e-copy by API

СПРАВОЧНИК ПО ЛИТОЛОГИИ

СПРАВОЧНИК ПО ЛИТОЛОГИИ

Под редакцией
Н. Б. Вассоевича , В. Л. Либровича,
Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко

МОСКВА «НЕДРА» 1983

УДК 551.14(031)

Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. — М.: Недра, 1983. 509 с.

Справочник отражает последние достижения в теории, практике и методике исследований осадочных толщ, заключающих месторождения многочисленных полезных ископаемых. В нем приведена достаточно полная и разносторонняя информация об осадочных породах и методах их изучения, о типах и стадиях литогенеза, учении о фациях и формациях, палеогеографии, условиях формирования и типах осадочных месторождений полезных ископаемых. Рассмотрено применение математических методов в литологии. Показаны новейшие достижения в области литологии за рубежом.

Для широкого круга геологов и литологов, специалистов различных профилей, изучающих осадочные породы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.

Табл. 53, ил. 63, список лит. — 322 назв.

Редакционная коллегия

Чл.-корр. АН СССР *Н. Б. Вассоевич* (отв. редактор), канд. геол.-мин. наук *В. Л. Либрович*, д-р геол.-мин. наук *Н. В. Логвиненко*, д-р геол.-мин. наук *В. И. Марченко* (зам. отв. редактора), канд. геол.-мин. наук *И. А. Назаревич*.

Рецензент — д-р геол.-мин. наук *С. Г. Саркисян*

С $\frac{1904040000-062}{043(01)-83}$ 13—82

© Издательство «Недра», 1983

ПРЕДИСЛОВИЕ

Широкое развитие литологических исследований в нашей стране как в научных, так и в производственных организациях вызывает необходимость публикации справочников и руководств. Вышедшее из печати в 1957 г. издание «Методы изучения осадочных пород» под редакцией академика Н. М. Страхова посвящено методам исследования. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород» под редакцией Л. Б. Рухина и В. Б. Татарского, опубликованное в 1958 г., посвящено описанию пород, минералов, органических остатков. Эти книги уже стали библиографической редкостью и, естественно, они в какой-то мере устарели. При всех их несомненных достоинствах они не содержат сведений по современным осадкам, геохимии осадочных пород, фациальному и формационному анализу, палеогеографии и математическим методам. Таким образом, в советской литературе нет специального справочника по литологии.

Назначение Справочника дать широким кругам геологов, литологов и специалистам смежных наук информацию о современном состоянии знаний в области лнтологии — методах исследования, математической обработке результатов, геохимии осадочных пород, современных осадках, фациальном и формационном анализе, палеогеографии и связанными с осадочными отложениями полезными ископаемыми.

В соответствии с задачами Справочника в его статьях освещены встречающиеся в литературе различные представления и точки зрения.

Настоящий справочник не может полностью заменить упомянутые выше специальные руководства. В нем отсутствует описание минералов и органических остатков, даны лишь краткие характеристики методов исследования. Это компенсируется тем, что в каждой главе дается список литературы, в которой можно найти более обстоятельное изложение вопроса. В списки литературы в первую очередь помещались обзорные работы.

Справочник рассчитан на геологов различного профиля: литологов, геологов-съемщиков, ведущих геологическое картирование различных масштабов в районах с развитием осадочных толщ, и геологов, занимающихся поисками и разведкой множества месторождений полезных ископаемых в осадочных отложениях. Он будет полезен геологам-нефтяникам, всегда связанным с изучением осадочных образований, в особенности работающим в областях развития биогенных построек, а также аспирантам, студентам и специалистам смежных специальностей.

Справочник отражает состояние знаний на 1981 г.

Авторами статей Справочника являются ведущие специалисты

в соответствующих областях литологии. Статьи неоднократно рассматривались членами редакционной коллегии, а также чл.-корр. АН СССР проф. И. С. Грамбергом, докторами геол.-мин. наук М. Г. Бергером, Л. И. Боровиковым, В. А. Гроссгеймом, С. М. Кореневским, А. Н. Олейниковым, Я. К. Писарчик, Ю. П. Селиверстовым, кандидатами геол.-мин. наук М. С. Дюфуром, А. И. Конюховым, Н. Н. Предтеченским и др.

Большой труд по рецензированию Справочника проделан заслуженным деятелем науки и техники РСФСР проф. С. Г. Саркисяном.

Редколлегия и авторы выражают искреннюю благодарность всем рецензентам, во многом способствовавшим улучшению Справочника. Однако несмотря на это, мы понимаем всю сложность поставленной перед нами задачи и будем признательны всем приславшим свои отзывы и замечания.

Часть I
СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ

Глава 1
СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА

Образование осадков происходит на поверхности суши и в водных бассейнах в результате различных физико-географических и геологических процессов и явлений. Источником вещества для образования осадков служат продукты выветривания и перемыва пород суши и берегов водных бассейнов, жизнедеятельности организмов, вулканических извержений и материала, поступающего из космоса.

Осадкообразование — сложный процесс взаимодействия поверхностных геосфер (атмосферы, гидросферы и литосферы) Земли, происходящий в условиях низкого давления и низкой температуры при участии различных организмов (биосфера). Основным источником энергии процесса осадконакопления является солнечная радиация.

Осадочный материал, образующийся на поверхности суши (обломочные частицы, коллоидные и истинные растворы), перемещается водой, ветром и льдом по ее поверхности и в конечном счете попадает в водные бассейны (конечные водоемы стока). В процессе переноса происходит его дифференциация и частичное осаждение на путях переноса. В водных бассейнах продолжается дифференциация и интеграция (смешивание) осадочного вещества и его отложение. К обломочному веществу и растворам присоединяются продукты жизнедеятельности организмов, вулканических извержений и космический материал. Осаждение частиц и образование осадков происходит под влиянием силы тяжести, в результате изменения динамики среды, гибели животных и растений, насыщения растворов природных вод теми или иными компонентами и т. п.

Типы литогенеза. Характер и масса осадков определяются климатом, ландшафтом и геотектоническим режимом территории. Из этих трех факторов наибольшее значение имеет климат, что дало основание выделить три климатических (зональных) типа литогенеза (Н. М. Страхов, 1960—1962 гг.). Нивальный (снежный), или ледовый, по Н. М. Страхову, гумидный и аридный литогенез. Кроме этого выделяются вулканогенно-осадочный тип литогенеза, определяемый по источнику вещества, поступающего из недр Земли в результате вулканической деятельности, и океанский литогенез.

Нивальный литогенез* проявляется в полярных и высокогорных областях, где вода большую часть года находится в твердой фазе (снег, лед) и господствуют отрицательные температуры воздуха. Избытки снега, не успе-

* Понятие нивального, или снежного, литогенеза, введенное нами [3], характеризует литогенез полярных и высокогорных областей Земли и включает ледовый литогенез Н. М. Страхова (1960 г.) и осадкообразование на суше по периферии ледниковых массивов, а также в озерах и внутренних морях. Н. Н. Лапина и др. (1971 г.) выделяют «полярный литогенез», проявляющийся в высоких широтах суши и полярных морях (Северный Ледовитый океан). Его характерные черты весьма близки к нивальному литогенезу.

вающие растаять в летний период, накапливаются из года в год и превращаются в лед. Биологические и химические процессы подавлены, преобладает физическое (механическое) выветривание и образуются преимущественно терригенные осадки. Большую роль в транспортировке материала играет лед на суше и разнос грубого материала припайным льдом и айсбергами в водных бассейнах, что приводит к образованию несортированных (морены) или плохо сортированных осадков (тонкие илы с грубым материалом ледового разноса). Дифференциация вещества наблюдается только по периферии областей нивального литогенеза (водноледниковые отложения) и в водных бассейнах (озерные и морские осадки).

Процессы диагенеза проявляются в уплотнении (в донных моренах главным образом конседиментационном) и гидрослюдизации, растворении и отложении карбонатов, образовании вторичных полевых шпатов, благодаря стрессовому воздействию льда (Ю. А. Лаврушин, 1976 г.).

Гумидный литогенез характерен для умеренновлажной зоны обоих полушарий, влажных тропиков и экваториальной области. Количество выпадающих здесь атмосферных осадков намного превышает испарение, положительные температуры воздуха господствуют большую часть года или весь год. В этих условиях широко развиты процессы физического и химического выветривания при участии организмов. В результате возникают огромные массы осадочного вещества — обломочного, растворенного, продуктов жизнедеятельности организмов и т. п. Осаждение вещества частично происходит на суше, но главным образом в водных бассейнах — конечных водоемах стока.

В областях гумидного литогенеза образуются различные терригенные (грубообломочные, песчаные, алевритовые, глинистые), биогенные (торф, сапропель, карбонатные, кремнистые), хемогенные и хемобиогенные (глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные и др.) осадки.

В процессе переноса и отложения происходит дифференциация осадочного вещества по крупности частиц, плотности, по химическим свойствам.

Наряду с дифференциацией осуществляется и противоположный процесс — смешивание материала, поступающего из разных источников и осаждающегося различными способами (механическим, химическим и биогенным).

Диагенез осадков протекает сложно и многообразно. Наряду с уплотнением (гравитационным) развиваются различные процессы минералообразования — каолинизация и осаждение кремнезема, гидрослюдизация, монтмориллонитизация, цеолитизация, образование карбонатов, сульфидов и др. Характер диагенетических изменений и их интенсивность определяются составом осадков, содержанием органического вещества, составом и концентрацией иловых вод; большую роль играют также бактерии.

Территории с гумидным климатом занимают в современную геологическую эпоху бóльшую часть поверхности Земли.

Аридный литогенез характерен для пустынь и полупустынь, где наблюдается дефицит влаги — испарение намного превышает количество выпадающих атмосферных осадков. В этих условиях преобладает физическое выветривание, биологические и химические процессы подавлены или протекают вяло.

В аридные зоны Земли поступает огромная масса осадочного вещества из соседних с ними гумидных зон, что приводит к большому разнообразию осадков. Как и в нивальных областях, здесь преобладают терригенные осадки, часто недостаточно сортированные. Наряду с ними образуются различные карбо-

натные осадки, осадки, содержащие цеолиты, сульфатные и хлоридные соли (озера и лагуны).

Диагенез осадков осуществляется многообразно, особенно в соленосных отложениях, где выделившиеся первыми из растворов минералы могут взаимодействовать с рапой, а при отжиме рапы господствуют процессы дегидратации. В глинистых илах солеродных бассейнов широко развиты гидрослюды и монтмориллониты, возникают аутигенные магнезиальные водные силикаты, смешанослойные минералы типа коренссита, тальк, серпентин и др.

Вулканогенно-осадочный литогенез азонален по отношению к климату и наблюдается в областях вулканической деятельности. Осадки вулканогенно-осадочного литогенеза представлены слоями пемзы, вулканического стекла и других продуктов вулканических извержений (пирокластика) среди терригенных и биогенных осадков или являются смесью осадочного и вулканогенного материала в различных пропорциях.

В местах подводных вулканических извержений, в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, зонах трансокеанских разломов они обогащены железом, марганцем и рядом редких и рассеянных элементов. Типичным представителем подобного рода гидротермальноизмененных металлоносных осадков являются осадки впадин Бауэра и Хесса в Тихом океане, рифтовых долин Индийского и Атлантического океана, рифта Красного моря. Седиментогенез и диагенез здесь происходят в специфических условиях при низких значениях pH и Eh, когда осаждение сульфидов железа и тяжелых металлов возможно еще в седиментогенезе.

Океанский литогенез* противопоставляется трем типам литогенеза суши, его характерные черты заключаются в следующем.

1. Огромность площади, на которой идет седиментация, и связанные с этим особенности: исчезающе малая скорость осадконакопления в пелагиали, ничтожное содержание органического вещества (ОВ) в пелагических осадках и широкое развитие среди них красной глубоководной глины, обогащенной железом, марганцем и микроэлементами.

2. Большая роль гидродинамического фактора — течений в поверхностном слое воды — в формировании донных осадков, приводящего к накоплению максимальных абсолютных масс обломочного материала, карбонатов, кремнезема, ОВ в гидродинамически активных зонах и высокая дифференциация осадков по размеру частиц (преобладание на ложе океана тонких пелитовых илов — биогенных и терригенных).

3. Малая чувствительность океанского литогенеза к климатической зональности Земного шара, в связи с чем можно выделять только две разновидности океанского литогенеза — теплого и холодного климата.

4. Особый характер связи осадочного процесса в океанах с жизнью атмосферы: на континентальном блоке решающее значение имеет вертикальная циркуляция атмосферы, приводящая к четкой климатической зональности (тропический влажный пояс, пояс пустынь и т. д.), в океанском секторе — горизонтальная.

В областях интенсивной вулканической деятельности в океанах проявляется также вулканогенно-осадочный литогенез.

---

* Осадкообразование в конечных водоемах стока — морях и океанах.

Таблица 2-1

Схема классификации генетических типов континентальных отложений, по Е. В. Шанцеру [3]

Класс	Ряд	Группа и подгруппа		Генетические типы
Кор выветривания	Элювиальный	Элювиальная (элювий)		Климато- и литогенные типы элювия
		Почвы	Автоморфные	Зональные типы автоморфных почв
			Гидроморфные	Интразональные типы гидроморфных почв
Осадочных отложений	Субаэрально-фитогенный	Автохтонных торфяников		Низинные торфяники
				Верховые торфяники
	Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная	Коллювия обрушения	Обвальные накопления
				Осыпные накопления
			Коллювия оползания	Оползневые накопления (деляпсий)
				Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
		Делювиальная (коллювия смывания)		Делювий
	Водный	Русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий
				Пролювий
		Озерная (лимническая)		

Продолжение табл. 2-2

Генетический комплекс Формация	Генетическая группа Субформация — группа макрофаций	Генетические типы Макрофации	Генетические подтипы Фации
		Палевой переходного типа глины вблизи материков	Терригенной красной (палевой) переходного типа глины вблизи материков
Глубоководных желобов океана Вулканогенно-биогенно-терригенная	Глубоководных желобов океана	Глубоководных желобов океана	Терригенно-радиоляриево-диатомовых илов Терригенно-радиоляриево-диатомовых илов с прослоями вулканогенного материала Турбидитов и эдафогенных образований
Рифтовых долин срединных хребтов океана и трансокеанских разломов Турбидитов и гидротермальноизмененных осадков	Рифтовых долин срединных хребтов океана	Рифтовых долин срединных хребтов океана	Биогенных карбонатных и терригенно-вулканогенных турбидитов Эдафогенных образований Гидротермальноизмененных осадков
	Трансокеанских разломов	Трансокеанских разломов	Гидротермальноизмененных осадков: красной глины, фораминиферовых илов и др., обогащенных железом, марганцем и редкими элементами
Рифтов внутренних морей Гидротермально-осадочных образований	Рифтов внутренних морей	Рифтов внутренних морей	Рудные осадки, состоящие из окислов металлов с монтмориллонитом и растворимыми солями Рудные осадки, состоящие из сульфидов железа и тяжелых металлов

Образование осадков и дифференциация обломочного вещества. Основным фактором — регулятором распределения обломочного материала является гидродинамика бассейнов, связанная с расстоянием от суши и глубиной. По мере увеличения глубин и расстояния от суши происходит осаждение все более и более мелких частиц и количество обломочного материала уменьшается.

В прибрежной зоне (литораль и подводный береговой склон) с активной динамикой вод, на приглубых берегах и при высоком рельефе суши (уклон подводного склона более 0,025) наблюдается механическая дифференциация вещества — накопление валунов и гальки на пляже и на глубинах в несколько метров, ниже — песка и еще ниже, на глубинах более 60—80 м, алевритов и алевропелитов.

На отмелых берегах (уклон подводного склона 0,025—0,005) с менее активной динамикой вод на пляже и подводном береговом склоне до глубины нескольких метров осаждается песок, ниже — песчано-алевритовые осадки и еще ниже алевропелитовые и пелитовые илы.

На берегах, защищенных от действия волн, с пологим уклоном подводного берегового склона (менее 0,005) развиты существенно глинистые и алевритоглинистые осадки ваттов, маршей и илистых осушек. Аналогичная картина наблюдается в областях развития мангровых зарослей.

Ширина зоны зернистых осадков (гальки, гравия, песка) зависит от местных условий: рельефа прилегающей суши, уклона подводного берегового склона, величины бассейна и, следовательно, интенсивности волн, характера берега (ровный, бухтовый) и экспозиции его относительно волн, наличия течений и т. п. Естественно, что чем больше и глубже бассейн, тем глубже опускается граница зоны развития зернистых осадков. Так, например, в озере Балхаш и Азовском море зона развития песка не опускается ниже 2—8 м, в Черном море 20—30 м, в Мексиканском заливе до 50—80 м (оолитовые и водорослевые пески — продукты разрушения водорослевых построек), на Тихоокеанском побережье Северной Америки пески встречаются на глубинах до 40—90 м.

На пляже и в полосе мелководья, благодаря асимметрии волн и прибойного потока, кроме того осуществляется дифференциация вещества по плотности — минералогическая. Частицы тяжелых минералов, выброшенные на пляж прибойным потоком, не могут быть смыты обратным током воды и накапливаются, образуя естественные шлихи.

