchester Geol. J., 3, 51—72, 1962.

Dapples E. C., Some concepts of cementation and lithification of sandstones, Bull. Amer. Assoc. Petrol, Geol., 56, 3—25, 1972.

Davies D. K., Ethridge F. G., Sandstone composition and depositional environment, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 59, 239—264, 1975.

de Boer R. B., Nagtegaal P. J. C., Duyvis E. M., Pressure solution experiments on quartz sand, Geochim. et Cosmochim. Acta, 41, 257—264, 1977.

Dott R. H., Wacke, graywacke and matrix — what approach to immature sandstone classification? J. Sed. Petrol., 34, 625—632, 1964.

Folk R. L., Reddening of desert sands, Simpson Desert, Northern Territories, Australia, J. Sed. Petrol., 46, 604—615, 1976.

Füchtbauer H., Die sandsteine in der molasse nördlich der Alpen. Geol. Rundschau, 56, 266—300, 1967.

Hassan F. A., Heavy minerals and the evolution of the modern Nile, Quaternary Res., **6**, 425—444, 1976.
Hay R. L., Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 85, 1966.
Huckenholz H. G., Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkose from the Auvergne (France), J. Sed. Petrol., **33**, 914—918, 1963.
Hutton C. O., Studies of heavy detrital minerals, Bull. Geol. Soc. Amer., **61**, 635—716, 1950.
Krinsley D. H., Doornkamp J. C., Atlas of quartz sand surface textures, Cambridge, Cambridge University Press, 1973.
Kuenen Ph. H., Matrix of turbidites: experimental approach, Sedimentology, **7**, 267—297, 1966.
Larsen G., Chilingarian G. V. (eds.), Diagenesis in sediments, Amsterdam, Elsevier, 1967.
McBride E. F. (ed.), Diagenesis of sandstone: cement-porosity relationships, Soc. Econ. Pal. and Min. Reprint Series, no. 9, 1979.
McRae S. G., Glauconite, Earth-Sci. Rev., **8**, 397—440, 1972.
Pettijohn F. J., Chemical composition of sandstones — excluding carbonate and volcanic sands. Data of Geochemistry, US Geol. Surv. Prof. Paper 440-S, 1963.
Pettijohn F. J., Potter P. E.. Siever R., Sand and sandstone, Berlin, Springer-Verlag, 1973. [см. русский перевод: Пески и песчаники, *Ф. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер.* «Мир», М. 1976].
Potter P. E., Sand bodies and sedimentary environments — a review, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **51**, 337—365, 1967.
Potter P. E., Petrology and chemistry of modern big river sands, J. Geol., **86**, 423—449, 1978.
Scholle P. A., A colour illustrated quide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 28, 1979.
Taylor J. M., Pore-space reduction in sandstones, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **34**, 701—716.
Taylor J. C. M. et al. Sandstone diagenesis: state of the art. J. geol. Soc. London, 135, 1—156, 1978.
Trumbull J. V. A., Atlantic continental shelf and slope of the United States, Sand-size fraction of bottom sediments, New Jersey to Nova Scotia, US Geol. Surv. Prof. Paper 529-K, 1972.
Van de Kemp P. C., Leake B. E., Senior A., The perography and geochemistry of some Californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin, J. Geol., **84**, 195—212, 1976.
Waugh B., Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England, J. Sed. Petrol., **40**, 1226—1240, 1970.
Whalley W. B. (ed.), Scanning electron microscopy in the study of sediments, Norwich, Geoabstracrs, 1978.

ГЛАВА 7

Berger W. H., Deep-sea sedimentation. In: The geology of continental margins, *Burk C. A., Drake S. L. (eds.)*, 213—241, Berlin, Springer-Verlag, 1975.
Bjorlykke K., Dypvik H., Finstad K. G., The Kimmeridgian Shale, its composition and radioactivity. In: NPF — Jurassic Northern North Sea Symposium, 12.1—12.20, Stavanger, Norwegian Petroleum Soc., 1975.
Carroll D., Role of clay minerals in the transportation of iron, Geochim. et Cosmochim. Acta, **14**, 1—27, 1958.
Cowperthwaite I. A., Fitch F. J., Miller J. A., Mitchell J. G., Robertson R. H. S.,

Sedimentation, petrogenesis and radioisotopic age of the Cretaceous fuller's earth of southern England, Clay Minerals, **9**, 309—327, 1972.
Friend P. F., Clay fractions and colours of some Devonian red beds in the Catskill Mountains, USA, Quart, J. Geol. Soc. Lond., **122**, 273—292, 1966.
Grim R. E., Clay mineralogy. New York, McGraw-Hill, 1968.
Hubred G. L., Deep-sea manganese nodules: a review of the literature, Minerals Sci. aud Eng., **7**, 71—85, 1975.
Hunt C. B., Geology of soils, San Francisco, W. H. Freeman, 1972.
Keller W. D., Environmental aspects of clay minerals, J. Sed. Petrol., **40**, 788—813, 1970.
Mackenzie R. C., Mitchell B. D., Clay mineralogy. Earth-Sci. Rev., **2**, 47—91, 1966.
Meade R. H., Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands — a review, J. Sed. Petrol., **36**, 1085—1101, 1966.
Millot G., Geology of clays, Berlin, Springer-Verlag, 1970.
Moore L. R., The microbiology, mineralogy and genesis of a tonstein, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **34**, 235—292, 1964.
Patterson S. H., Fuller's earth and other industrial mineral resources of the Meigs-Attapulgus-Quincy District, Georgia and Florida, US Geol. Surv. Prof. Paper 828, 1974.
Perrin R. M. S., The clay mineralogy of British sediments, London, Mineralogical Society, 1971.
Potter P. E., Shrimp N. F., Witters J., Trace elements in marine and frost-water argillaceous sediments, Geochim. et Cosmochimica Acta, **27**, 669—694, 1963.
Rieke H. H., Chilingarian G. V. (eds), Compaction of argillaceous sediments, Amsterdam, Elsevier, 1974.
Skempton A. W., The consolidation of clays by gravitational compaction, Quart, J. Geol. Soc., Lond., **125**, 373—412, 1970.
Spears D. A., Kanaris-Sotiriou R., A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. Sedimentology, **26**, 407—425, 1979.
Valeton I., Bauxites, New York, Elsevier, 1972. [см. русский перевод: *И. Валетон*, Бокситы, «Мир», М. 1974].

ГЛАВЫ 8 И 9

Bathurst R. G. C., Carbonate sediments and their diagenesis, Amsterdam, Elsevier, 1975.
Black M., Barnes B., The structure of coccoliths from the English Chalk., Geol. Mag., **70**, 157—188, 1959.
Bricker O. P. (ed.), Carbonate cements, Baltimore, Johns Hopkins University Press, 1971.
Chilingar G. V., Bissell H. J., Fairbridge R. W., Carbonate rocks, Amsterdam. Elsevier, 1967. [см. русский перевод: Карбонатные породы, ред. Дж. Чилингар и др. «Мир», М. 1970].
Cloud P. E., Environment of calcium carbonate deposition, west of Andros Island, Bahamas, US Geol. Surv. Prof. Paper 350, 1962.
Dunham R. J., Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks, *Ham. W. E. (ed.)*, 108—121, Amer, Ass. Petrol. Geol. Mem. 1, 1962.
Emery K. O., Tracey J. I., Ladd H. S., Geology of Bikini and nearby atolls, US Geol. Surv. Prof. Paper 260-A, 1954.
Folk R. L., Practical petrographic classification of limestones, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **43**, 1—38, 1959.
Friedman G. M. (ed.), Depositional environments in carbonate rocks, Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Pubn, no. 14, 1969.

Frost S. H., Weiss M. P., Saunders J. B. (eds.), Reefs and related carbonates — ecology and sedimentology, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, no. 4, 1977.
Hsu K. J., Jenkyns H. C. (eds.), Pelagic sediments: on land and under the sea, Oxford, Blackwell, 1974.
Jeans C. V., Rawson P. F. (eds.), Andros Island, Chalk and Oceanic Dozes. Unpublished work of Maurice Black, Yorkshire Geol. Soc. Occasional Pubn, no. 5, 1980.
LeBlanc R. L., Breeding J. G. (eds.), Regional aspects of carbonate deposition. Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Pubn., no. 5, 1957.
Longman M. W., Mench P. A., Diagenesis of Cretaceous limestones in the Edwards aquifer system of south-central Texas: a scanning electron microscope study, Sedimentary Geol., **21**, 241—176, 1978.
Milliman J. D., Marine carbonates, Berlin. Springer-Verlag, 1974.
Mimran Y., The induration of Upper Cretaceous Yorkshire and Irish chalks, Sedimentary Geol., **20**, 141—164, 1978.
Muller G., Friedman G. M. (eds.), Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, Berlin, Springer-Verlag, 1968.
Okada H., Honjo S., The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific, Deep-Sea Res., **20**, 355—374, 1973.
Pray L. C., Murray R. C. (eds.), Dolomitization and limestone diagenesis. Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Pubn, no. 13, 1965.
Purser B. H. (ed.), The Persian Gulf., Berlin, Springer-Verlag, 1973.
Reeves C. C., Caliche, Texas, Estacado Books, 1976.
Scholle P. A., A colour illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 27. 1978.
Van der Lingen G. J. (ed.), Diagenesis of deep-sea biogenic sediments. Benchmark Papers in Geology 40, Pennsylvania: Dowden. Hutchinson & Ross, 1977.
Walter M. R. (ed.), Stromatolites, Amsterdam, Elsevier. 1976.