Однако общая закономерность, хорошо выраженная в прибрежной зоне, не всегда проявляется, если мы будем рассматривать весь шельфовый комплекс осадков — шельф или шельфовое море. Это связано с тем, что имеется ряд осложняющих факторов: наличие впадин и возвышенностей на шельфе, течений, приноса реками массы илистого материала, наличие местных источников грубого материала на дне (морены) или древних — реликтовых осадков, образовавшихся при низком уровне океана.

Так, например, на внутренней части шельфов Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей преобладают илистые осадки (выносы рек), на внешней части — песчаные осадки (главным образом карбонатные органогенные), на внешней части шельфов Канады и Новой Англии в Атлантическом океане развиты терригенные пески (на банках и отмелях); аналогичная картина наблюдается на шельфе Калифорнии. Одним из типичных примеров является Северное море, дно которого почти до изобаты 90—100 м покрыто песками различной крупности и илистыми песками. Глинистые осадки встречаются либо во впади-

нах с глубиной свыше 150—200 м, либо против устьев крупных рек. Источником материала для осадков Северного моря служат выносы Рейна, абразия берегов и перемыв на дне ледниковых — моренных и других отложений. В эпоху четвертичного оледенения эта территория была перекрыта ледником, оставившим массу грубого несортированного обломочного материала. Мелководность моря и наличие сильных донных течений обусловливают широкое развитие песков.

Уменьшение крупности обломочного материала от берега в глубь моря наблюдается повсеместно, но на шельфах со сложным рельефом (наличие впадин и возвышенностей, банок и отмелей), при движении от берега в глубь моря это явление может неоднократно повторяться, и появление грубых осадков среди тонких всегда имеет явные причины — либо уменьшение глубин и более активное воздействие волн и течений, либо наличие на дне грубых моренных или морских — реликтовых осадков. Таким образом, и появление более грубых осадков на внешнем краю шельфа также закономерно.

В масштабах океанических бассейнов механическая осадочная дифференциация вещества проявляется достаточно определенно и наглядно, поскольку шельфы с их сложным рельефом и пятнистым распределением осадков в масштабе всего океана представляют весьма узкие полоски.

В океанах, как правило, весь грубый материал (галька, валуны, гравии, песок) захороняется в прибрежной зоне и на мелководном шельфе, глубоководный шельф и материковый склон покрыты главным образом алевритовыми и алевро-пелитовыми илами, нижняя часть материкового склона и глубоководные желоба — пелитовыми осадками. В пределах ложа океана алевритовые и иногда песчаные осадки (главным образом биогенные) появляются лишь на подводных хребтах и возвышенностях. Вся остальная часть ложа океана представляет собой область развития глубоководной глины и биогенных илов. Таким образом механическая осадочная дифференциация вещества проявляется в распределении его по крупности в зависимости от расстояния от берега и глубины (циркумконтинентальный и батиметрический контроль) [6].

Однако и здесь имеются осложнения, связанные с ледовым разносом грубого материала в высоких широтах, наличием сильных донных течений и мутьевых потоков. Глетчерный и припайный лед разносит грубый материал (валуны, камни, щебень, гальку, гравий, песок) по акватории. После таяния льда эти грубые частицы попадают на дно в тонкие илистые осадки глубоководного шельфа, материкового склона или даже ложа океана. Тонкие терригенные илы с грубым материалом ледового и глетчерного разноса встречаются в высоких широтах обоих полушарий и в Северном Ледовитом океане.

Важным фактором являются мутьевые потоки. Многие шельфы и материковые склоны прорезаны многочисленными подводными каньонами, протягивающимися почти от берега до ложа океана. Они служат руслами, по которым мутьевые потоки переносят мелководный грубообломочный и песчаный материал на ложе океана. В результате среди тонких пелитовых осадков глубоководной области появляются языки и пятна грубого материала. Это имеет место на Атлантическом берегу Северной Америки, на побережье Северной и Южной Америки в Тихом океане, у берегов Японии, в Карибском бассейне и во многих других местах [4].

Мутьевые потоки наблюдаются не только вблизи суши, но и в центральных частях океанов, там, где имеются подводные горы, возвышенности, гайоты и

т. п. В Тихом океане они обнаружены вблизи хребта Маркуса — Неккера, Гавайских островов, островов Полинезии и др. Осадки мутьевых потоков особенно часты в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов.

Следы сильных донных течений проявляются на глубинах 1000—2000 м, встречаются и на более значительных глубинах. Они обнаруживаются на подводных фотографиях в виде ряби течений, а также по наличию соответствующих типов осадков, галечников на глубинах около 1000 м у берегов Норвегии в Атлантическом океане, глауконитовых песков с примесью терригенных зерен кварца крупнопесчаной и гравийной размерности на глубинах 600—1800 м у берегов Чили и Перу в Тихом океане.

Значительную роль, вероятно, играет эоловый разнос обломочного материала. Кварцевые песчинки в красной глубоководной глине встречаются в значимом количестве в Атлантическом океане на огромных пространствах от берегов Африки до Антильских островов. Д. Гольдберг и Г. Арениус (1958 г.) считают, что красная глубоководная глина северной части Тихого океана образовалась за счет материала эолового разноса.

Одновременно с терригенной седиментацией и механической осадочной дифференциацией вещества происходит осаждение и физико-химическая дифференциация коллоидов, продуктов жизнедеятельности организмов — хемобиогенная дифференциация, и осаждение и разделение веществ, находящихся в истинных растворах — хемогенная дифференциация вещества, т. е. наряду с дифференциацией происходит смешивание. В каждом конкретном месте (обстановке) в определенный период времени преобладает какой-либо один тип осадконакопления и дифференциации вещества, который и определяет характер образующихся осадков.

Хемобиогенная дифференциация вещества происходит практически повсюду, но с разной интенсивностью и разными способами. В прибрежной зоне и на мелководье (глубины до 100 м) основным фактором дифференциации вещества является жизнедеятельность моллюсков, иглокожих, бентосных фораминифер, остракод, известковых водорослей, червей и некоторых других. В результате этого образуются карбонатные (кальцитовые, реже арагонитовые) осадки: ракушечники, терригенные пески с ракушкой, пески из раковинного детрита, фораминиферовые, водорослевые пески, алевриты и илы, биогермы — постройки водорослей, червей, устричные банки и т. п. Они широко распространены в низких и средних широтах и только иногда встречаются в высоких широтах.

Особое место занимают биогермы кораллово-водорослевых рифов тропической зоны, образующие наиболее крупные скопления карбоната кальция (арагонита, магнезиального кальцита) в мелководной зоне. Разрушение кораллово-водорослевых построек волнами и приливно-отливными течениями дает большое количество обломочного материала, идущего на постройку атоллов и захороняющегося на склонах рифов и в лагунах.

В пределах глубоководного шельфа, на материковом склоне и возвышенностях ложа океана (наряду с терригенной седиментацией) осадконакопление и дифференциация вещества происходят благодаря жизнедеятельности фораминифер (бентосных, частично планктонных), плеропод, диатомовых водорослей, губок и некоторых других. Здесь накапливаются фораминиферовые пески и алевриты, фораминиферо-плероподовые и плероподовые пески, кремнево-губковые осадки в высоких широтах, малокремнистые диатомо-терригенные илы,

обогащенные ОВ в областях апвеллинга у западных берегов материков, и др. Образующиеся здесь концентрации карбоната кальция (кальцита и арагонита) значительно уступают по своей массе концентрации его в мелководной области.

На абиссальных глубинах ложа океана осадконакопление и дифференциация вещества определяются жизнедеятельностью планктонных фораминифер, кокколитофорид, радиолярий и диатомовых водорослей. В низких и средних широтах образуются глобигериновые илы, в тропической зоне — кокколитовые илы, в высоких широтах и частично в экваториальной области — диатомовые и радиоляриевые илы (последние вблизи экватора). Наряду с этим в абиссальной области осуществляется накопление красной глубоководной глины, которая в большинстве случаев является терригенным осадком — скоплением тонких глинистых частиц, принесенных ветром и водой (океанские течения), реже аутигенным образованием — продуктом изменения в диагенезе пирокластического материала.

Хемогенная дифференциация вещества слабо проявляется или почти не имеет места в водоемах нивальной зоны и в высоких широтах океанов, заметно интенсивнее — в гумидной зоне и на основной акватории океанов, и наиболее интенсивно в аридной зоне, где в лагунах и заливах, частично или полностью изолированных от океана, происходит осаждение и разделение легко растворимых солей (сульфатов, хлоридов, комплексных солей) — заключительный акт осадочной дифференциации вещества.

Наиболее важным процессом, имеющим довольно широкое распространение, является осаждение карбоната кальция. Воды морей и океанов в низких широтах на мелководье постоянно или периодически насыщены или пересыщены бикарбонатами. Прогревание вод, волнение, фотосинтез водорослей уменьшают содержание углекислоты в воде и вызывают осаждение карбоната кальция. Химическое осаждение карбоната кальция наблюдается на отмелях, банках, в лагунах атоллов и рифов, в мелководной зоне океана, окраинных и внутренних морей. Осаждение его происходит в виде арагонита и магнезиального кальцита, при этом часто образуются оолиты, псевдоолиты, микроконкреции и т. п. Осаждения доломита, как правило, не наблюдается, а встречающиеся здесь отдельные его зерна и конкреции, вероятно, являются диагенетическими образованиями.

Железо в морских и океанических водах присутствует в виде коллоидов гидроокиси и железо-органических соединений. Железо-органические соединения подвергаются гидролизу с образованием коллоидов гидроокиси железа. Коагуляция коллоидов приводит к образованию гелевых комочков, которые разносятся волнами и течениями и осаждаются на дно. Размер этих комочков невелик, и они осаждаются совместно с глинистыми частицами. Вероятно, с этим связано увеличение содержания железа в глинистых осадках по сравнению с песчаными. Однако значительная часть железа не достигает дна, захватывается и усваивается организмами. Одним из потребителей железа являются диатомеи, о чем можно судить по изменению содержания железа в течение года в соответствии с циклом развития фитопланктона. После отмирания фитопланктона часть железа попадает на дно и накапливается, а часть снова переходит в железо-органические соединения. Осажденное железо в осадках, богатых ОВ, восстанавливается в сульфиды, в осадках, лишенных ОВ, образует рассеянные зерна и конкреции совместно с окислами и гидроокислами марганца. Поведение марганца сходно с поведением железа, но его содержится значительно

меньше, он более растворим и подвижен. Генезис железо-марганцевых конкреций дна океана сложный и до настоящего времени недостаточно хорошо изучен.

В осадках Тихого океана формируются конкреции двух типов. Первый образуется в гемипелагических областях; по составу и механизму образования он близок к конкрециям мелководных морей. Второй тип формируется в пелагических осадках [4].

Конкреции встречены в Тихом океане на глубинах 114—6000 м, но основная их масса тяготеет к глубинам 4000—6000 м.

Более высокие концентрации железа и марганца наблюдаются в рудоносных осадках океана вблизи срединных хребтов, зон разломов и в рифтовых долинах. Они связаны с эксгалятивной деятельностью — поступлением вещества из верхней мантии в виде гидротермальных растворов, газов. Влияние эксгалятивной деятельности на состав осадков можно определить по значению железо-марганцево-титанового модуля [8].

Химическое осаждение других компонентов в океанах не имеет существенного значения. Кремнезем практически не осаждается химическим путем, основная масса его извлекается организмами, фосфаты также не насыщают вод и химическое осаждение их осуществляется главным образом в процессе диагенеза. Микроэлементы осаждаются совместно с другими компонентами, адсорбированные поверхностью коллоидных частиц.

О климатической зональности. Климатическая зональность в океанах, несомненно, существует и сказывается на осадконакоплении. Она проявляется в наличии не только широтных климатических зон, но и меридиональных, связанных с отличием климата западных и восточных берегов. Климатическая зональность лучше выражена в размещении кремнистых осадков, которые образуют непрерывный пояс в высоких широтах Южного полушария, неясно выраженный и прерывистый пояс в Северном полушарии, а также субширотный экваториальный пояс диатомовых — этмодискуссовых (теплолюбивых диатомей) осадков. Последний частично перекрывается экваториальной зоной развития радиоляриевых илов.

Выделяется также субмеридиональный пояс кремнистых — диатомовых или терригенных осадков, обогащенных панцирями диатомей, связанный с холодными течениями и областями апвеллинга у западных берегов материков (Южная и Северная Америка в Тихом океане, Африка в Атлантическом океане). Настоящие диатомовые илы здесь обычно отсутствуют из-за близости суши и обилия терригенного материала, но содержание аморфного кремнезема в осадках нередко достигает 20—30%. У восточных берегов материков расположен пояс кораллово-водорослевых биогермов и интенсивного карбонатонакопления в области теплых течений.

В распределении карбонатных осадков климатическая зональность выражена хуже, хотя общая тенденция уменьшения интенсивности карбонатонакопления от низких широт к высоким наблюдается. Фораминиферовые пески, алевриты и илы широко распространены в Атлантическом океане от 55—60° ю. ш. до 60° с. ш. [1], а прослои осадков, обогащенных фораминиферами, встречаются в море Дэвиса и Северном Ледовитом океане. В Тихом океане фораминиферовые осадки встречаются от 55—60° ю. ш. до 35—40° с. ш. Естественно, на всем этом пространстве они не остаются одинаковыми — изменяется видовой состав, размер и характер раковины. В тропической зоне развиты главным об-

разом представители семейства Глобороталида, в умеренной и холодной — Глобогеринида и фораминиферы с агглютинированной раковиной.

Кокколитовые илы развиты только в тропической зоне океана и в морях низких широт, хотя представители кокколитофорид известны и в холодных водах. Тропическая зона Земли является областью развития колониальных кораллов. Коралловые постройки встречаются как в областях с гумидным климатом (о. Новая Гвинея, Северный Квинсленд, Карибское море), так и в областях аридного климата (Красное море). Хемогенное осадконакопление приурочено также к низким широтам и проявляется на мелководье (банки, отмели, лагуны атоллов и т. п.).

Влияиие климата сказывается на характере и составе терригенных осадков. В высоких широтах терригенные осадки шельфа, материкового склона и даже ложа океана обогащены грубым материалом ледового разноса. В составе песчано-алевритовой фракцни осадков высоких широт наблюдается хорошая сохранность неустойчивых минералов, а в глинистой фракции преобладают гидрослюды и тонкодисперсный кварц.

Отмечая значение климата для осадконакопления в океанах, следует подчеркнуть, что выделение типов литогенеза, установленных на суше (гумидный, аридный, ниивальный), правомерно для суши, водоемов суши, внутренних морей суши и не во всех случаях для окраинных морей океана. Океаны имеют глобальные масштабы, широкую широтную и меридиональную циркуляцию атмосферы и вод, что создает особый тип климата — океанический. При наличии широтной зональности в океанах имеется и меридиональная — выделяется климат западных и восточных берегов.

Существует и другая точка зрения. Так, А. П. Лисицын [2] выделяет в океанах все те же типы литогенеза, что и на суше: ледовый, аридный и гумидный.

Ледовый литогенез выделяется в высоких (полярных) широтах, где широко развит разнос грубого обломочного материала плавающими льдами, аридный — в областях пассатов, где испарение с открытой водной поверхности превышает количество выпадающих осадков и большое количество обломочного вещества заносится ветром, гумидный — в экваториальной области, влажных тропиках и умеренно-влажной зоне средних широт.

В связи с этим следует напомнить, что характерные для аридного литогенеза суши доломиты, сульфатные и хлоридные соли в современных донных осадках океанов в зоне пассатов не образуются.

Особенности литогенеза в районах срединно-океанических хребтов. В последние годы проводились интеисивные исследования осадкообразования в глубоководных желобах и рифтовых долинах срединно-океанических хребтов. Этими исследованиями выяснено, что наряду с нормальной пелагической седиментацией в глубоководных желобах и рифтовых долинах срединно-океанических хребтов происходит отложение из мутьевых потоков: терригенных, терригенно-вулканогенных и биогенных турбидитов (по составу компонентов), а также накопление эдафогенных образований — грубых несортированных продуктов тектонической дезинтеграции пород на склонах, перемещенных затем на дно осыпями, обвалами, оползнями и мутьевыми потоками [6 и др.].

Псефитовые разновидности эдафогенных образований сложены обломками диабазов, базальтов, габбро, серпентинитов, спилитов, метабазальтов и других пород. Песчано-алевритовые разновидности содержат комплексы минералов ба-

зальтов, толеитов, серпентинитов, габбро, зеленокаменных пород. Среди тонкодисперсных минералов встречаются монтмориллониты, тальк, хлорит, серпентин и др. Часть этих минералов, вероятно, являются вторичными — гидротермальными или продуктами изменения первичных минералов.

Достигнут также значительный прогресс в изучении гидротермальноизмененных осадков рифтовых долин срединно-океанических хребтов, зон разломов [2]. Гидротермальноизмененные осадки представлены нормальными пелагическими отложениями — красной глубоководной глиной, фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми илами и др., обогащенными железом, марганцем и многими редкими элементами.

В настоящее время называть их гидротермальными можно только условно, так как все гипотезы их образования не предполагают обычный гидротермальный процесс.

К. Бостром и М. Петерсон (1969 г.), описавшие такие осадки во впадинах Хесса и Бауэра в Тихом океане, предполагают поступление газовых и водных эманаций из мантии в области рифтов в наддонную воду и затем осаждение металлов в современные осадки, образующиеся путем нормальной пелагической седиментации.

Н. М. Страхов [8] полагает, что металлы попадают таким путем с эксгаляциями, но в наддонной воде и даже в поровых водах осадков повышенных концентраций их не обнаруживается. Автор объясняет это медленностью пелагической седиментации, ничтожностью масс эманационных компонентов, которые не могут быть обнаружены современной методикой исследования в глубоких частях колонок осадков, а в верхних слоях, куда проникает кислород, железо и марганец окисляются и осаждаются, увлекая за собой микроэлементы.

А. П. Лисицын [2, 6], изучивший осадки впадины Бауэра и Хесса, а также некоторых других областей, приходит к выводу, что вообще никаких гидротермальных растворов не поступает: «Анализ изотопного состава воды показывает, что вода в иловых водах колонок, изученных в 8-м рейсе, соответствует придонной океанической воде. Поступление воды связано, таким образом, не с эксгаляциями и приходом ювенильных вод, а с воздействием придонной океанической воды на базальты» [2].

На настоящей стадии изучения механизм этого процесса еще недостаточно выяснен, ясно только одно — имеет место поступление вещества из недр Земли. Сказанное в равной мере относится и к гидротермально-осадочным образованиям рифта Красного моря (Г. Н. Батурин, 1971 г.).

Скорость осадконакопления и абсолютные массы осадков. Скорость осадконакопления и абсолютные массы осадков определяются количеством осадочного вещества, поступающего в бассейны седиментации (главное — это выносы рек и продукция живого вещества), расстоянием от суши и глубинами (циркумконтинентальный и батиметрический контроль), расположением и характером течений и халистатических зон, а также зависят от климата (в гумидных зонах поступает больше, в аридных — меньше осадочного вещества).

Как правило, вблизи континентов скорость осадконакопления и абсолютные массы осадков максимальны, в центральных частях океанов в пределах халистатических зон — минимальны. Аномально большие скорости осадконакопления наблюдаются вблизи устьев крупных рек (Ганг и Брахмапутра, Иравади, Ориноко и др.), повышенные — не характерные для центральных частей океанов — вблизи островов.

Темп осадконакопления зависит также от размеров бассейнов и площади их водосборов. Чем больше бассейн и меньше площадь его водосбора, тем ниже темп осадконакопления, и наоборот. Отношение площади водосбора к акватории для Атлантического океана равно 0,30; Индийского океана 0,09; Тихого океана 0,04; в этом же направлении убывает и скорость осадконакопления. Так, на значительных по размерам площадях приконтинентальной зоны Атлантического океана скорость осадконакопления 30—100 мм/1000 лет, в Индийском океане такая скорость наблюдается только в Бенгальском заливе, вблизи устья Инда и между Австралией и Тасманией, в Тихом океане — только в окраинных морях Беринговом и Охотском [2]. Максимальная скорость осадконакопления отмечена на шельфе Бирмы — 20 000 мм/1000 лет (Е. Шибольд, 1972 г.).

Подробное освещение процессов осадкообразования и геохимии донных осадков океанов дано в двух новейших больших монографиях [4, 5].

Количественная характеристика современного осадконакопления дана в работах Н. М. Страхова [8], А. П. Лисицына [2], К. Бострома и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В.* Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1976. 579 с.
2. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978. 392 с.
3. *Логвиненко Н. В.* О некоторых теоретических и методических проблемах современной литологии. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., Наука, 1976, с. 41—47.
4. *Океанология.* Химия океана. Том II. Геохимия донных осадков. Отв. ред. И. И. Волков. М., Наука, 1979. 531 с.
5. *Океанология.* Геология океана. Том I. Осадкообразование и магматизм океана. Отв. ред. П. Л. Безруков. М., Наука, 1979. 570 с.
6. *Палеонтология* и морская геология. М., Наука, 1976.
7. *Романкевич Е. А.* Геохимия органического вещества в океанах. М., Наука, 1976.
8. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976. 299 с.

Глава 2

КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Классификацией континентальных осадков занимались В. А. Обручев, Н. И. Николаев, Л. Д. Белый, Д. В. Наливкин, Е. В. Шанцер, З. Кукал и др.

Первая классификация морских осадков принадлежит Меррею и Ренару (1891 г.). Позже классификацией морских осадков занимались Крюмелль, К. Андре, М. В. Кленова, Д. В. Наливкин, П. Л. Безруков и А. П. Лисицын, О. К. Леонтьев, Ф. Шепард, П. Л. Безруков и др., В. Т. Фролов [2] и др.

Основой для подразделения современных осадков могут служить факторы осадконакопления (текучие воды, ветер, лед, волны, течения, прибойный поток и т. п.), физико-географические условия — обстановки осадконакопления (предполагающие более детальное подразделение с учетом элементов ландшафта и не только фактора осадконакопления, но и изменение его интенсивности и т. д.) и вещественный состав осадков. Идеальная классификация предполагает применение всех трех принципов подразделения осадков.

Осадочных отложений				
	Подземноводный	Пещерная (спелеогенная)		Терригенные и натечные типы пещерных отложений
		Отложения источников (фонтанальная)		Известковые туфы, травертины
	Ледниковый (гляциальный)	Собственно ледниковая (ортогляционная)		Основные (донные) морены
				Абляционные морены
				Краевые морены
		Водно-ледниковая (парагляциальная)	Ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный)
				Приледниковый (перигляциальный)
			Ледниково-озерная (лимногляциальная)	Ледниково-озерный (лимногляциальный)
	Ветровой (эоловый)	Перевеянных отложений (перфляционная)		Эоловые (перевеянные) пески
		Навеянных отложений (суперфляционная)		Эоловые (навеянные) лёссы

Таблица 2-2

Классификация морских осадков

Генетический комплекс Формация	Генетическая группа Субформация — группа макрофаций	Генетические типы Макрофации	Генетические подтипы Фации
Береговой зоны и мелководного шельфа Биогенно-терригенная	Литорали	Береговой зоны с интенсивной динамикой	Скал, камней и каменистых бенчей Валунно-галечниковых пляжей Галечниковых пляжей
		Береговой зоны с ослабленной динамикой	Песчаных пляжей, аккумулятивных террас и кос Песчаных баров и отмелей
		Берегов, защищенных от волн	Илистых осушек Ваттов и маршей Мангровых зарослей
	Подводного берегового склона	Прибрежной зоны с активной динамикой	Прибрежных галечников Прибрежных песков, раковинных песков и ракушечников Оолитовых песков
		Прибрежной зоны с ослабленной динамикой	Песчано-алевритовых илов Алевро-пелитовых илов (биогенных и терригенных) с глауконитом
	Мелководного шельфа	Области циркулярных течений	Песчаных и песчано-алевритовых осадков с ракушкой (терригенных и биогенных)
Мелководного шельфа и островов Биогенная карбонатная рифовая	Рифов	Береговых и окаймляющих рифов, барьерных рифов	Биогермы кораллово-водорослевых рифов Брекчий, конгломератов и песков внешнего подводного склона Алеврито-пелитовых илов лагун (карбонатных илов)

		Атоллов	Кораллово-водорослевых биогермов Брекчий, конгломератов, песков пляжей (бич рок и риф рок) и внешнего подводного склона Песчано-алеврито-пелитовых карбонатных илов лагун
Глубоководного шельфа Биогенно-терригенная	Возвышенностей глубоководного шельфа	Возвышенностей глубоководного шельфа	Терригенных песков и алевритов (иногда галечников) Глауконито-терригенных песков Фораминиферовых песков и алевритов Кремнево-губковых осадков высоких широт
	Впадин и котловин глубоководного шельфа	Впадин и котловин глубоководного шельфа	Алевро-пелитовых диатомо-терригениых илов с ОВ, сульфидами железа и фосфоритами областей апвеллинга Алевро-пелитовых фораминиферовых илов с костями позвоночных, сульфидами железа и фосфоритами
Шельфа и материкового склоиа высоких широт Терригенная с грубым материалом ледового разноса	Шельфа и материкового склона высоких широт	Шельфа и материкового склона высоких широт	Терригенных алевритовых и алевро-пелитовых илов с грубым материалом ледового разноса
Подводных каньонов и нижней части материкового склона Терригенная турбидитовая	Подводных каньонов	Верхней и средней части подводных каньонов	Терригенных песков и алевритов с галькой, щебнем с градационной слоистостью
		Конусов выноса подводных каньонов	Терригенных песков и алевритов, алевро-пелитов с градационной слоистостью
	Нижней части материкового склона	Нижней части материкового склона	Терригенных песков, алевритов с галькой, щебнем с градационной слоистостью Глауконито-терригенных песков, алевритов с градационной слоистостью

Продолжение табл. 2-2

Генетический комплекс Формация	Генетическая группа Субформация — группа макрофаций	Генетические типы Макрофации	Генетические подтипы Фации
Материкового склона океана и впадин котловинных морей низких широт Терригенно-биогенная, карбонатная	Материкового склона океана низких широт	Материкового склона океана низких широт	Глауконито-терригенных песков Терригенных глинистых илов Терригенно-карбонатных илов с пирокластикой
	Впадин котловинных морей низких широт	Впадин котловинных морей низких широт	Фораминиферовых илов Фораминиферо-кокколитовых илов Кокколитовых илов
Материкового склона океана и впадин окраинных морей высоких широт Вулканогенно-биогенно-терригенная	Материкового склона океана высоких широт	Материкового склона океана высоких широт	Диатомо-терригенных илов с сульфидами железа и аутигенным глауконитом Диатомо-терригенных илов с пирокластическим материалом
	Впадин окраинных морей высоких широт	Впадин окраинных морей высоких широт	Диатомовых и диатомо-терригенных илов Диатомо-терригенных илов с прослоями вулканогенного материала
Подножий хребтов и возвышенностей ложа океана Биогенно-терригенная, турбидитовая	Подножий подводных хребтов	Подножий подводных хребтов	Глубоководных турбидитов терригенного и биогенного состава с грубым материалом обвального генезиса
	Подножий возвышенностей ложа океана	Подножий возвышенностей ложа океана	Глубоководные турбидиты — фораминиферо-кокколитовые и фораминиферовые пески, алевриты с градационной слоистостью
Возвышенностей ложа океана Биогенная карбоиатная	Возвышенностей ложа океана тропической зоны	Возвышенностей ложа океана тропической зоны	Фораминиферовые пески и алевриты Фораминиферо-птероподовые пески и алевриты

	Возвышенностей ложа океана средних широт	Возвышенностей ложа океана средних широт	Фораминиферовые пески с железо-марганцевыми конкрециями Фораминиферовые алевриты
Абиссальных равнин ложа океана (до глубины 4000—5000 м) Биогенная карбонатная, планктоногенная	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Фораминиферовых илов с железо-марганцевыми конкрециями Фораминиферо-кокколитовых илов Радиоляриево-фораминиферовых илов
	Абиссальных равнин ложа океана средних широт	Абиссальных равнин ложа океана средних широт	Фораминиферовых илов с железо-марганцевыми конкрециями Диатомо-фораминиферовых илов
Абиссальных равнин ложа океана Биогенная кремнистая, планктоногенная	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Радиоляриевых илов Диатомовых (этмодискусовых) илов Диатомо-радиоляриевых илов
	Абиссальных равнин ложа океана высоких широт	Абиссальных равнин ложа океана высоких широт	Диатомовых илов Диатомо-терригенных илов
Абиссальных равнин ложа океана Терригенно-аутигенная	Абиссальных равнин ложа океана (красной глубоководной глины)	Абиссальных равнин ложа океана (красной глубоководной глины)	Красной (коричневой) глубоководной глины с железо-марганцевыми конкрециями Цеолитной глины (обогащенной монтмориллонитом и цеолитами)

В классификации современных континентальных осадков Д. В. Наливкина (1955 г.) в основу положены физико-географические условия образования осадков — обстановки осадконакопления. Им выделяется формация «материк», которая подразделяется на шесть нимий: дельта, прибрежная равнина, пустыня, горное подножье, горный хребет и долосклон. В каждой нимии содержится по несколько сервий, причем одна и та же сервия может повторяться в нескольких нимиях (например, речная долина). В пределах сервий выделяются от одной до нескольких фаций.

Иначе производит классификацию континентальных осадков Е. В. Шанцер [3]. В основу подразделения им принята физическая природа ведущего фактора аккумуляции осадков, а также динамика развития их аккумуляции (табл. 2-1).

В классификации П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1960 г.) морские и океанические осадки подразделены по вещественному составу на 10 групп: обломочные, глинистые, пирокластические, кремнистые, (более 10% SiO_2), карбонатные (более 10% $CaCO_3$), железистые (более 5% Fe_2O_3), глауконитовые (более 10% глауконита), марганцевые (более 2% MnO_2), фосфатные и осадки, обогащенные $C_{орг.}$

Ф. Шепард рассматривает только глубоководные осадки, подразделяя их на две группы: терригенные и пелагические, которые делятся на типы осадков.

Классификация глубоководных осадков Тихого океана, предложенная П. Л. Безруковым, В. П. Петелиным и Алексиным (1970 г.), основана на генезисе и вещественном составе. Авторы выделяют следующие типы осадков.

I. Терригенные (обломочные и глинистые).

II. Биогенные.

1. Кремнистые: а) диатомовые, б) диатомово-радиоляриевые, в) кремнево-губковые

2. Карбонатные: а) фораминиферовые и кокколитофоридо-фораминиферовые, б) птероподо-форамииифероные, в) кораллово-водорослевые, г) ракушечники.

3. Кремнисто-карбонатные: а) диатомово-фораминиферовые, б) радиолярие-во-фораминиферовые.

III. Полигенные глинистые осадки — красная глубоководная глина.

IV. Пирокластические (вулканогенные) осадки.

V. Аутигенные осадки (седиментогенно-диагенетические): а) железо-марганцевые конкреции и плиты, б) фосфориты.

В. Т. Фролов [2] предложил измененную им классификацию генетических типов морских образований, в которой выделяется четыре генетических ряда: вулканогенный, биохемогенный, мотогенный (терригенный) и подводно-элювиальный, подразделяемых в свою очередь на 13 генетических групп.

В классификации Е. Олаусона (1966 г.) и В. Бергера рассматриваются пелагические и гемипелагические отложения.

1. Пелагические глины и оозы. Медиана менее 5 мкм, менее 25% фракции диаметром более 5 мкм имеют терригенное, вулканогенное или неритовое происхождение.

А. Пелагические глины — $CaCO_3$ и SiO_2 менее 30%: слабоизвестковистые — 1—10% $CaCO_3$; сильноизвестковистые — 10—30% $CaCO_3$; слабокремнистые — 1—10% SiO_2; сильно кремнистые — 10—30% SiO_2.

Б. Оозы — $CaCO_3$ или кремнистых остатков более 30%: мергелистые — $CaCO_3$ более 30% и менее 66%; меловые — $CaCO_3$ более 66%; диатомовые, радиоляриевые — $CaCO_3$ менее 30%, SiO_2 более 30%.

II. Гемипелагические илы. Медиана более 5 мкм, более 25% фракции крупнее 5 мкм терригенного, вулканогенного или неритового происхождения.

А. Известковые илы — $CaCO_3$ более 30%: мергелистые — $CaCO_3$ менее 66%; меловые — $CaCO_3$ более 66%; фораминиферовые, кокколитовые — $CaCO_3$ скелетного генезиса более 30%.

Б. Терригенные илы — $CaCO_3$ менее 30%, преобладают кварц, полевой шпат и др.

В. Вулканогенные илы — $CaCO_3$ менее 30%, преобладает пепел и др.

III. Пелагические или гемипелагические отложения:

1 — доломито-сапропелевые илы, 2 — темные карбонатные глины и илы — сапропели, 3 — кремнистые аргиллиты и кремнистые сланцы, 4 — известняки.

В приведенной классификации неудачны термины — известияки и сланец, которые непригодны для современных осадков.

В классификации морских осадков Н. В. Логвиненко [1] дана двойная номенклатура в аспекте генетических комплексов и генетических типов (подтипов) и формаций и фаций (табл. 2-2).

В табл. 2-2 наименования генетических подтипов и фаций даны по обстановке осадконакопления и составу (терригенные, карбонатные, кремнистые, песчаные, алевритовые, глинистые, диатомовые, фораминиферовые и т. п.). При наименовании по составу использованы правила петрографии осадочных пород — осадок или порода называются по тому компоненту, содержание которого достигает 50% и более.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Логвиненко Н. В.* Морская геология. Л., Недра, 1980. 343 с.

2. *Фролов В. Т.* Основы генетической типизации морских отложений. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана, Л., 1980, с. 42—47.

3. *Шанцер Е. В.* Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений. Сущность и значение понятия «генетический тип отложений» и аллювий как его эталон. — Литол. в исслед. Геол. ин-та АН СССР. М., 1980, с. 56—95.

Часть II
ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Глава 3
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Осадочной породой называют геологическое тело, возникшее из продуктов физического и химического разрушения литосферы в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов, или того и другого одновременно [1].

Осадочные породы представляют собой минеральные агрегаты с тем или иным составом минералов — парагенезом минералов, который определяется характером исходного вещества (составом материнских пород и продуктов их разрушения) и условиями среды образования осадка и породы. Размер частиц (зерен) породы, их форма и взаимное сочетание между собой определяют структуру породы.