ГЛАВА 10

Bien G. S., Contois D. E., Thomas W. H., The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. In: Silica in sediments, *Ireland H. A. (ed.),* 20—35, Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Pubn, no. 7, 1959.
Calvert S. E., Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California, Bull. Geol. Soc. Am., **77**, 569—596. 1966.
Cressman E. R., Data of geochemistry, Non-detrital siliceous sediments. US Geol. Surv. Prof. Paper 440-T, 1962.
Folk R. L., Weaver C. E., A study of the texture and composition of chert., Am., J. Sci., **250**, 498—510, 1952.
Crunau H. R., Radiolarian cherts and associated rocks in space and time, Eclogae Geol. Helv., **58**, 157—208, 1965.
Ireland H. A. (ed.), Silica in sediments, Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Pubn, no. 7, 1959.
Lancelot Y., Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **17**, 377—506, Washington, US Government Printing Office, 1973.
Siever R., Silica solubility, 0°—200°C and diagenesis of siliceous sediments, J. Geol., **61**, 127—150, 1962.

ГЛАВА 11—14

Alling H. L., Diagenesis of the Clinton hematite ores of New York, Bull. Geol. Soc. Am. **58**, 991—1018, 1947.

Birch G. F., Phosphorite pellets and rock from the western continental margin and adjacent coastal terrace of South Africa, Marine Geol., **33**, 91—116, 1979.
Bradley W. H., Tropical lakes, copropel and oil shale, Bull. Geol. Soc. Am., **77**, 1333—1338, 1966.
Charles G., Sur l'origine des gisements de phosphates de chaux sedimentaires. 19th Int. Geol. Congr. Algiers, Comptes Rendus **11**, 163—184, 1953.
Cook P. J., Selimentary phosphate deposits. In: Handbook of strata-hound and stratiform ore deposits, *Wolf K. H. (ed.)*, 505—533, Amsterdam, Elsevier, 1975.
Curtis C. D., Spears D. A., The formation of sedimentary iron minerals, Econ. Geol., **63**, 257—270, 1968.
Dapples E. C., Hopkins M. E. (eds.), Environments of coal deposition, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 114, 1969.
Dingle D. V., Algulhas bank phosphorites: a review of 100 years of investigation, Trans. Geol. Soc. Africa. **77**, 261—264, 1974.
Eugster H. P., Maqlione G., Brines and evaporites of the Lake Chad basin, Africa, Geochim. et Cosmochim. Acta **43**, 973—981, 1979.
Friedman G. M., Thin-section petrograplfy of the Mediterranean evaporites. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project , 13, *Ryan W. B. F. et al. (eds.)*, Washington, 1972.
Gross G. A., Primary features in cherty iron-formations. Sedimentsry Grol.. **7**, 241—261, 1972.
Gulbrandsen R. A., Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation. Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 769—778, 1966.
Hsu K. J., Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. Earth-Sci. Rev. **8**, 371—396, 1972.
Huber N. K., The environmental control of sedimentary iron minerals, Econ. Geol., **53**, 123—140, 1958
James H. L., Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. US Geol. Surv. Prof. Paper, 440-W, 1966.
Kinsman D. J. J., Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **53**, 830—840, 1969.
Kirrland D. W., Evans R. (eds.), Marine evaporites. Origin, diagenesis and geochemistry, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, 1973.
Krumbein W. C., Garrels R. M., Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials, J. Geol., **60**, 1—33, 1952.
LeBlanc Smith G., Eriksson K. A., A fluvioglacial and glaciolacustrine deltaic depositional model for Permo-Carboniferous coals of the northeastern Karoo Basin, South Africa, Palaeogeog, Palaeoclimatol, Palaeoecol, **27**, 67—84, 1979.
Llewellyn P. G., Stabbins R., The Hathern Anhydrite Series, Lower Carboniferous, Leicestershire, England, Trans. Inst. Min, Metall, B **79**, 1—16, 1970.
Majumder T., Chakraborty K. L., Petrography and petrology of the Precambrian banded iron-formations of Orissa, India and reformation of the bands, Sedimentary Geol., **22**, 243—265, 1979.
Mattox R. B. (ed.), Saline deposits, Geol, Soc, Amer. Spec. Paper 88, 1968.
McKelvey V. E., Phosphate deposits, Bull. US Geol. Surv., 1252-D, 1967.
Murchison D. G., Some recent advances in coal petrology, 6th Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif. Comptes Rendus 1, 351—368, 1969.
Murchison D. G., Westoll T. S. (eds.), Coal and coal-bearing strata, Edinburgh, Oliver & Boyd, 1968.
Parker R. J., The petrology and origin of some glauconitic and glauco-conglomeratic phosphorites from the South African continental margin, J. Sed. Petrol., **45**, 230—242, 1975.
Pearson M. J., Geochemistry of the Hepworth Carboniferous sediment seguence