Осадочные породы одновременно являются геологическими телами — пластами, слоями, линзами и т. п. разной формы и размера, залегающими горизонтально, наклонно или складчато. Внутреннее строение этих тел, обусловленное ориентировкой, взаимным расположением составных частей и способом выполнения пространства, называется текстурой породы. В англоязычной литературе понятия структуры и текстуры прямо противоположны. Для большинства осадочных пород характерна слоистая текстура (наличие слоистости). Это дало основание называть осадочные породы также «слоистыми» (Г. Розенбуш, 1934 г.).

Образование осадочных пород в самом общем виде можно представить в виде такой схемы: возникновение исходных продуктов путем разрушения материнских пород, перенос вещества водой, ветром, ледниками и осаждение его на поверхности суши и в водных бассейнах. На путях переноса и в водных бассейнах поступают дополнительные порции вещества благодаря вулканическим извержениям, осаждению из водных растворов и деятельности организмов. В результате образуется осадок, сложенный различными компонентами и насыщенный водой. Осадок — это сложная и неуравновешенная физико-химическая система (частично биологическая), которая долгое время изменяется за счет внутренних ресурсов вещества и энергии (химические и биологические процессы) и постепенно превращается в осадочную породу. Осадочная порода, в отличие от осадка, часто плотная и даже сцементированная (зерна ее скреплены цементом).

Попадая на большие глубины в толщу пород стратисферы (в результате длительного опускания), осадочные породы изменяются и превращаются сначала в метаморфизованные осадочные породы (глинистые и др. сланцы, песчаники⟶кварциты и др.), а затем в метаморфические породы (кристаллические сланцы, гнейсы и др.). При поднятии территории осадочные породы выходят на поверхность земли и разрушаются — выветриваются.

Осадочные породы составляют более 5% вещества твердой земной коры — литосферы и покрывают около 75% поверхности суши. Мощность осадочного покрова составляет от 0 или нескольких метров на древних кристаллических щитах до 20—25 км в геосинклиналях. Средняя мощность осадочной толщи литосферы составляет около 4—4,5 км.

По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, на платформах соотношение различных типов осадочных пород следующее: пески 22,1%, глины 46,2%, карбонаты 24,4%, доломиты, гипсы, соли 2,8%, эффузивы 4,5%. В геосинклиналях наблюдаются несколько иные соотношения: пески 18,7%, глины (и глинистые сланцы, аргиллиты) 39,0%, карбонаты 21,0%, доломиты, сульфаты, соли 0,3% и эффузивы 21,0%.

Средний химический и минеральный состав осадочных пород приведен в табл. 3-1 и 3-2.

Таблица 3.1

Средний химический состав осадочных пород, по Суйковскому (1952 г.)

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SiO_2	59,17	MgO	1,85
TiO_2	0,77	CaO	9,90
Al_2O_3	14,47	BaO	0,12
Cr_2O_3	0,03	SrO	0,04
Fe_2O_3	6,32	K_2O	2,77
FeO	0,99	Na_2O	1,76
NiO	0,02	P_2O_5	0,22
MnO	0,80		
		Сумма	100,00

Таблица 3-2

Средний минеральный состав осадочных пород, по Твенхофелу (1936 г.)

Минералы	Содержание, %	Минералы	Содержание, %
Кварц	34,80	Доломит, сидерит	9,07
Мусковит, серицит, гидрослюда	15,11	Кальцит	4,25
Другие глинистые минералы	14,51	Гипс, ангидрит	0,97
Ортоклаз	11,02	ОВ	0,73
Альбит	4,55	Магнетит	0,07
		Титанит, ильменит	0,02
		Сумма	99,45

Классификация осадочных пород основана на их составе и условиях образования. По генезису выделяют породы обломочные, химические и органогенные (В. И. Лучицкий, 1948 г.) или обломочные, глинистые и хемобиогенные (М. С. Швецов, 1958 г.; Л. Б. Рухин, 1969 г.). Дальнейшее подразделение в пределах этих крупных групп производится по вещественному и минеральному

составу. Так, например, в хемобиогенной группе выделяют глиноземистые, железистые, марганцевые и другие породы. Железистые породы в свою очередь разделяются на окисные карбонатные, силикатные и смешанного состава. В некоторых классификациях учитывают также условия залегания и текстуры — выделяются пластовые, конкреционные и другие разности.

Существуют и другие принципы классификации. Л. В. Пустовалов (1940 г.) в основу подразделения осадочных пород положил теорию осадочной дифференциации вещества. Он выделяет ряды пород, возникшие при механической и химической дифференциации вещества. В. П. Батурин (1937 г.) классифицирует осадочные породы по фазам исходного вещества, из которого образуются породы; Ф. Петтиджон — по тектоническому фактору — тектоническим условиям формирования пород, и т. п. Однако все эти классификации достаточно сложны и громоздки и поэтому не получили широкого распространения.

При классификации любых природных объектов и явлений следует, конечно, стремиться к использованию генетического принципа. Однако большая часть осадочных пород представляет собой полигенетические образования, т. е. образуется разными способами, и поэтому чисто генетическая классификация с выделением крупных групп пород по генетическому признаку (например, обломочные, химические и биогенные) неудобна. Так, например, карбонатные породы — известняки и доломиты могут образоваться всеми этими способами (табл. 3-3).

Таблица 3-3

Состав и происхождение осадочных пород

Генезис	Состав*									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Обломочный	+	+	+	+				+		
Химический		+	+	+	+	+	+	+	+	
Хемобиогенный				+	+	+	+	+		
Биогенный						+	+	+		+

* 1 — галечники, конгломераты, пески, песчаники, алевриты, алевролиты; 2 — глины и аргиллиты; 3 — латериты и бокситы; 4 — железистые породы; 5 — марганцевые породы; 6 — фосфатные породы; 7 — кремнистые породы; 8 — известняки и доломиты; 9 — сульфатные, хлоридные и другие соли; 10 — каустобиолиты.

И только обломочные породы, соли и ископаемые угли являются моногенетическими образованиями.

На основании этого целесообразно за основу подразделения осадочных пород принять вещественный состав и генезис одновременно, при этом не следует выделять крупные подразделения пород по генезису, как это делалось раньше, а использовать этот признак в широком и узком смысле слова вплоть до учета обстановок осадконакопления в пределах подразделений, выделенных по вещественному составу.

По вещественному составу и генезису выделяются следующие группы пород (рис. 3-1): обломочные, глинистые (алюмосиликатные и силикатные), глиноземистые (аллитные), железистые, марганцевые, фосфатные, кремнистые, карбонатные, соли и каустобиолиты.

Образование осадочных пород начинается с физического выветривания материнских пород, с образования обломков пород и минералов, поэтому обло-

мочные породы как продукты начальной стадии дифференциации вещества помещены внутрь циклограммы, а все остальные на окружности. Таким образом, центр циклограммы отвечает 100% обломочного компонента, а окружность — 100% хемогенного и хемобиогенного компонента. Промежуточные окружности, соответствующие 5, 50 и 95% содержания того или иного компонента, отражают соотношение между компонентами и определяют название породы. Назва-

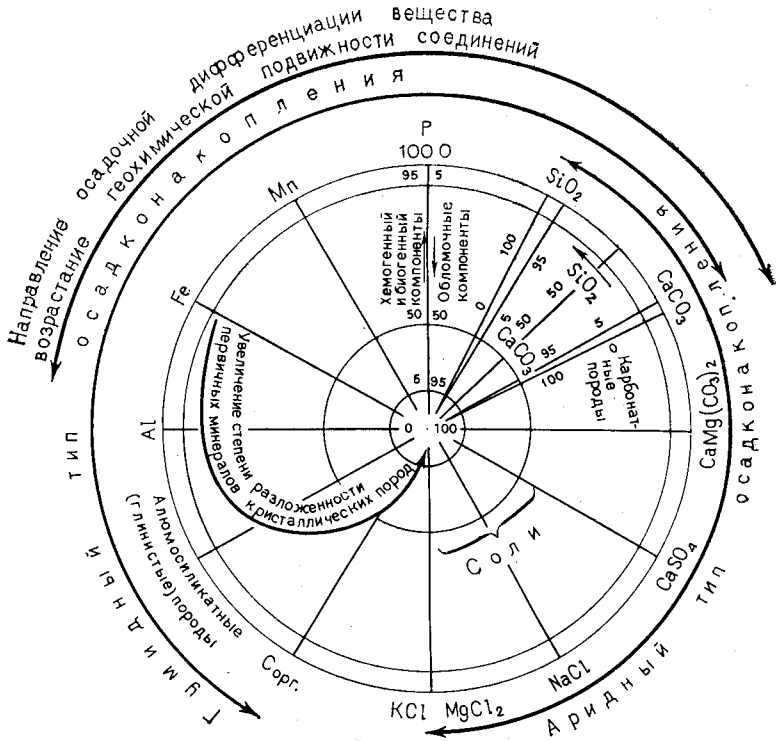


Рис. 3-1. Циклограмма классификации осадочных пород, по И. М. Страхову и Н. В. Логвиненко

ние породы дается по тому компоненту, содержание которого более 50%; если содержаиие компонента в пределах 5—50%, он находит отражение в названии в виде прилагательного; при содержании компонента менее 5% он не находит отражения в названии породы, а только отмечается при ее описании.

Рассматривая циклограмму, нетрудно установить, что порядок расположения пород (от обломочных через глинистые алюмосиликатные и силикатные и далее по часовой стрелке) показывает направление осадочной дифференциации вещества. Обломочные, глинистые, глиноземистые и железистые породы представляют собой ряд последовательного, все более глубокого разложения минералов магматических и метаморфических пород. Фосфатные, кремнистые, карбонатные породы и соли образуются из растворов и в результате жизнедеятельности организмов. Особняком стоят каустобиолиты — продукты жизнедея-

тельности растений в условиях гумидного климата. Породы, стоящие в левой и верхней частях циклограммы, являются продуктами гумидного литогенеза, в правой и нижней частях — аридного литогенеза, в центре — нивального литогенеза [1].

Имеются также породы смешанного состава — переходные между основными типами (обломочными и карбонатными, карбонатными и кремнистыми и т. п.) и между вулканогенными и осадочными, представляющие собой смесь осадочного, главным образом обломочного материала и вулканогенного — твердых продуктов вулканических извержений (вулканогенно-осадочные). Некоторые исследователи выделяют самостоятельно цеолитные, сернистые, медистые и некоторые другие породы (Л. Б. Рухин, 1969 г.), однако выделение их вряд ли оправдано, так как это обычно терригенные породы (обломочные) или карбонатные с примесью названных минералов (всего несколько процентов).

Дальнейшее подразделение в пределах выделенных крупных групп осадочных пород по вещественному составу производится по генезису, минеральному составу, структуре (размеру частиц).

Количественная классификация отдельных типов осадочных пород разрабатывалась многими исследователями (Вишняков, Флоренский, Г. И. Теодорович, Л. Б. Рухин, М. С. Швецов, Н. В. Логвиненко и др.). Наиболее разработанная количественная классификация продуктов выветривания, пирокластических и осадочных пород принадлежит чешскому седиментологу И. Конта. Количественный компонентный или минеральный состав И. Конта (1972 г.) изображает на треугольных диаграммах, при этом приняты следующие градации для большинства пород: 10, 50 и 90% и иногда дополнительно 20 и 80%.

Компонентный состав осадочных пород. Осадочные породы состоят из различных по составу и происхождению компонентов: аллотигенных, аутигенных, органических остатков разного типа, вулканогенного и космогенного материала.

Аллотигенные компоненты составляют основную массу обломочных и некоторых глинистых пород и входят в виде примеси во многие другие породы. Они представлены обломками минералов и различных пород. В настоящее время известно более 200 аллотигенных минералов и большое количество обломков самых различных горных пород. Теоретически все известные минералы и горные породы нашей планеты могут встречаться в виде обломков в осадках и осадочных породах. Однако, как правило, в осадочных породах мы встречаем обломки наиболее устойчивых минералов и пород. Среди них на первом месте находится кварц, затем следуют мусковит, гидрослюда, каолинит, лимонит, полевые шпаты (главным образом кислые плагиоклазы), обломки горных пород (преобладают обломки кремнистых и эффузивных пород) и далее все остальные минералы.

Аллотигенный характер минералов определяется по окатанности или угловатости (в случае, если перенос и обработка были непродолжительными) зерен и обломков.

Аллотигенные минералы образуют в осадочных породах определенные, часто весьма характерные ассоциации, состав которых отражает состав пород питающей провинции или источников сноса обломочного материала (табл. 3-4).

Между минеральным и гранулярным составом осадочных пород наблюдается определенная зависимость: обломки горных пород преобладают в составе грубообломочных пород и в значительных количествах встречаются в песчаных породах, глинистые минералы концентрируются в глинистых породах, слюды —

Таблица 3-4

Ассоциации тяжелых минералов и исходные породы [3]

Ассоциации	Источники
Апатит, биотит, брукит, роговая обманка, монацит, мусковит, рутил, титанит, турмалин (розовый), циркон	Кислые изверженные породы
Касситерит, дюмортьерит, флюорит, гранат, монацит, муковит, топаз, турмалин (синий), вольфрамит, ксенотим	Гранитные пегматиты
Андалузит, хондродит, корунд, гранат, флогопит, ставролит, топаз, везувиан, волластонит, цоизит	Контактово-метаморфические породы
Андалузит, хлоритоид, эпидот, гранат, глаукофан, дистен, силлиманит, ставролит, титанит, цоизит-клиноцоизит	Динамотермальные метаморфические породы
Барит, железные руды, лейкоксен, рутил, турмалин (окатанные зерна), циркон (окатанные зерна)	Переработанные осадки (осадочные породы)
Авгит, хромит, диопсид, гиперстен, ильменит, магнетит, оливин, пикотит, плеонаст	Основные изверженные породы

в песчано-алевритовых и глинистых породах, минералы тяжелой фракции — в песчаных породах.

Первичный состав аллотигенных минералов изменяется под влиянием процессов диагенеза, вторичных изменений осадочных пород, и при их выветривании — разрушении на земной поверхности — неустойчивые минералы разрушаются и вместе с тем образуются новые минералы по обломочным зернам (слюды и гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, хлорит, цеолиты и ряд других). Интенсивность вторичных изменений связана с их продолжительностью, т. е. с возрастом пород, в результате чего в древних породах преобладают устойчивые минералы и минералы — новообразования, а в молодых породах в значительных количествах могут присутствовать неустойчивые минералы.

Аутигенные компоненты. В осадках и осадочных породах описано свыше 200 аутигенных минералов. Среди них наибольшее значение имеют глинистые минералы, карбонаты, сульфаты, соли, хлориты, окислы и гидроокислы железа, марганца, алюминия, кремнезема, фосфаты и некоторые другие. Аутигенные минералы слагают основную массу карбонатных, сульфатных, фосфатных, железистых, марганцевых, глиноземистых пород, солей, часть глинистых пород, а также широко распространены в цементах обломочных пород и в конкрециях.

Аутигенный характер минералов определяется по целому ряду признаков: идиоморфности кристаллов в порах и пустотах, гипидиоморфной форме зерен

и мельчайшими размерами в массе хемогенных пород и в цементах обломочных пород, сферолитовому и оолитовому строению, наличию колломорфных структур, замещению обломочных зерен и т. п. Аутигенные минералы возникают в осадке или породе и являются индикаторами физико-химических и термодинамических условий среды.

Минералами-индикаторами pH являются гидроокислы железа и кремния — образуются в кислых, слабокислых и нейтральных условиях среды и устойчивы в слабощелочных условиях, кальцит и доломит образуются в щелочной среде — pH более 7,5, сидерит в нейтральной и слабощелочной среде — pH 7,0—7,2. Минералы группы каолинита возникают в кислой среде, гидрослюды — в слабощелочной, монтмориллонит — в щелочной среде.

Минералами-индикаторами Eh служат пирит, сидерит, шамозит, глауконит, окислы и гидроокислы железа и марганца. Пирит образуется в резко восстановительной обстановке при отрицательных значениях Eh, сидерит — в слабовосстановительной, нейтральной и слабоокислительной среде. В подобных условиях возникает и глауконит. Окислы и гидроокислы железа и марганца образуются в окислительной среде при высоких положительных значениях Eh.

Минералами — показателями солености являются карбонаты, сульфаты, соли: доломит осаждается при солености от 4 до 15%, сульфаты (гипс, ангидрит) при солености свыше 12—15%, галит — когда концентрация раствора достигает 25—27%, а калийно-магнезиальные соли — при солености более 30—32%.

Изучение аутигенных минералов осадочных пород показывает, что они образуют закономерные ассоциации — парагенезы. Можно говорить о парагенетических рядах аутигенных минералов совместного или последовательного осаждения и рядах превращений минералов [1]. Примером рядов первого типа является осаждение галита с гипсом, ангидритом и полигалитом, которое происходит в солеродных озерах и лагунах после отложения гипса. В морских осадках, содержащих ОВ, по мере уменьшения степени восстановленности в процессе диагенеза образуются пирит, сидерит, шамозит и глауконит.

Примером рядов второго типа является широко распространенное изменение глинистых минералов в катагенезе и мегагенезе: каолинит-гидрослюда 1 М — гидрослюда $2M_I$ — серицит $2M_I$ — мусковит $2M_I$. При процессах выветривания наблюдается изменение в обратном направлении — переход слюд в гидрослюды и в каолинит. Подобные ряды превращений минералов известны также среди хлоритов, окислов и гидроокислов железа и др. Условия образования аутигенных минералов подробно освещаются в специальной работе Г. И. Теодоровича (1958 г.), Е. П. Ермоловой (1956 г.), а с позиций физической химии и термодинамики Р. Гаррелсом и Ч. Крайстом (1968 г.) и М. Ф. Стащуком (1968 г.).

Органические остатки. В осадочных породах присутствуют органические остатки или следы жизнедеятельности организмов. В породах биогенного происхождения органические остатки являются преобладающим компонентом, а в некоторых случаях они целиком сложены ими (многие известняки, мел, диатомиты, ископаемые угли и др.).

Наиболее важными осадко- и породообразователями являются организмы с кремневой раковиной или скелетом (диатомеи, радиолярии, губки, силикофлагеляты), с известковой раковиной или скелетом (фораминиферы, каменистые губки, кораллы, мшанки, брахиоподы, пелециподы, гастроподы, цефалоподы, тентакулиты, остракоды, кокколитофориды, синезеленые, зеленые и багряные во-

доросли), с фосфорнокислым скелетом (позвоночные и некоторые виды брахиопод).

Фораминиферы, иглокожие, пелециподы, цефалоподы строят свою раковину из кальцита, кораллы, гастроподы, птероподы, зеленые водоросли — халимеды из арагонита, багряные водоросли и трубочки червей — из магнезиального кальцита; высокое содержание магния отмечается также в постройках мшанок.

Организмы, строящие свою раковину или скелет из высокомагнезиального кальцита, широко распространены в водах теплых морей, но встречаются и в умеренных широтах.

Скопления растительных остатков дают начало торфу, ископаемым углям (псилофитовые папоротникообразные, папоротники, хвощи, каламиты, хвойные, кордаитовые и цветковые), фито- и зоопланктон морей и океанов — нефти и другим битумам.

Черви и бактерии в ископаемом состоянии, как правило, не сохраняются, однако в осадках и осадочных породах, где они обитали, мы почти всегда обнаруживаем ясные следы их жизнедеятельности: ходы червей илоедов (иногда их настолько много, что осадок почти полностью переработан ими), накопление минерального вещества — карбонатные, железистые выделения, самородная сера и др.

К следам жизнедеятельности организмов относятся также скопления их экскрементов, следы передвижения и отпечатки.

Описание органических остатков имеется в работах В. П. Маслова [2], Л. Б. Рухина и др., И. В. Хворовой, Р. Ф. Геккера.

Вулканогенный материал. В значительной части осадков и осадочных пород в том или ином количестве присутствует вулканогенный материал. Обычно он представлен пирокластикой — обломками вулканического стекла, обломками эффузивных и других пород и различных минералов: пироксенов, амфиболов, кварца, кристобалита, полевых шпатов (часто санидина и анортоклаза), биотита, лейцита и др. В отличие от обломочного материала минералы вулканогенного происхождения попадают в осадки, не подвергаясь выветриванию и механической обработке. Так, например, в современных осадках Тихого океана широко распространены обломки кислого вулканического стекла (показатель преломления до 1,530), андезина, обычной зеленой роговой обманки, представленные свежими невыветрелыми, мелкими угловатыми зернами. При значительном содержании пирокластического материала возникают прослои вулканического стекла, пемзы и осадки и породы смешанного состава — вулканогенно-осадочные.

Помимо обломочного материала, вулканы поставляют большое количество растворенных в воде элементов (кремния, железа, марганца, меди, мышьяка, свинца, цинка и др.), газов, что сильно изменяет минералогию и геохимию осадков и пород и в целом ряде случаев является причиной образования месторождений полезных ископаемых. Аналогичный процесс наблюдается в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов океанов и в рифтах внутренних морей.

Космогенный материал. Космогенный материал не играет существенной роли в осадках и осадочных породах, хотя метеоритное вещество и космическая пыль постоянно поступают на поверхность Земли. Однако количество космического материала настолько невелико (тысячи, первые десятки тысяч тонн в год), что мы его редко обнаруживаем. Только в глубоководных отло-

жениях океанов (красная глубоководная глина, радиоляриевый и фораминиферовый ил), накопление которых происходит очень медленно, встречаются силикатные шарики, шарики никелистого железа, правильные октаэдрические кристаллы магнетита, вероятно, космического происхождения. Иногда подобный материал обнаруживают в осадочных породах. Так, например, в отложениях кембрия Эстонии найдены шарики никелистого железа (магнетита) (Х. А. Вийдинг, 1965 г.). К космогенному материалу Ф. Шепард (1969 г.) относит самородное железо.

Пористость. Одним из наиболее важных свойств осадочных пород является пористость. Различают полную, или абсолютную, пористость и открытую, или эффективную, пористость. Первая включает все поры пород, вторая — только поры, сообщающиеся между собой и с атмосферой. Величина полной пористости определяет степень изменения пород, эффективная пористость представляет интерес для суждения о свойствах коллекторов нефти и газа. Пористость осадочных пород изменяется в широких пределах от 70—90% в озерных и некоторых морских илах, 50—60% в лёссах и лёссовидных суглинках до 1—2% в аргиллитах и глинистых сланцах. Она зависит в зернистых и глинистых породах от гранулометрического состава, степени сортировки, формы зерен и способа их укладки, а также от вторичных изменений осадочных пород. В других типах пород факторы, определяющие пористость, более сложные и не всегда достаточно определенные, и величина пористости определяется условиями их образования и последующего изменения. В общем случае пористость зависит от степеин цементации и вторичных изменений осадочных пород. Особенно большая пористость и кавернозность наблюдаются в карбонатных породах, в известняках, представляющих собой ископаемые рифовые массивы.

Полная пористость определяется по формуле

$$П = \left(1 - \frac{\gamma_0}{\gamma}\right) \cdot 100, \ \%,$$

где П — пористость, γ — плотность, γ_0 — средняя плотность сухой породы, для пород влажных вводится поправка на влажность.

Эффективная пористость определяется пропитыванием образцов пород различными жидкостями или подсчитывается в шлифах под микроскопом. Сведения о пористости осадочных пород имеются в монографиях по нефтегазоносным отложениям, а также инженерной геологии и грунтоведению (В. П. Батурин, В. Энгельгардт и др.).

Трещиноватость и отдельность. Осадочные породы на глубине представляют собой более или менее монолитные тела, трещины в них закрыты давлением вышележащих толщ или являются очень тонкими, часто капиллярными и субкапиллярными. На поверхности породы при выветривании распадаются по определенным направлениям — по поверхностям напластования и минимум двум перпендикулярным к ним системам трещин отдельностей. В результате образуются различные формы отдельности: параллелепипедальная, плитчатая и др. Образование этих трещин связано с внутренними напряжениями в массе вещества — сжатием, возникающим во время диагенеза — превращения осадка в породу.

Существует и другая система трещин отдельностей, происхождение которой связано с перемещением масс вещества пород под влиянием тектонических движений. Трещины этого типа имеют зеркальные — отшлифованные или гре-

бенчатые — исштрихованные поверхности и располагаются в зависимости от ориентировки тектонических напряжений под разными углами к напластованию. Их называют также кливажем разрыва. В результате образуются различные формы отдельности: гребенчатая, грифельная, конусовидная и др. [1].

Проницаемость. Проницаемость измеряется в микрометрах квадратных (мкм²). Зарубежные авторы ,например Г. Чилингар, К. Вольф, Д. Тодд и др., проницаемость нередко измеряют в дарси (см. с. 303) или миллидарси (1 миллидарси $\approx 1{,}02 \cdot 10^{-3}$ мкм²).

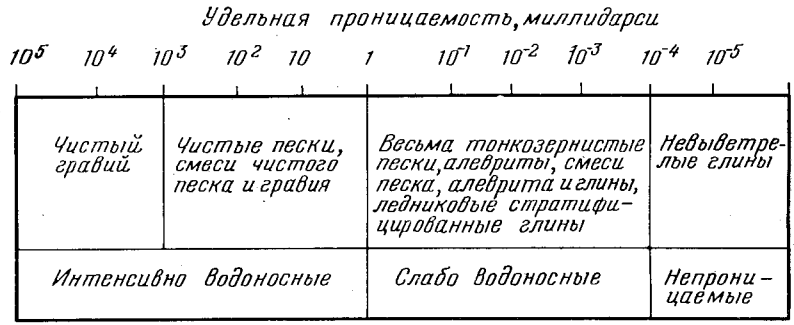


Рис. 3-2. Соотношение между проницаемостью и водоносностью в зернистых и глинистых породах, по Тодду

По данным Г. Чилингара и К. Вольфа, соотношение между проницаемостью и пористостью имеет такой вид:

очень грубозернистые песчаники (содержание фракции диаметром 1—2 мм более 50%) — пористость 4—16%, проницаемость 40—1500 миллидарси;

грубо и среднезернистые песчаники (содержание фракции 1—0,5 мм более 50%) — пористость 2—26%, проницаемость 2—6000 миллидарси;

тонкозернистые песчаники (содержание фракции 0,5—0,25 мм более 50%) — пористость 8—28%, проницаемость 3—4000 миллидарси;

алевритистые песчаники (содержание фракции менее 0,1 мм более 10%) — пористость 10—35%, проницаемость 11—2000 миллидарси;

глинистые песчаники (содержание фракции менее 0,004 мм более 7%) — пористость 13—22%, проницаемость 1—30 миллидарси;

проницаемость глин и глинистых сланцев — в пределах от 1 миллидарси до $2{,}5 \cdot 10^{-9}$ миллидарси;

проницаемость карбонатных пород изменяется в широких пределах — от долей единиц миллидарси до 2000—3000 миллидарси.

Максимальную проницаемость известняка мальма ФРГ 10 000 миллидарси указывает Ф. Энгельгардт (1964 г.).

Коэффициент фильтрации. Скорость перемещения воды в породах выражается коэффициентом фильтрации ($К_ф$). Простейшим приближенным способом определения $К_ф$ в зернистых породах является определение по данным гранулометрического анализа: $К_ф = cd^2(0{,}7+0{,}03\,t^\circ)$ в м/сутки или см/с, где c — эмпирический коэффициент, равный для чистых песков 1200—800, для неоднородных и глинистых песков 800—400; d — диаметр частиц породы, меньше которого содержится 10% частиц; t° — температура воды. В грубозернистых поро-

дах (крупный гравий, галька) и в трещиноватых породах, где характер движения воды турбулентный, $K_ф$ определяется по формуле Шези.

Для общей ориентировки характер этих свойств и возможные величины проницаемости и фильтрации в некоторых типах осадочных пород показаны на рис. 3-2, заимствованном из монографии Д. Тодда (1960 г.)

Прочность. Прочность сцементированных осадочных пород определяется лабораторными методами, путем раздавливания вырезанных из породы кубиков на специальных прессах. Показателем прочности является временное сопротивление сжатию. Прочность пород в зависимости от их типа, особенно характера цемента и степени вторичных изменений, изменяется в широких пределах. Для примера можно указать, что прочность различных песчаников изменяется от 10—40 до 200—250 МПа, известняков от 20—30 до 80—90 МПа, известняков-ракушечников 2—3 МПа.

Другие важные свойства осадочных пород, особенно рыхлых несцементированных, описываются в работах по грунтоведению и инженерной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М., Изд. Высшая школа, 1974. 400 с.

2. *Маслов В. П.* Атлас породообразующих организмов. М., Наука, 1975. 267 с.

Глава 4

СТРУКТУРЫ ПОРОД

Структура определяется взаимоотношением, размером и формой зерен.

Взаимоотношение зерен показывает способ образования породы и, в частности, решает вопрос, образовались ли минералы на месте залегания породы или были принесены сюда. По типу взаимоотношения все осадочные породы и их структуры подразделяются на две группы: I — конформные, или конформнозернистые, и II — неконформные, или неконформнозернистые (рис. 4-1).

Конформнозернистые структуры характеризуются приспособленностью зерен друг к другу: сторона или контур одного зерна является стороной соседнего или его повторяет, так что зерна полностью заполняют пространство. Зерна хорошо подогнаны друг к другу, что свидетельствует об образовании или, по крайней мере, преобразовании зерен на месте залегания породы. Различаются три типа конформнозернистых структур.

1. Гипидиоморфнозернистая, или гипидиоморфная, в которой зернами являются кристаллы, последовательность выделения которых характеризуется степенью их идиоморфизма: ранние более идиоморфны, поздние приспосабливаются к промежуткам; образуется при кристаллизации из растворов, т. е. первично, подобно тому как это происходит при кристаллизации из расплавов. При метасоматозе, однако, может нарушиться порядок, связывающий степень идиоморфизма со стадией выделения: при доломитизации известняков, например, вторичный доломит, обладающий большей силой кристаллизации по сравнению с кальцитом, идиоморфен, а кальцит, как правило, ксеноморфен. Возникает

разновидность гипидиоморфнозернистой структуры — гипидиобластовая, или гипидиогранобластовая структура, которую выделяют в метаморфических породах (Штейнберг, 1957 г.). Гипидиоморфнозернистые структуры характерны для солей.

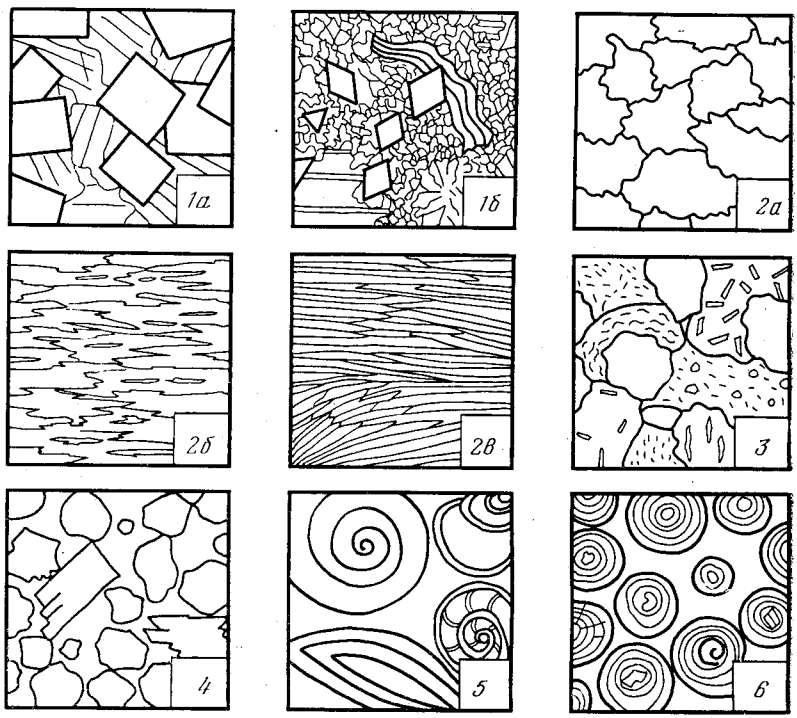


Рис. 4-1. Основные структуры по взаимоотношению зерен.

1—3 — конформные (конформнозернистые) структуры: *1а* — гипидиоморфнозернистая, или гипидиоморфная (каменная соль); *1б* — гипидногранобластовая, или гипидиобластовая (доломитизированный известняк); *2а* — гранобластовая (кварцит); *2б* — лепидобластовая (глинистый сланец); *2в* — нематобластовая (ангидрит); *3* — механоконформнозернистая или механо-конформная (граувакковый песчаник); *4—6* — неконформные (неконформнозернистые) структуры: *4* — обломочная (песчаник); *5* — раковинный или ракушняковый известняк; *6* — оолитовая (известняк)

2. Гранобластовая и, в случаях листоватой или волокнистой формы кристаллов, лепидобластовая и нематобластовая (или фибробластовая) — кристаллы неидиоморфны (аллотриоморфны, ксеноморфны); образуются при бластезе — росте кристаллов в твердой породе, при раскристаллизации аморфного вещества или перекристаллизацни кремневых, карбонатных, глинистых и других пород.

3. Механические конформнозернистые, или механо-конформнозернистые структуры возникают при механическом приспособлении зерен друг к другу под давлением вышележащих слоев или при стрессе (боковом давлении): более пластичные и менее прочные зерна (слюды, обломки глин, сланцев, алевролитов, известняков, эффузивов и др.) приспосабливаются к прочным (кварц,

часто плагиоклазы, обломки кварцитов, кремней и др.), обжимаются вокруг них; прочные зерна часто внедряются в пластичные (инкорпорация и инкорпорационные взаимоотношения) (А. В. Копелиович, 1965 г. и др.). Эти структуры редко бывают полностью конформнозернистыми, так как степень механического приспособления бывает разной; часто остаются следы первичной, например обломочной, структуры. Структуры свойственны полимиктовым, особенно граувакковым и туфовым, а также карбоиатным, глауконитовым, глиноземным и другим породам.

Конформнозернистые структуры свидетельствуют о механической равновесности породы, когда исчезло поровое пространство, и зерна плотно прилегают друг к другу.