and origin of the diagenetic iron minerals and concretions, Geochim. et Cosmochim. Acta, **43**, 927—941, 1979.

Reeves M. J., Saadi T. A. K., Factors controlling the deposition of some phosphate bearing strata from Jordan. Econ. Geol., **66**, 451—465, 1971.

Richter-Bernberg G. (ed.), Geology of saline deposits, Paris, UNESCO, 1972.

Rooney T. P., Kerr P. F., Mineralogic nature and origin of phosphorite, Beaufort County, North Carolina, Bull. Geol. Soc. Amer., **78**, 731—748, 1967.

Stewart F. H., Permian evaporites and associated rocks in Texas and New Mexico compared with those of northern England, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **29**, 185—235, 1954.

Stewart F. H., Marine evaporites. Data of Geochemistry, US Geol. Sirv. Prof. Paper 440-Y, 1963.

Stoertz G. E., Ericksen G. E., Geology of salars in northern Chile, US Geol. Surv. Prof. Paper 811, 1974.

Stopes M. C. On the four visible ingredients in banded bituminous coal. Proc. R. Soc. Lond. B**90**, 69—87, 1919.

Talbot M. R., Ironstones in the Upper Oxfordian of southern England, Sedimentology, **21**, 433—450, 1974.

Taylor J. H., Petrology of the Northampton Sand Ironstone formation. Mem. Geol. Surv. G. B., 1949.

Taylor J. H., Sedimentary ores of iron and manganese and their origin, In Sedimentary ores: ancient and modern, *James H. L. (ed.),* 171—184, Leicester, University Press, 1967.

Teichmuller M., Teichmuller R., Diagenesis of coal (coalification). In: Diagenesis in sediments, *Larsen G., Chilingar G. (eds.)*, 391—415, Amsterdam, Elsevier, 1967.

Tooms J. S., Summerhayes C. P., Cronan D. S., Geochemistry of marine phosphate and manganese deposits, Oceanogr. Mar. Biol. A. Rev., **7**, 49—100, 1969.

Trendall A. F., Three greet basins of Precambrian banded iron-formation deposition. Bull. Geol. Soc. Amer., **79**, 1527—1544, 1968.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Адгезия 25
Акцессорные минералы, 62, 88—97
Алеврит 11
Аллохемы 132, 133
Алмаз 94
Анальцим 214
Анатаз 91, 93
Ангидрит 221, 227
Андалузит 91
Анкерит 130, 205
Анкона, слои 38
Антидюны 28, 29
Антрацит 202, 207
Апатит 91
Арагонит 129
Аргиллит кальцитовый 133
Арениты аркозовые 74—76
— кварцевые 67—71
— — современные 69
— лититовые 67, 71—74
Аэробные бактерии 102

Бантер, песчаники 84
Барит 87, 221
Баундстон 137, 138, 161
Белый мел 131
Бембридж, слои 118
Бемит 123
Бентониты 105, 113, 114
Бивабик, формация 197
Биллингем, формация ангидритов
Биолитит 135, 161
Биомикрит 135, 142, 143, 158
Биомикрорудит 136
Биоспарит 135, 140—142
Биотурбация 41, 69
Бишофит 220, 221
Богхед, уголь 204, 208
Бокситы 123, 124
Боллклеи, глины 116
Большая Оолитовая толща 154
Брекчия 47, 60
Брукит 91—93
Бумажные сланцы 111
Бура 236

Вабана, железняки 196
Вакка кварцевая 79
Ваккстон 137
Валунные террасы 59
Варвиты 230
Варвы 115
Варисцит 215
Вивианит 215
Виноградный камень 139
Витрен 205
Витринит 205
Водные бисквиты 145
Водорослевые головы 145
— маты 139
Волнистое погасание 64
Врейкин, кварциты 68