Неконформнозернистые структуры характеризуются несоответствием контуров у соседних зерен, и последние не заполняют полностью пространство, оно остается пустым (пористость) или выполняется цементом, т. е. веществом поздней генерации. Каждое зерно индивидуально, идиоформно, а порода в целом механически неравновесна, и в ней возможно сближение зерен при уплотнении или перекристаллизации, при которых развиваются уже конформнозернистые структуры, стирающие первичные.

В зависимости от формы и, следовательно, от способа образования зерен различают три основных типа:

1. Цельноскелетные биоморфные структуры — структурными элементами являются раковины (раковинная, или ракушняковая структура) или прижизненно захороненные целые скелеты обычно прикрепляющихся организмов (биогермные, например, коралловая, строматолитовая и т. п. структуры).

2. Шароагрегатные, или сфероагрегатные и примыкающие к ним многочисленные структуры в основном химического и биологического, реже механического (глиняные катыши и др.) происхождения, когда структурными элементами служат обычно сферические тела — агрегаты мелких кристаллов или аморфные образования, сохраняющие свою первичную форму: оолитовая, сферолитовая, комковатая, сгустковая, онколитовая, пизолитовая, бобовая, конкреционная, копролитовая, желваковая, окатышевая и другие структуры.

3. Обломочные, или кластические (то же — детритовые) — зернами являются обломки кристаллов (кристаллокластическая структура), пород (литокластическая), вулканического стекла (витрокластическая), органических остатков (органогенно-обломочная, или органогенно-детритовая структура, биокластовая, биокластическая). Обломочные структуры свойственны не только собственно обломочным, но и большинству других пород: глинистым, карбонатным, кремневым, глиноземным, фосфатным и др.

Размер зерен — вторая важнейшая сторона структуры. К сожалению, общепринятых гранулометрических классификаций нет, и они различаются не только по странам, но и по группам пород, и даже в одной стране часто они различны по отношению к одной и той же группе пород. Из двух основных требований к гранулометрической классификации — естественность границ и удобство в употреблении — в существующих классификациях обычно выполняется одно, так как совместить их в детальных классификациях весьма трудно.

Требование естественности заставляет искать такие границы, которые отвечали бы качественным скачкам в процессах образования пород или в составе, форме зерен, что в идее должно облегчить и применение шкалы. Этому требованию довольно хорошо отвечает граница в 0,05 мм: более мелкие зерна

переносятся только во взвешенном виде и не окатываются, тогда как зерна крупнее этой величины могут переноситься волочением и, следовательно, окатываться. С этой границей близко совпадает предел визуального разрешения человеческого глаза (требование удобства), близко подходит толщина стандартного шлифа (0,03 мм) и довольно резко меняются некоторые физические свойства осадков: высота капиллярного поднятия, пористость, заметно возрастающие в более тонких грунтах, появляется некоторая связность [1]. Не случайно поэтому почвоведы и грунтоведы до введения класса алевритов в 30-х годах по этой границе разделяли «физический песок» и «физическую глину», а класс алевритов (0,01—0,1 мм) (Заварицкий, 1932 г.), следовательно, оказывался искусственным, неестественным подразделением, поскольку внутри него проходит, может быть, самая резкая граница всего гранулометрического ряда. Это учитывается в новых классификациях (Л. Б. Рухин, 1969 г.); [1], хотя многие литологи все еще придерживаются границы 0,1 мм между песком и алевритом и границы 0,01 мм — между алевритом и глиной. Некоторым обоснованием этого служат соображения удобства: класс алевритовых пород в границах 0,1—0,01 мм остается еще визуально выделяемым, что немаловажно; если же его понимать в границах 0,05—0,005 (0,001) мм, то непосредственное выделение практически невозможно, и тогда полевые описания будут страдать определенным субъективизмом. В американских и многих других зарубежных шкалах граница песков и алевритов поднимается близко к 0,05 мм (0,062 мм).

В более тонкой части гранулометрического спектра некоторое обоснование получают границы 0,001 (и близкие к ней 0,002 и 0,005) и 0,0002 или 0,0001 мм. Частицы меньше 0,001 мм в основном чисто глинистые, они медленно оседают в суспензии (поэтому их и собирают после суточного отслаивания для химического анализа глинистого вещества и других видов специальных исследований), что объясняется уже большим броуновским движением; в них сильно развиты явления коагуляции. Все это дает основание почвоведам и грунтоведам [1] принимать эту величину за границу между пылеватыми или алевритовыми частицами и глиной; по существу, ей тождественна граница по 0,002 мм, принимаемая в ряде стран (Л. Б. Рухин, 1969 г.), и не сильно отличается граница по 0,005 мм, которая принимается Л. Б. Рухиным и учеными США (0,004 мм). Однако фракция 0,005—0,001 мм по всем физическим и минералогическим показателям промежуточна между более крупными и более мелкими частицами (Л. Б. Рухин, 1969 г.), поэтому отнесение ее к алевритовым может решаться соображениями удобства.

Граница 0,0002 (или 0,0001 мм) обосновывается довольно хорошо тем, что более мелкие частицы образуют истинные коллоидные растворы (поэтому — это коллоидные или коллоидальные структуры) и перестают быть видимыми в световом микроскопе (они меньше половины длины световой волны). Структуры 0,05—0,0002 (или 0,0001) мм в целом являются микрозернистыми, разрешаемыми в световом микроскопе.

За границу между песками и гравием принимают 1 или 2 мм, что отражает некоторую ее неопределенность. Гидродинамические параметры — изменение скорости турбулентного потока, необходимой для взвешивания и перекатывания зерен, скорости эрозии (Л. Б. Рухин, 1969 г.) одинаково свидетельствуют о приемлемости той или другой величины. Однако существенное изменение минерального состава наблюдается на границе 2 мм (более крупные фракции почти не содержат минералов, т. е. они почти всегда лититовые), что

и позволяет большинству литологов и грунтоведов принимать ее за границу между песками и гравием, а тем самым и за границу между группами обломочных пород, именно между среднеобломочными и крупно-грубообломочными, а также между псаммитовыми и псефитовыми структурами.

Некоторое гидродинамическое обоснование следующей границы, а именно 10 мм, приводит Л. Б. Рухин (1969 г.), что и позволяет ему принимать этот размер за границу гравия и галек; верхний предел галек — 10 см — принимается им фактически без гидродинамического и иного обоснования, но это наиболее общепринятая граница. Так же обстоит дело и с более крупными размерами.

Обстоятельный разбор и объективную оценку гранулометрической классификации Л. Б. Рухина дал Н. Б. Вассоевич, отметивший ее достоинства, в частности естественность некоторых границ и полезность для литологов, а также утрату главного преимущества десятичной шкалы Московского нефтяного института — равномерность интервалов и вытекающего из нее большого удобства для геологов всех направлений. Следует отметить, однако, что и десятичная шкала не является полностью равномерной. Только американская шкала (Wentworth, 1922 г.), представляющая собой прогрессию со знаменателем 2, полностью равномерна, удобна при машинной обработке анализов, детальна, легко запоминается или позволяет сравнительно просто выводить граничные размеры (для малых по размеру зерен). Но и она имеет ряд недостатков и неудобств: не отвечает естественным границам в гранулометрическом ряду, не соответствует стандартам сит, включая и американский, основанный на шкале Тейлора, у которой знаменатель прогрессии $\sqrt[4]{2}=1{,}189$; границы тонких фракций выражаются не простыми, далеко не круглыми значениями, и они не совпадают с принятыми в большинстве стран граничными размерами классов. В СССР выпускаются сита трех стандартов: простой набор (почвоведческий), отвечающий десятичной шкале (добавлено сито 0,1 мм), набор Усманского завода со знаменателем прогрессии $\sqrt{2}=1{,}414$ (ОСТ 8255) и набор стандарта СССР (ОСТ 10203—39 или близкий к нему ГОСТ 3584—73) со знаменателем прогрессии $\sqrt[10]{10}=1{,}257$, чему отвечает шкала В. П. Батурина (1947 г.). Достоинство стандарта — дробность, определенная равномерность и наличие сит, отвечающих десятичной шкале. Однако и он несколько эклектичен.

Размерностная классификация хемогенных и органогенных пород уже не только в тенденции, но и реально унифицируется с гранулометрической шкалой песчано-глинистых пород. Решающий шаг был сделан М. С. Швецовым (1958 г.).

Унификация гранулометрической классификации заставляет вырабатывать некоторые новые термины для обозначения как общих, крупных, так и частных, мелких понятий и подразделений. Вариант такой классификации [2] с введением некоторых новых терминов предлагается (табл. 4-1).

Масштаб структур. Помимо структур по абсолютному размеру различают структуры по относительному масштабу. М. С. Швецов (1958 г.) предложил различать структуры и текстуры трех масштабов: 1) просто «структуры» и «текстуры», которые обычно выступают как «мезоструктуры» и «мезотекстуры»,— «черты строения, которые видны в каждом маленьком куске породы простым глазом, с лупой или при обычном увеличении в шлифе»; 2) «макростроение» или обычно «макротекстура» — черты строения, которые не могут проявить-

Таблица 4-1

Общая гранулометрическая классификация структур осадочных пород

Размерность, мм	Структура
I. Яснозернистые, или полномерные (фанеромерные) — крупнее 0,05	
1. Крупнее 10	Грубомерные: грубообломочные (псефитовые), грубоскелетные
а. Крупнее 1000	Глыбовые
б. 1000—100	Валунные
в. 100—10	Щебенковые, брекчиевые, галечные, коигломератовые
100—50	Крупно-
50—25	Средне-
25—10	Мелко-
2. 10—2	Крупномерные: крупнообломочно-дресвяные, гравийные; крупноскелетные, гигантокристаллические и др.
10—5	Крупно-
5—2	Мелко-
3. 2—0,05	Мелкомерные: песчаные (псаммитовые), зернистые, мелкоскелетные и др.
2—1	Грубо-
1—0,5	Крупно-
0,5—0,25	Средне-
0,25—0,1	Мелко-
0,1—0,05	Тонко- (грубочешуйчатая)
II. Незернистые визуально, или криптомерные (пелитоморфные, афанитовые)	
1. 0,05—0,0001	Микромерные: микрообломочные (алевритовые), микрозернистые, чешуйчатые
а. 0,05—0,001 (или 0,005)	Алевритовые
0,05—0,01	Крупно-
0,01—0,005	Средне-
0,005—0,001	Мелко- (или грубопелитовая)
б. 0,001—0,0001	Субколлоидальные
0,001—0,0005	Крупнопелитовая, тонкочешуйчатая
0,0005—0,0001	Мелкопелитовая, ультратонкочешуйчатая
2. Мельче 0,0001	Коллоидальные
3. Без зерна	Незернистые, бесструктурные, аморфные

ся в отдельном маленьком куске породы, но определяют особенности больших штуфов, целых пластов или даже пачек пластов»; 3) «микроструктуры» и «микротекстуры» — черты строения, различимые лишь при очень сильных увеличениях, либо вообще точно не различимые под микроскопом.

Такое различие строения пород, как и сами термины, представляются естественными и удобными, хотя и недостаточными. Каждый из трех масштабов нередко в свою очередь оказывается разномасштабным, поскольку включает два или больше порядков структур и текстур. В масштабе «макростроение», например, рассматривается как строение пород, так и строение толщ пород. Представляется рациональным сначала различать строение пород и строение толщ. В последних понятия «структура» и «текстура» отличаются нечетко, поскольку структурным элементом толщи служит пласт, слой,

что на уровне пород ассоциируется с понятием текстура. Строго говоря, текстурой толщи является характер напластования, т. е. расположения слоев. Оно может быть параллельным (горизонтальным) или косым, волнистым. Но в осадочных толщах резко преобладает горизонтальное напластование, почему почти всегда достаточно сказать «слоистая толща», чтобы понять, что речь идет о горизонтально наслоенной пачке слоев. Эта слоистость, стратифицированность и будет ее строением, структурой и текстурой вместе, хотя невольно в этом случае представляется в основном лишь текстура толщи. То же относится и к самому мелкому уровню, когда рассматривается строение кристаллической решетки, например, глинистых минералов. Элементарные слои, октаэдрический и тетраэдрический, являются структурными элементами решетки, но воспринимаются как текстурный признак. Объясняется это большой протяженностью слоев, их «бесконечностью» как в структуре минерала, так и в осадочной толще. В этих случаях правильнее говорить просто о строении, не различая в нем структуру и текстуру. Но строение по-латыни — «структура», что и используется в кристаллографии и минералогии. Для толщи же, тоже слоистой, используется термин «текстура», несколько более далекий от значения «строение».

В строении собственно пород полезно различать прежде всего триаду М. С. Швецова: макро-, мезо- и микроструктуры и соответствующие им текстуры, когда обнаруживается их соподчиненность. Например, в известняке грубообломочном (крупногалечном) макроструктурой будет их крупногалечная структура, а макротекстурой — горизонтальное расположение удлиненных галек; мезоструктурой — оолитовая структура известняков, представленных в обломках, а их косослоистая текстура — мезотекстурой; строение оолита будет характеризоваться микрозернистой структурой и концентрически-слоистой, или оолитовой, текстурой, или микротекстурой. В масштабе «микроструктур» и «микротекстур» нередко приходится различать ультрамикроструктуры и ультрамикротекстуры, например, тонкофибровую структуру раковин форамииифер или халцедона, когда структурные элементы вообще не могут быть увидены в световом микроскопе, поскольку они мельче половины длины световой волны, т. е. лежат за пределами разрешающей способности данного прибора.

Разнозернистость пород. Идеально равнозернистых осадочных пород нет, все они состоят из зерен, разнящихся размером. В одних породах разница невелика, и она почти не выходит за пределы гранулометрических типов (см. табл. 4-1). Эти породы называются весьма равнозернистыми, а обломочные — весьма хорошо сортированными. Однако чаще диапазон размеров более широк. Тогда необходимо выделять главную, или преобладающую фракцию, по которой и определяется гранулометрический тип и дается название породы. Содержание преобладающей фракции стандартного объема (например, 2—1, 1—0,5, 0,5—0,25 мм и др.) может быть мерой степени равно-, или разнозернистости при полуколичественном ее определении. Например, породу можно считать равнозернистой, если свыше 3/4 ее объема составляет преобладающая фракция, слабо разнозернистой — при содержании от 3/4 до 2/3, средне разнозернистой и сильно разнозернистой — соответственно при содержаниях до 1/2 и меньше 1/2; в последнем случае преобладающая фракция практически не выделяется. Обломочные породы по этим степеням соответственно будут называться хорошо, средне, плохо сортированными и несортированными. Более строго степень разнозернистости (или обратная ей характеристика — степень равнозернистости) определяется методами математической статистики, по величине стандарт-

ного отклонения. Однако и этот способ не дает равнозначной оценки равнозернистости для разных гранулометрических классов. Вопрос требует дополнительной разработки.

Нередко породы разнозернисты иным способом: в них присутствуют зерна крупные и мелкие, а промежуточные отсутствуют, или их значительно меньше. Вид таких пород порфировидный, график гранулометрического состава двувершинный. Эту разнозернистую структуру обычно так и называют порфировидной, ее разновидность — порфиробластовой.

Форма зерен — третья важнейшая сторона структуры, которая определяет многие физические свойства пород, несет генетическую информацию, а для

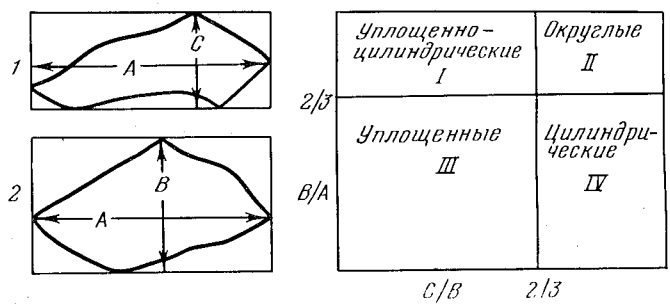


Рис. 4-2. Способ измерения диаметров зерен, по И. А. Преображенскому, в разрезе (*1*) и в плане (*2*) и классификация формы галек и зерен по соотношению их осей, по Л. Б. Рухину

грубообломочных зерен еще используется в номенклатуре. Описывают и классифицируют форму по степеням идиоморфности и изометричности, а затем, особенно в обломочных породах, по вторичным изменениям первичной формы — по окатанности, корродированности и регенерированности.

Идиоморфность отражает первичную форму и степень ее выраженности. У кристаллов это идиоморфность, т. е. способность образовывать свойственную данному минералу кристаллографическую форму, например кубическую, октаэдрическую у минералов солей, флюорита и др., ромбоэдрическую у карбонатов, призматическую у сульфатов, пироксенов, кварца и др., уплощенную шпатовую у полевых шпатов, листоватую у глинистых минералов и т. д. Важно помимо или взамен конкретной кристаллографической формы отмечать более общий вид кристаллов, или их габитус, например кубический, ромбоэдрический, призматический, уплощенный, или удлиненно-таблитчатый, шпатовый, листоватый, волокнистый, игольчатый. Свою форму имеют и сохраняют не только кристаллы, но и другие образования — органические остатки, конкреции, оолиты, даже в какой-то мере обломки пород, например, уплощенную у сланцев и тонкослоистых пород. Эти особенности формы должны быть выявлены и описаны, равно как и степень их сохранности.