Гавернмент-Риф, серия 60
Гагат 208
Галечник реликтовый 13
Галечники фосфоритовые 218
Галит 220, 221, 227
Галька 47, 90
— внеформационная 48
— внутриформационная 48
— полимиктовая 48
— степень округленности 50
Ганистер 70, 71
Гейлюссит 236
Гексагидрит 221
Гель 105
Гематит 192
Гематитовые руды, осадочные 196
Гиббсит 123
Гидравлическая величина 15
Гидромагнезит 180
Гидрослюды 98
Гипс 221, 224, 227
Глауберит 221, 224
Глауконит 88—90
— аутигенный 108
— химический анализ 98
Глаукофан 93
Глина 11
Глинистые минералы 98—100
Глины бурые 111—113
— валунные 13, 58, 112
— кирпичные 119
— красные глубоководные 111
— ледниковых озер 115
— ленточные 115
— недоуплотненные 105
— огнеупорные 126—128
— озерные
— подугольные 126—128
Горная мука 97, 98
Горючие сланцы формации Грин-Ривер 212—214
Гравий 46

Градационная слоистость 27, 57 79
Градационный слой 35
Гранат 90, 92—94
Гранулярный состав ледниковых отложений 57
Граптолитовые сланцы 10
Граувакки 67
— лититовые 77, 78
— полевошпатовые 77, 78
Грейнстоны 137
Гриналит 198
Грин-Ривер, формация 115, 118, 209, 212—214, 236
Группы обломочных отложений 11
Гуано 219

Давсонит 214
Даллит 168, 215, 216
Данденнесс, месторождение гравия 56
Двейка, конгломераты 96
— тиллиты 60
Дедоломитизация 174
Десквамация 54
Детритовые породы 11
Диаспор 123
Диатомиты 181
Диатомовые отложения 184, 185
Дисмикрит 135, 157
Доггер, банка 59
Дололититы 170
Доломит 130
Древний красный песчаник 46, 52, 81, 87, 125, 131
Дрейканторы 51
Дюны 28, 29, 31
Дюрен 205, 206

Единицы φ 20
— — шкала 19
Естественное тепло 203

Железорудные формации 197

Зандровые отложения 31
Земли 181, 187
Зерна 137
Знаки биотурбаций 69
Знаки выемок 35
— выпахивания 36
— ряби 29, 69
— — ветровые 29
— —течения 29
Золото 94
Золь 105
Зональность ископаемых следов роющих организмов 43

Известняк гидравлический 133
— гиппуритовый 10
— интракластический 138
— литографский 133
— литотамниевый 143
— Окремнелый оолитовый 167
— рудистовый 10
— сидеритовый 94
Известняки аллодапные 139, 157
— водорослевые 144—146
— глинистые 113
— пресноводные мергелистые 117
Известняков силификация 166
Иллит 107, 108, 130, 146
— деградированный 107
Иллита группа 99
— химический анализ 98
Иллювиальный горизонт 120, 122
Ильменит 91, 93, 94
Илы 137, 181
— арагонитовые 158
— глобигериновые 10, 150, 151, 185
— зеленые 110
— озерные 115
— черные 201
Инглетон, серия 57
Инертинит 205
Интракласты 133
Интрамикрит 135
Интраспарит 135
Ионная фильтрация 81

Йордейл, слои 167

Каинит 221
Каличе 81, 121, 131
Калькаренит 131, 162
Калькреты 121
Кальцилютит 131, 162
Кальцисилтит 131
Кальцисферы 148
Кальцит 129, 130
Кандиты 102, 106, 107, 130
Каолинита химический анализ 98
Кара-Богаз-Гол, залив 225
Карналлит 221
Каспийское море 225, 226
Касситерит 92, 95
Кварцит 68
Кероген 209
Кианит 93, 96
Кивино, серия 87
Киддапах, известняки 166
Кизельгур 184
Кизерит 221
Китайский камень 133
Кларен 205, 206
Классификация гравийно-песчаных смесей 47