Изометричность выражает степень физической (механической) анизотропии минерала или обломка породы и тесно связана с текстурой породы или спайностью кристалла. По степени изометричности обычно выделяют зерна четырех типов (И. А. Преображенский, 1940 г.; И. А. Преображенский, С. Г. Саркисян, 1954 г.): 1) изометричные, когда три поперечника (рис. 4-2, *1*) зерна примерно равны между собой или наибольший не превышает наименьший более чем в

1,5 раза; 2) удлиненные, когда два поперечника примерно равны между собой, а третий их превышает более чем в 1,5 раза; 3) уплощенные, когда один из поперечников заметно (более, чем в 1,5 раза) меньше двух остальных; разновидность — листоватые; 4) удлиненно-уплощенные, промежуточные между вторым и третьим типами. Л. Б. Рухин (1969 г.) эти же типы зерен называет соответственно округлыми, цилиндрическими, уплощенными и уплощенно-цилиндрическими (рис. 4-2, 2), что имеет неудобные стороны из-за большой условности терминов «округлые» и «цилиндрические». На основе измерения трех главных поперечников вычисляются коэффициенты изометричности и уплощен-

Рис. 4-3. Форма зерен по степени корродированности.
а — слабокорродированные, *б* — среднекорродированные, *в* — сильнокорродированные

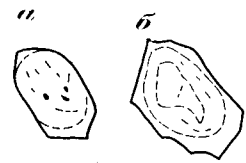


Рис. 4-4. Форма зерен по степени регенерированности, по М. К. Калинко.
а — слабо регенерированные; *б* — сильно регенерированные

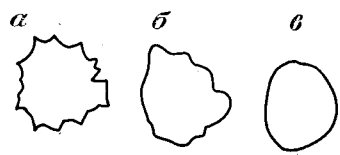


Рис. 4-5. Форма зерен по степени окатанности.
а — неокатаниые; *б* — полуокатанные; *в* — окатанные

ности (Л. Б. Рухин, 1961 г.) и коэффициент дисимметрии (Н. Б. Вассоевич, 1958 г.).

Из вторичных изменений первичной формы наиболее широко распространены окатанность (рис. 4-5, 4-6), корродированность (рис. 4-3) и регенерированность (рис. 4-4), а также изменение формы при перекристаллизации. Окатанность оценивается по трех- (рис. 4-5) или пятибалльной (рис. 4-6) шкале. В первом случае (М. С. Швецов, 1958 г.) выделяют: 1) угловатые, или неокатанные — углы не несут следов сглаживания; 2) полуокатанные — закруглены углы и наиболее резкие грани, первичная форма узнается хорошо; 3) окатанные — обработаны все углы и ребра, вогнутых граней нет, и зерна приобретают округлую, эллипсоидальную или близкую к ним форму. По пятибалльной шкале выделяют обломки: 1) неокатанные, с острыми углами; им чаще всего присваивается балл 0; 2) плохо окатанные, со слегка закругленными углами — балл 1; 3) полуокатанные, с закругленными углами и отчасти ребрами — балл 2; 4) окатанные, сохранившие лишь следы первоначальной формы — балл 3; 5) хорошо окатанные, не сохранившие первоначальной формы, обработана вся поверхность — балл 4 (Л. Б. Рухин, 1961 г.). Окатанность выражают также в процентах, а при специальных исследованиях — коэффициентами округленности и сферичности (рис. 4-7) (Л. Б. Рухин, 1969 г.). Следует иметь в виду, что степень окатанности определяется не только временем окатывания, но и размером зерен: зерна мельче 0,05 мм практически никогда не окатываются,

так как переносятся чаще всего во взвешенном состоянии; даже зерна до 0,1 мм редко окатываются, а в грубозернистых песках неокатанными оказываются и более крупные (до 0,25—0,5 мм) зерна. Этим выражается связь формы и размера, которую надо постоянно фиксировать.

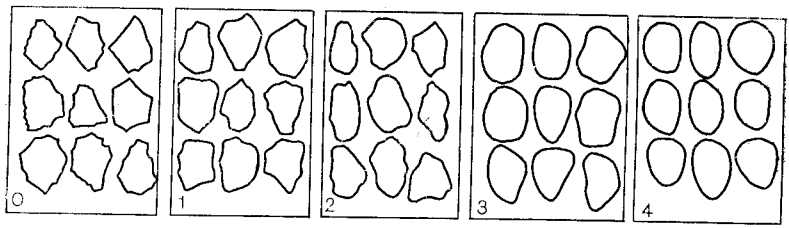


Рис. 4-6. Пятибалльная шкала для определения округленности (окатанности) обломков, по Л. Б. Рухину.
0, 1, 2, 3, 4 — баллы окатанности

Округлая форма нередко первична: оолиты, бобовины, онколиты, конкреции и т. д.

При растворении возникает коррозионная форма, а при перекристаллизации — неидиоморфная, аллотриоморфная в разной степени, зерна приобретают лапчатые и зубчатые очертания. Лапчатая форма в некоторых случаях первична, например у непереотложенного глауконита или шамозита, у которых она связана с неполным объединением мелких стяжений в сложное зерно (колло-

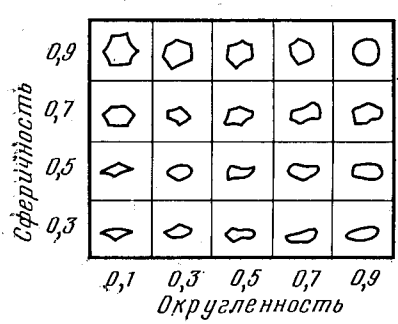


Рис. 4-7. Визуальная шкала для определения коэффициентов сферичности и округленности, по Крумбейну и Слоссу

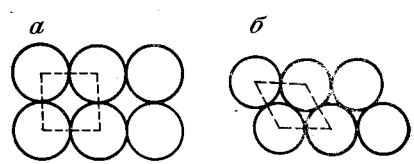


Рис. 4-8. Способы укладки зерен (крайние значения), по М. К. Калинко.
а — наименее плотная кубическая, с пористостью 47,64%; *б* — наиболее плотная ромбоэдрическая, с пористостью 25,92%

морфные, или почковидные очертания) или с растрескиванием при дегидратации: тогда зерно разбивается радиальными (иногда и концентрическими) трещинами на сектора.

Помимо перечисленных более или менее общих сторон формы, фиксируются все индивидуальные особенности морфологии зерен, а также характер ее поверхности.

Многие из этих сторон отражаются в названиях структур: степень идиоморфности — в идиоморфных (идиоморфнозернистых), гипидиоморфных, аллотриоморфных, ксеноморфных структурах; при первичной округлости зерен —

округлозернистые структуры (оолитовые, бобовые, конкреционные, онколитовые и др.), при вторичной — окатаннозернистые структуры и, противоположные им, неокатаннозернистые. Встречаются призматическизернистые структуры (роговообманковые, пироксеновые пески). Если зерна — обломки, структуры обломочные, или кластические, различающиеся по окатанности и размеру: глыбовые, неокатанно валунные, щебенковые, или брекчиевые, дресвяные; окатанно-глыбовые, валунные, галечные, гравийные; у песков — неокатанно- и окатаннозернистые. С учетом характера обломков — кристалло-, витро- и литокластические структуры туфов и экзокластических пород. При вторичной идиоморфности — регенерационные идиоморфные или без идиоморфизма — регенерационные (регенерационнозернистые) структуры; аналогично, при коррозии многих зерен — коррозионные (коррозионнозернистые) структуры.

У обломочных сцементированных пород, которые таким образом являются двухфазными сообществами минералов (первая фаза, седиментогенная — обломки, вторая, аутигенная — цемент), различают структуру цемента по отношению к обломкам (базальный, поровый, пленочный, контактовый, корочковый, регенерационный, пойкилитовый цемент, или базальная, пленочная и т. д. структура цемента) и собственную структуру различной степени кристаллличности.

Способ укладки во многом определяет прочность породы и ее пористость и проницаемость. М. К. Калинко (1958 г.), приводя подсчеты М. Ф. Мирчинка (1946 г.) и Г. Хердана (Herdan, 1953 г.), различающих шесть способов укладки в зависимости от взаимного расположения центров равновеликих шаров, отмечает вслед за ними наименее плотную укладку, когда центры шаров располагаются в вершинах куба, и наиболее плотную, когда центры шаров располагаются в вершинах ромбоэдра (рис. 4-8). В первом случае объем элементарной поры составляет 3,81 R^3, а во втором 1,47 R^3 (R — радиус шара). Способ укладки определяется режимом накопления осадка: при мгновенном осаждении переносимого материала укладка наименее плотная (пролювий), а при колебательных движениях воды (волнение, эоловый перенос) — наиболее плотная. Укладка меняется в постседиментационные стадии жизни осадка и породы: она, как правило, становится более плотной. Если отвлечься от заполнителя, то гальки в конгломератах упаковываются весьма различно: различают их сильную сгруженность, при плотном расположении, и в разной степени слабую, рыхлую сгруженность, когда гальки отстоят друг от друга на некотором расстоянии.

Укладка определяется также формой зерен, в частности степенью уплощенности, или вообще говоря — степенью конформности; плоские обломки обычно приводят к более плотной упаковке. Способ укладки влияет на проницаемость, так как от него зависит диаметр наименьшего живого сечения, т. е. площадь поровых каналов в наиболее узком месте.

При раннем и неполном заполнении пор гидрохимическим цементом, например, контактового или пленочного типов, рыхлая укладка сохраняется довольно долго, и порода остается весьма пористой. При полном заполнении пор той же породы мы будем иметь совершенно иной тип строения (и он отличается только упаковкой), хотя все особенности структуры и текстуры одинаковы. Это показывает, что упаковка не сводится ни к структуре, ни к текстуре, а является самостоятельной стороной строения, определяемой как расположением зерен, так и количеством материала в единице объема.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сергеев Е. М.* Инженерная геология. М., изд. МГУ, 1978. 384 с.
2. *Фролов В. Т.* Общие сведения об осадочных породах. Изучение осадочных пород. — В кн.: Руководство к геологической практике. М., изд. МГУ, 1974, с. 49—66, 125—172.

Глава 5

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Текстура и структура осадочных образований, или седиментитов*, относятся к числу важнейших их признаков, имеющих большое, нередко диагностическое значение для выяснения как первичной генетической природы осадков различного типа, так и последующих изменений возникших из них осадочных горных пород. Как правильно отмечают Т. А. Лапинская и Б. К. Прошляков [2], текстуры в значительной степени определяют многие свойства осадочных пород, в том числе их анизотропность — неодинаковые в разных направлениях прочность, фильтрационные способности, сжимаемость и др.

Текстура и структура осадочных пород часто тесно взаимосвязаны. Провести резкое разграничение понятий о текстуре и структуре не представляется возможным — это разделение неизбежно несет печать большей или меньшей условности.

Важно различать, с одной стороны, структуру и текстуру отдельно взятой осадочной горной породы, или седилитона**, а с другой — структуру и текстуру совокупности различных пород, или структуру и текстуру их пачки, толщи, свиты, формации и вообще литомы***.

Структурой осадочной горной породы называют совокупность таких черт ее внутреннего строения, которые характеризуют морфологические особенности отдельных составных частей этой породы, например в псаммитах — размеры, форма, характер поверхности отдельных зерен, их относительное количество.

Текстурой осадочной горной породы называют совокупность таких черт ее внутреннего строения, которые обусловлены пространственным взаимоотношением отдельных компонентов и их ориентировкой по отношению как к поверхности наслоения, так и к Земле.

Между структурами и текстурами пород существует отчетливая связь, иногда весьма тесная. Породы определенной структурной группы характеризуются своими, присущими им текстурными признаками. Если учесть это, а также то, что каждый элемент текстуры (в принятом выше ее понимании), например знак ряби, имеет свою внутреннюю структуру, то станет очевидно, что структура и текстура не должны изучаться изолированно друг от друга.

Классификация текстур. Текстуры седиментитов можно классифицировать по разным категориям признаков: 1) по тем объектам, которые они характе-

---

* Термин седиментиты для обозначения современных и ископаемых осадков получает все большее распространение. Он хорошо вписывается в систему других терминов, таких как вулканиты, плутониты, метаморфиты, резидиты.

** В качестве общего интернационального термина для пород предложен термин литон (lithon). Для седиментитов — седилитон.

*** Литома (lithoma) — термин, предложенный Н. Б. Вассоевичем и В. В. Меннером для любых ассоциаций (сообществ) седиментитов. Если сочетания образуют цикл (циклит, циклотему, циклокомплекс), то они именуются циклотомами, или циклолитомами.

ризуют: отдельный пласт, линзу, конкрецию, поверхность наслоения, закономерные сочетания слоев (циклому), целую толщу*; 2) по типам пород (обломочных, глинистых, карбонатных и т. п.); такая классификация учитывает зависимость текстурных признаков от состава пород, а в конечном счете — от их генезиса; 3) по их морфологическим признакам; 4) по стадиям литогенеза, с которыми связано их возникновение (с учетом возможности изменения характера текстур в последующие этапы жизни породы). Такого рода классификация, отвечающая на вопрос, когда сформировалась данная текстура, не может не быть тесно связанной с предыдущими классификациями.

Конечно, одной из важнейших классификаций текстур является генетическая. Она должна учитывать все те их признаки (критерии), которые упоминались в предыдущих классификациях. Эта пятая по счету классификация не может не учитывать вообще все признаки пород, вплоть до палеонтологических (экологических), могущие пролить свет на генезис первичного осадка и его последующие постседиментационные изменения.

Иногда оказываются целесообразными классификации специального назначения, составляемые для различных целей. Так, известны классификации текстур по их значению для решения тех или иных геологических вопросов, например для установления характера среды седиментации, степени катагенеза или метаморфизма пород, определения опрокинутого залегания слоев (Н. Б. Вассоевич, 1954 г.; Р. Шрок, 1950 г.).

Геолог, изучающий седиментиты, должен обращать большое внимание на их текстурные особенности, а описывая их, отвечать на вопросы: 1) к какому стратификационному элементу толщи относится наблюдаемая текстура; 2) каковы ее морфологические особенности; 3) каковы условия ее образования; 4) с какой стадией литогенеза связано ее возникновение; 5) какое значение может иметь данная текстура для целей производимого исследования; например, при расчленениях и (или) корреляции стратиграфических разрезов некоторые текстуры могут играть роль маркирующих признаков для отдельных свит или пачек слоев.

В литературе, посвященной классификациям текстур, предлагаются обычно частые классификации — для отдельных морфологических или чаще генетических групп текстур, или же для отдельных классов пород. Нередки и различного рода комбинированные (смешанные) классификации текстур [1 и др.].

Текстуры поверхностей напластования обломочных и глинистых пород подразделяются нами по способу их образования на абиогенные, или текстуры механического происхождения, обусловленные главным образом движением водной и воздушной среды отложения и частично перемещением влажного осадка, и биогенные — текстуры, возникшие в результате жизнедеятельности организмов. Абиогенные и биогенные в свою очередь подразделяются на ряд групп в зависимости от причин, вызывающих их образование (табл. 5-1).

Можно рекомендовать классификацию текстур по возникновению их в ту или иную стадию или подстадию литогенеза (табл. 5-2).

Первичные седиментационные текстуры (конседиментоглифты)*. Большинство текстур, наблюдаемых в седиментитах, возникает на ранней стадии лито-

---

* Если придерживаться того же принципа, то к структурным признакам осадочной толщи (свиты и т. п.) следует относить все то, что характеризует форму и размеры слагающих толщу отдельных слоев, линз, штоков и других видов обособления индивидуализированных горных пород; к текстурным признакам — такие черты сложения толщи, которые характеризуют особенности взаимоотношения составляющих ее элементов — слоев, линз и др.

Таблица 5-1

Текстуры поверхностей напластования

I. Абиогенные	II. Биогенные
Знаки ряби Трещины усыхания, мерзлотные и др. Глиптоморфозы кристаллов растворимых солей, льда Следы капель дождя и града Следы струй течения Следы струй стекания Конусовидные образования эолового происхождения Следы, оставленные влекомыми предметами Знаки внедрения и оползания осадка	Следы жизнедеятельности позвоночных: хищников, парнокопытных, птиц Следы жизнедеятельности ракообразных Следы жизнедеятельности ползающих организмов: червей, моллюсков

III. Знаки невыясненного происхождения: гиероглифы, Palaeodictyon и др. [1].

генеза — отложения осадка. К их числу относятся самые примечательные для седиментитов стратификационные текстуры, т. е. все проявления слоистости (в самом широком ее понимании — собственно слоистость, или наслоенность, слойчатость и слоеватость — как бы «недоразвитая слоистость»).

Все эти текстуры, являющиеся первичными в строгом смысле слова, как правило, наследуются осадочными породами, в которые преобразуются осадки, сохраняясь частично даже в метаморфических породах. Среди первичных текстур встречаются как биогенные, так и абиогенные.

Абиогенные делятся на: 1) поверхностные, или внешние (по отношению к слою) — экзоглиф, и 2) внутренние — эндоглифы и пероглифы.

Среди поверхностных различают: а) верхние — на верхней поверхности смол, или эпиглифы (например, знаки ряби) и б) нижние — на нижней поверхности смол, или гипоглифы (например, знаки — слепки).