— гравийсодержащих осадков 47
— обломочных отложений 12
— по *Данему* 137
— — *Фолку* 135
— пород ряда известняк — доломит 170
— углей 205
Кластические отложения 11
Клит 202
Коллеманит 236
Коллинит 206
Коллофан 130, 168, 215, 216
Конволютная слоистость 38, 39
Конгломерат 47
— базальный 56
— регрессивный 56
— трансгрессивный 56
Конгломераты базальные кембрийские 56
— Витватерсранда 52
— внутриформационные 60
— глиняных окатышей 61
— иловые 61
Контурит 26
Кордиерит 91
Корунд 91
Косая слоистость 30, 32
— — пластинчатая 32
— — русловая 34
— — тонкая, мигрирующей ряби 31
Костеносные слои 218
Красноцветные отложения 86
Кремень 181, 189, 190
Крип 53
Кристобалит 184
Ксенотим 93
Кукерситы 209
Кутинит 205, 206

Лаг осаждения 24
— размывания 25
Ламиниты 230
Ламиноза, доломиты 175
Лангбейнит 221
Латериты 123, 124
Лигнит 116, 202, 204,
— черный 204
Лидит 182
Лимонит 102
Линейность на плоскостях напластования 29
— течения, первичная 29
Линия потока 22
Липтинит 205

Магадиит 181
Магнезиальные Известняки 175
Магнезит 169
Магнетит 93, 95, 192
Мадстон 136, 137, 157
Малверн-Кварцит 76
Марл, сланцы 111, 112
Мартинсберг, формация 36
Матирование поверхности зерен 65
Мегарябь 28, 30, 31
Мел 146—150
— белый 131
Мергели морские 113
— пресноводные 117
Мертвое море 223
Метод анализа гидравлический 14
— гистограмм 18
— декантации 15
— седиментационных трубок 17
Микринит 205
Микрит 132—135
Микрокварц 183
Микроспарит 133
Микростилолитовые контакты 80
Миллстоун-Грит, песчаники 75
Минеттовые руды 194—196
Миннесотаит 198
Мирабилит 221, 226
Монацит 91, 93, 94
Монтмориллонит 108, 146
— водородистый 100
— кальциевый 99
— натриевый 99
Монтмориллонита химический анализ 98
Морена 59
Морены галечные 53

Нагельфью, конгломераты 55
Натронные озера 236
Нахколит 214
Неоморфная аградация 165
— деградация 165
Неоморфный спарит 140
Несортированные обломки 13
Нефелоидный слой 25
Новакулит 182
Новые красные песчаники 87, 92, 178
Нокс, доломиты 174, 175
Нонсач, доломиты 174, 175
— сланцы 111, 112
Ньюфаундленд, банка 59

Обломки 47
Обломочные глинистые породы 117
— отложения 11
Обмен оснований 108
Обменные основания 100, 108

Оглеение 121
Озерные шары 145
Ойл-Шейл, группа 115, 210, 211
Олигомиктовые отложения 49
Онколиты 133
Ооиды 133, 151
Оолитит, сидерит-шамозитовый 194, 195
Оолитсодержащие отложения 152
Оолиты 133, 151
Оомикрит 135, 153
Ооспарит 135, 152, 170
Опал 183
Ортокварцит 67, 68
Ортоконгломераты 48
Осадки с валунами 59
Осадок, определение 9
Отпечатки выемок 27

Пакстон 137
Параконгломераты 48
Парижский бассейн 85
Пеллетовые отложения 155, 156
Пеллеты 133
Пелмикрит 135, 158
Пелоиды 133, 156
Пелспарит 135, 155
Пеннант, песчаники 73
Пенрит, песчаники 69, 70, 86
Перекристаллизация в эвапоритах 235
Персидский залив 226—228
Пески аркозовые 80
— зеленые 10, 89, 90
— кварцевые 62
— лититовые 80
— современные 72
— черные 94
— эоловые 20, 64
Песок 11
— известковистый 69
— калькаренитовый 69
— просяной 84
— современный пляжный 64
Песчаники аркозовые 67
— грауваккковые 76—79
— загипсованные 87
Песчаников идеальный разрез 36
Песчаные волны 28, 32
Пизолиты 154
Пипеточный анализ 17
Пирит 130, 192, 205
Плайи 224
Пластичность 26
Платина 94
Плоские сланцы 210
Плохо сортированные осадки 13, 21
Побеления 159
Погребенные залежи 95
Полигалит 221, 232
Полимиктовые отложения 49
Полуантрацит 202
Пористость карбонатных пород-коллекторов 173
Порцелланиты 182, 184
Почвенный профиль 120
Предгорные галечниковые пояса 54
Предел текучести 105
Протокварцит 67, 71
Псевдобрекчия 134
Псевдоконкреция 40
Пурбек, слои 189
Пятнистый блеск 85, 87

Радиоляриевые отложения 185—188
Радиоляриты 181
Размерность 11
Регур 124
Режим потока 28
Резинит 206
Реология 105
Роговая обманка 91
Розы пустыни 88
Россыпи платиновые 95
— пляжные 93, 94
— речные 94—96
Россыпное золото 95
Рутил 91—94
Рябь 28
— на дюнах 28, 29

Свилеватые сланцы 210
Сейлмор, доломиты 174
Сент-Бис, песчаник 86
Сидерит 192, 199
Сидерититы 200
Силлиманит 91
Сильвин 221
Силькреты 71, 81, 182
Синтаксический каемочный рост 135
Ситовый анализ галечников 14
Скорость глубоководного течения 26
— оседания 15
Слабосортированные осадки 13
Смектита группа 92, 98, 106, 107
Солифлюкция 53
Солончаки 224
— морские 226
Сортированная слоистость 27
Сортированность обломочных отложений 16
Спарагмиты 75
Спарит 132, 134

Спонголиты 181, 182, 188, 189
Спонтанное разжижение 26
Споринит 205, 206
Ставролит 90, 93
Сталагмиты 160
Сталактиты 160
— соляные 225
Стиперстонс, кварциты 68
Строматолит 145, 227
Структуры экзогенные 28
— эндогенные 28
Субграувакка 67, 71
Сублитарениты 67, 71—74, 88
Суглинки 119
Сутурные контакты 80
Сфен 91
Сфероидальное выветривание 54

Твердые горизонты 41, 149
Текстура воронковидная 230
— дендритовая 230
— флазерная 31
Текстуры биогенные 28, 42
— коробления под давлением 225
— нагрузки 39, 40
— пламенные 40
— подошвенные 35, 37
— — эрозионные 27
— птичий глаз 157
— пятнистые 109
— тонкосетчатые 227
Терра-росса 122
Течение спокойное 22
— субкритическое 22
Тиксотропия 105
Тиллиты 60
Тиллоиды 38, 58
Тинкал 236
Тонштейн 116, 117
Топаз 90, 92, 93
Топ-Рок 149
Травертин 160
Трепел 184
Трона 214, 236
Турбидитные потоки 26
Турбидиты 35
Турбулентность 25
Турмалин 90, 92, 93
Тяжелая фракция 90
Тяжелые минералы 62, 90—93

Уайтемата группа, 38, 79
Угли битуминозные 202, 204
— гумусовые 201
— кеннельские 202, 207, 208
— полубитуминозные 202, 207
— сапропелевые 203
— суббитуминозные 202, 204
Уост-Уотер, осыпь 53
Уплотнение 79, 80, 102

Фация 10
— виноградного камня 136
Фенокласты 47
Ферродоломит 130
Филлипсит 113
Флинт 182, 189, 190
Флоккуляция 25, 100, 109
Флювиогляциальные отложения 59
Флювиотурбидитный поток 26
Флюорит 92
Фонтенбло, пески 85
Формация 10
Фосфатные пеллеты 90
Фосфоритовые желваки 216
Фосфориты слоистые 217
Фосфория, формация 217
Франколит 215, 216
Францисканская серия 74
Фторапатит 215
Фуллеровы земли 114
Фунафути, атолл 178, 179
Фюзен 205
Фюзинит 205, 206

Халцедон 183
Харовые водоросли 118
Хартшилл, кварциты 68
Хидон, слои 118
Химические анализы воды некоторых озер 222
— — глинистых минералов 98
— — — пород 112
— — доломитовых известняков 131
— — железных руд 191
— — золы горючих сланцев 210
— — известняков 131
— — кремнистых пород 182
— — палеопочв 127
— — торфов 202
— — углей 202
Химический состав песчаников 67
Хлебные камни 81
Хлорит 93, 98
Хлоритоид 91, 93
Холихед, кварциты 68
Хорошо сортированные осадки 13, 21
Хромит 95

Целестин 227,
Целестинобарит 151

Цемент 65, 87
— аутигенный кварцевый 84
— вторичный кварцевый 84
Цементация 80—88
— каемочная 135, 141, 149, 160
Цементная порода 133
Цехштейновое море, карта 231
Циркон 91, 93, 94

Черные сланцы 110, 111
Чесил-Бич, месторождение гравия 56
Числа *Рейнольдса* 23
— *Фруда* 22
Чок-Рок 149

Шамозит 193, 194
Шкала единиц 19
Шортит 214
Шпинель 91

Эвапориты тыловые рифовые 231
Эдинбургский бассейн 211
Эйлеан-Даб, доломит 62
Экзинит 205
Элювиальный горизонт 120
Элювий 120
Эолианит 152
Эпсомит 221, 226
Эриболл, кварциты 68

Яшма 182

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода 5

Предисловие к шестому изданию 7

ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ 9

ГЛАВА 2. ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 11

Классификация 11
Размерность, сортировка и гранулярный состав 11

ГЛАВА 3. ТРАНСПОРТИРОВКА 22

ГЛАВА 4. ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ 28

Знаки ряби, дюны и косая слоистость 28
Градационная слоистость и текстуры подошвы 35
Деформационные текстуры 37
Биогенные текстуры 41

ГЛАВА 5. КРУПНООБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 46

Классификация 46
Состав галек 48
Форма и округленность галек 49
Грубообломочные осадки, сохраняющиеся на месте их образования 51
Переотложенные грубообломочные осадки 52

ГЛАВА 6. ПЕСЧАНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 62

Классификация 65
Разновидности песчаников 67
Диагенез 79
Акцессорные минералы 88

ГЛАВА 7. ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 97

Состав 97
Диагенез 101
Глинистые минералы и обстановки осадконакопления . . 106
Морские отложения 109
Пресноводные и континентальные отложения 115
Почвы 119
Палеопочвы 125

ГЛАВА 8. ИЗВЕСТНЯКИ 129
Классификация 131
Аллохемные известняки 138
Известняки, содержащие интракласты 156
Хемогенные известняки 156
Континентальные отложения 160
Автохтонные рифовые породы 160
Диагенез 163

ГЛАВА 9. МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ И ДОЛОМИТЫ . . 167
Доломитизация 171
Магнезитовые отложения 180

ГЛАВА 10. КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 181
Осаждение кремнезема 183

ГЛАВА 11. ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 191
Перенос и осаждение железа 192
Морские железняки 193
Неморские железняки 199

ГЛАВА 12. УГЛИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 201
Классификация углей 201
Разновидности углей 204
Горючие сланцы 208

ГЛАВА 13. ФОСФАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 215

ГЛАВА 14. ЭВАПОРИТЫ 220
Отложения соленых озер и эпиконтинентальных морей . 222
Древние эвапориты 228
Вторичные изменения в эвапоритах 234
Бораты 235
Щелочные карбонаты 236
Нитраты 236

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 238

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 246

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

ДЖ. ГРИНСМИТ
ПЕТРОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Старший научный редактор В. С. Краснова
Младший редактор Г. С. Кустрей
Художник М. Н. Кузьмина
Художественный редактор Б. Н. Юдкин
Технический редактор Н. И. Манохина
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 2571

Сдано в набор 31.10.80. Подписано к печати 13.04.81. Формат $60\times90^1/_{16}$. Бумага кн. журнальная. Гарнитура латинская. Печать высокая. Объем 8,00 бум. л. Усл. печ. л. 16.00. Усл. кр.-отт. 16,00. Уч.-изд. л. 15,85. Изд. № 5/1190. Тираж 3800 экз. Зак. 837. Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Мир»
Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Ярославский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 150014, Ярославль, ул. Свободы, 97.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1982 ГОДУ

Минеральные месторождения Европы: В 5 томах. Т. 1. Под ред. *С. Боуи и др.* (Mineral Deposits of Europe, vol. 1. Ed. by S. H. U. Bowie et al.) Лондон. 1978 г., *пер. с англ., 50 л., с ил., 7 р. 80 к.*

Первый том пятитомного издания Института горного дела и металлургии и Минералогического общества Великобритании, посвященного описанию месторождений важнейших металлических и неметаллических полезных ископаемых Европы. Это издание — первая систематическая сводка по промышленным типам месторождений Европы, обобщающая многочисленные разрозненные сведения о геологии и добыче полезных ископаемых в старейшем горнорудном районе мира. В первый том включены описания месторождений Северо-Западной Европы — Финляндии, Швеции, Норвегии, Дании с Гренландией, Великобритании и Ирландии. Описание включает геолого-тектонический очерк соответствующей страны, сведения о состоянии ее горнорудной промышленности, характеристику основных рудных областей, зон, поясов и наиболее крупных месторождений, геолого-экономические данные, соображения о генезисе месторождений отдельных типов.

Перевод последующих томов будет осуществлен по мере выхода в свет английского издания, завершение которого планируется авторами на 1983 год. Том 2 посвящен месторождениям Юго-Восточной Европы, том 3 — Центральной Европы, том 4 — Юго-Западной Европы, том 5 — Восточной Европы, включая европейскую часть СССР.

Издание рассчитано на широкий круг геологов-поисковиков, металлогенистов, разведчиков, а также экономистов в области минерального сырья.

2 р. 75 к.

3632