Среди внутренних выделяют: а) слойчатость — большую группу слойчатых эндоглифов, образовавшихся в результате пульсации состава отлагающегося в виде слойков материала и (или) захоронения микрорельефа дна (например, знаков ряби) и б) слоеватость («слоистость без слоев», «недоразвитая слоистость» и т. п.) и вообще ориентированное расположение компонентов осадка (например, уплощенных галек в конгломерате, конкреций в глинах и т. д.); в) относительно более редкую группу сквозных текстур — пейроглифов (например, нептунических даек).

Поверхностные и внутренние текстуры часто генетически взаимосвязаны — когда внутренние образуются путем захоронения микрорельефа дна, в случае непрерывного течения процесса выпадения осадков того же самого или очень близкого типа. Новые порции осадка как бы залечивают все неровности или-

* Менее точным, но зато менее громоздким, было прежнее название — «синглифы» (Н. Б. Вассоевич, 1958 г.). Быть может, стоит сократить новое наименование до конседиглифов с аббревиатурой КСГ.

стого дна или, во всяком случае, настолько тесно сливаются с выпавшим ранее осадком, что в дальнейшем, после превращения осадков в породу, ее обычно уже не удается расколоть таким образом, чтобы можно было увидеть поверхность бывшего дна. Поверхностные текстуры превращаются во внутреннюю текстуру более или менее однородной породы.

Иное дело, если после возникновения на поверхности дна особых форм микрорельефа состав новых порций осадков заметно изменяется, например, поверх пелитового осадка начнет отлагаться более грубый зернистый. Тогда возникают шансы на фоссилизацию этих форм микрорельефа и образования поверхностных текстур.

При этом возможны два случая: 1) отложение зернистого осадка не сопровождается размывом ранее выпавшего пелитового и 2) такой размыв имеет место. Когда смена пелитового осадка зернистым сопровождается значительным увеличением скорости движения воды, а пауза в седиментации оказывается кратковременной или вовсе отсутствует, происходит обычно полное уничтожение прежнего микрорельефа на поверхности или образование нового. В случае однонаправленного движения воды вдоль дна нередко возникают параллельные течению бороздки размыва, которые и заполняются затем, при уменьшении скорости течения, песчано-алевритовым материалом. Такого типа знаки-слепки (рис. 5-1) нередки в геосинклинальных толщах — во флишевой и аспидной формациях (геогенерациях), а также в типичных для предгорных (краевых, передовых) прогибов молассах.

Рис. 5-1. Тирбоглифы (язычковые гипоглифы) на нижней поверхности слоя известковистого алевролита (I элемент циклита) из кемишдагского флиша (сеноман). Это слепки с желобков размыва глинистого ила течением, направленным с ВЮЗ (125°) на ЗСЗ (305°). На рисунке — снизу вверх. Река Ата-чай. Азербайджан

Имеют место и другие случаи, т. е. сохранение (при отложении более грубого материала поверх пелитового) всех особенностей донного микрорельефа, хотя, казалось бы, трудно допустить, чтобы поверхность тонкого пелитового ила не пострадала при транспортировке по дну песчано-алевритовых частиц.

В действительности же эта поверхность часто прекрасно сохраняется, и зернистый обломочный материал покрывает ил, отчетливо фиксируя своей нижней поверхностью все детали углублений и даже выступов, возникших

Таблица 5-2

Классификация текстур по возникновению их в ту или иную подстадию литогенеза

Стадии и подстадии литогенеза*		Сущность данной стадии литогенеза	Группы текстур (по стадиям)		Примеры текстур, возникающих в данную (или данные) стадию (стадии)		
Седиментогенез	Ранний седиментогенез	Начало формирования осадка с момента прекращения механического движения его частиц	Синглифы или конседиментационные (первичные) текстуры	Сингенетические текстуры, возникающие в момент отложения осадков. Ранние или собственно синглифы	А. Абиогенные. Знаки ряби, слоеватость, слойчатость	Б. Биогенные. Следы жизни на поверхности дна	
	Поздний седиментогенез	Завершение начального этапа изменения осадка в геохимических условиях, близких к условиям среды седиментации		Текстуры, возникающие в свежеотложенном осадке. Поздние синглифы	Трещины усыхания (в случае перерыва в седиментации)		
осадка и образование породы)	Ранний диагенез	Возникновение новой геохимической обстановки в массе осадков. Ведущее значение приобретают микробиологические процессы, интенсивность которых определяется количеством и характером органического вещества	диаглифы. Ранние	Диагенетические текстуры 1 рода, возникающие при преобразовании осадка в породу еще до захоронения его слоем другого осадка		Следы жизни в осадке — различного рода ходы илоедов, зарывающихся в ил организмов и т. д. Сюда относится большинство фукоидов	Подводно-оползневые деформации разного типа и масштаба
				Диагенетические текстуры 2 рода, также возникшие на ранней стадии диагенеза осадка, но уже покрытого осадком другого типа	Образование различных конкреций сентарий, глиптоморфоз и т. д.		

Диагенез (преобразование)	Поздний диагенез	Завершение процессов физико-химического перераспределения в геохимических условиях, возникших в осадке в результате его изоляции от среды, из которой он выпал; образование конкреций; завершение уплотнения, обезвоживания и т. д.	Поздние диаглифы	Позднедиагенетические текстуры, возникающие при завершении процесса преобразования осадка в породу	Нарушение слоистости при росте конкреции		
	Катагенез (изменение породы)	Преобразование минералов и породы под влиянием возрастающей температуры (до 250—300 °С), давления (до 2—3 тыс. атм)*** и изменения химического состава флюидов в результате взаимодействия различных смежных пластов	Катаглифы	Текстуры, возникающие в породах в результате их изменения при повышенном давлении и температуре (до указанных в предыдущем столбце пределов)	Сланцеватость. Кливаж. Фунтиковая текстура (конус-в-конус). Стилолиты в известняках. Ямки вдавливания на окатышах в конгломератах		
	Метаморфизм (в геологическом смысле термина)	Коренная перестройка осадочной породы под воздействием внутренней энергии Земли	Метаглифы	Текстуры, образовавшиеся при метаморфизме (в узком смысле термина) горных пород	Плойчатость. Будинаж. Очковая текстура		
	Гипергенез** (выветривание)	Изменение породы (главным образом, разрыхление, гидратация, окисление и т. д.) под влиянием поверхностных агентов, связанных с атмо- и гидросферой	Гиперглифы	Текстуры, возникающие при выветривании горных пород	Кольца выветривания. Микрокарстовые текстуры. Плойчатость гипса (результат гидратации ангидрита)		

* Начальные стадии — применительно к водным бассейнам.
** Может начаться до стадии катагенеза и даже раньше.
*** 1 атм≈10^5 Па.

на пелитовом осадке (рис. 5-2). Фоссилизация ненарушенного микрорельефа верхней поверхности пелита объясняется, с одной стороны, тем, что после его отложения нередко наступает пауза в седиментации, предшествующая началу формирования песчаного осадка, в течение которой ил успевает несколько «схватиться», а с другой — тем что скорость движения воды, при которой может начаться размыв пелитового осадка, больше скорости, при которой перемещаются по дну зерна песка даже 1 мм и более в поперечнике (рис. 5-3).

При изучении знаков-слепков важно установить происхождение первичных по отношению к ним текстур, отпечатки которых они представляют. Это могут быть как биогенные, так и абиогенные текстуры (знаки).

Среди биогенных различают отпечатки организмов, лишенных скелета, отпечатки различных построек, следы движения бентоса по дну водоема, углубления, образоваиные в осадке илоедами, и т. д. Среди абиогенных — следы движения придонных вод, например в виде царапин, образовавшихся в результате волочения каких-либо предметов по илистому дну (см. рис. 5-2) и т. д. Встречаются совместно био- и абиогенные (рис. 5-4).

К знакам-слепкам относятся многие текстуры на нижних поверхностях зернисто-обломочных пород — гиероглифах, которые столь характерны для флиша, а также, в меньшей мере, для других геосинклинальных формаций с флишеподобной ритмичностью. Вообще же они встречаются во всех толщах, в которых наблюдается более или менее резкая смена пелитовых осадков более грубыми— алевритовыми или псаммитовыми.

Среди текстур, наблюдающихся на верхних поверхностях песчано-алевритовых пород, особенно характерны знаки ряби*.

Принято характеризовать как абсолютные размеры элементов ряби (длину волны, амплитуду), так и относительные размеры, именуемые индексами ряби (1 и 2 индексы). Первый индекс характеризует относительную высоту, рельефность ряби. Он представляет собой отношение длины волны L к амплитуде ряби H (рис. 5-5). Второй индекс определяется величиной отношения l_1/l_2. Этот индекс характеризует степень асимметрии ряби.

По условиям своего образования знаки ряби делятся на воздушные, или эоловые (субаэральные), и водные (субаквальные). Эоловая рябь всегда резко асимметрична (рис. 5-6) и характеризуется максимальной величиной обоих индексов ряби.

Для эоловой ряби, пока не обнаруженной в ископаемом состоянии, У. Х. Твенхофел (1936 г.) приводит следующие цифровые данные: 1) длина волны колеблется обычно от 5 до 10 см; 2) амплитуда — от 0,3 до 0,6 см; 3) первый индекс более 20 (достигает 50 и больше).

Более разнообразны типы водной ряби, не представляющей редкости в ископаемом состоянии. Среди них выделяются две основные категории — знаки ряби, образующиеся вследствие поступательного движения воды (рябь течений), и знаки ряби, возникающие при колебательных движениях воды (осцилляционная рябь). Типичные представители этих категорий достаточно резко от-

---

* Поверхности со знаками ряби сохраняются в ископаемом состоянии и внутри песчано-алевритовых пластов, если при формировании последних поверх знаков ряби отлагалась пленка глинистого алеврита или глины. В таких случаях пласты могут раскалываться по пленкам. На одной поверхности раскола будут видны знаки ряби, на другой — их слепки.

Рис. 5-2. Нижняя поверхность известковистого алевролита с ксинмоглифом, т. е. со знаком-слепком царапин, образовавшихся на подстилавшем его илистом дне. Аптский флиш (свита тетрахеви). Р. Анис-хеви. Кахетия

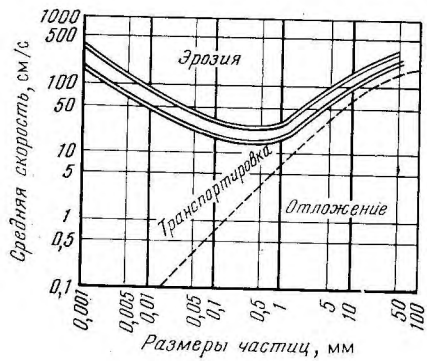


Рис. 5-3. Диаграмма Хьюлстрема, приближенно иллюстрирующая влияние средней скорости водного течения на транспортировку, отложение или, наоборот, размыв (эрозию) ранее отложенных частиц разного размера

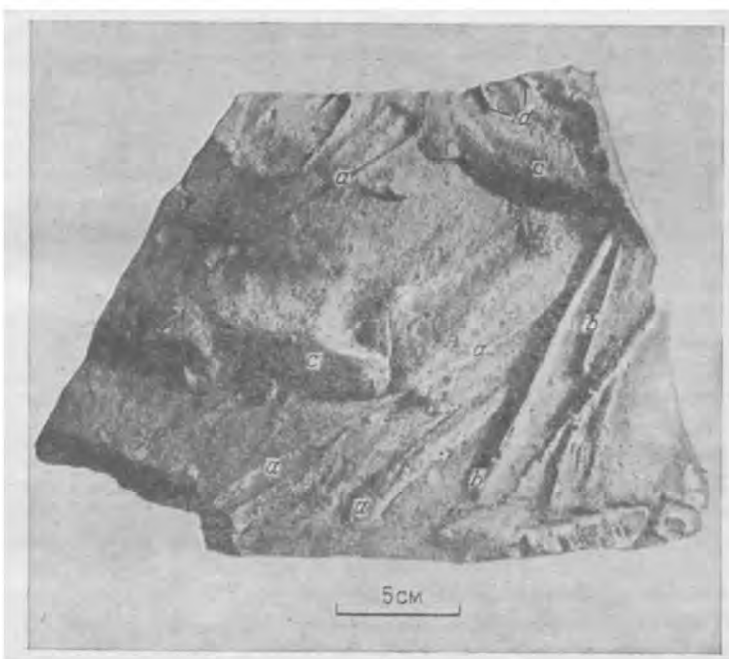


Рис. 5-4. Несколько генераций гиероглифов на нижней поверхности мелкозернистого известковистого песчаника (I элемента флишевой циклотемы — I ЭФЦ) из тетрахевского флиша Кахетии.

a **— ксинмоглифы — отпечатки царапин первой генерации;** ***b*** **— возникшие позже более глубокие царапины;** ***c*** **— крупные биоглифы;** ***d*** **— мелкие биоглифы самой поздней генерации**

личаются друг от друга. Рябь течений асимметрична; у нее второй индекс обычно больше 2. Рябь волнения (осцилляционная) обычно симметрична (второй индекс равен или близок к 1). У ряби течений гребни валиков нередко за-

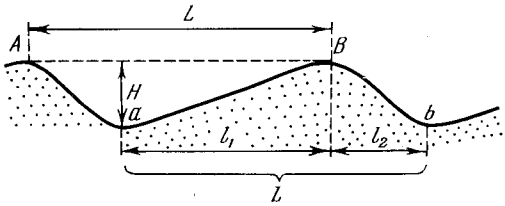


Рис. 5-5. Элементы ряби.
A и *B* — гребни валиков; *a* и *b* — подвалья; *Aa* и *Bb* — крутые склоны валиков; *L* — длина волны ряби; *H* — высота, или амплитуда ряби; l_1 — проекция пологого, а l_2 — крутого склонов валика

круглены; пологий склон их часто является выпуклым. У ряби волнений гребни обычно заострены, а склоны — несколько вогнуты.

К числу важнейших первичных текстур, возникающих на самых ранних стадиях образования седиментитов, относятся все явления слоистости (s. lato),

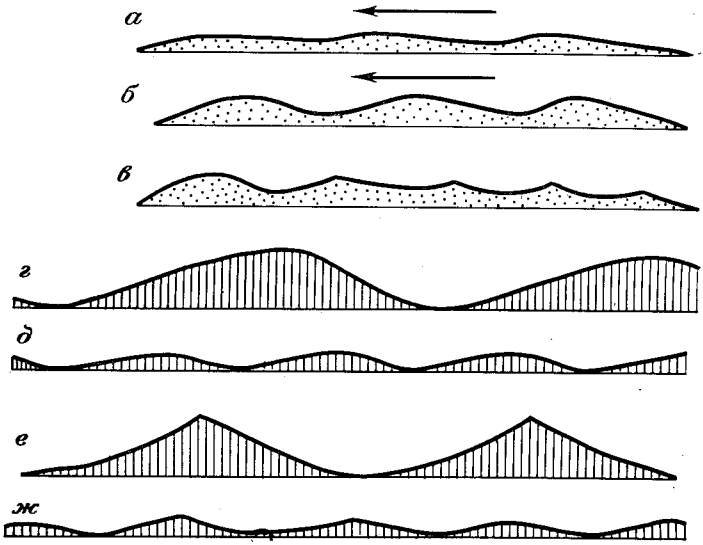


Рис. 5-6. Разрезы трех основных типов ряби (*а*—*в* — по Kindle). Внизу — различные типы ряби и отвечающие им первые индексы, по Шроку.
а — эоловая; *б* — образованная водным течением; *в* — волиовая; *г* — рябь водного потока с низким индексом (+5); *д* — эоловая с высоким индексом (+14); *е* — волновая с низким индексом (+5); *ж* — волновые следы ряби с высоким индексом

классификациям которых уделялось внимание многими исследователями (Л. Н. Ботвинкина, Е. П. Брунс, Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Жемчужников, Л. Б. Рухин, М. С. Швецов, Р. Шрок). В данном очерке используются термины, предложенные ранее нами.

Слоистость (s. lato), или стратификация, образуется: 1) благодаря более или менее отчетливо выраженному обособлению слоев самой различной толщины — от очень тонких, неразличимых визуально, до очень мощ-

ных; 2) благодаря в той или иной мере согласованной ориентировке отдельных компонентов породы.

Различаются три основные формы стратификации: 1) собственно слоистость (которую, во избежание путаницы со слоистостью вообще, т. е. в широком смысле термина, можно именовать наслоенностью, или наслоением) как текстуру сообществ пород; 2) слойчатость как внутреннюю текстуру слоев (наслоев); в прошлом как русские, так и зарубежные геологи нередко называли ее ложной слоистостью, и 3) слоеватость.

Собственно слоистость — наслоение — выражается в образовании индивидуализированных слоев (наслоев). Они обособляются друг от друга или вследствие различия в составе или благодаря наличию слоевых швов («плитковатость»), являющихся следствием пауз в седиментации. Имеет место также и наложение одного явления на другое. Каждому наслою (как и слоевому шву) отвечает вполне определенная фация, определенная обстановка осадкообразования. Слоистость (наслоение) возникает именно в результате смены (нередко — чередования) фаций. Надо различать миграционную слоистость, подчиняющуюся закону фации Иностранцева, Головкинского и Вальтера, и мутационную, на которую этот закон не распространяется.

К слоистости (стратификации) или, точнее, к наслоению относятся широко распространенные явления седиментационной цикличности, нередко и ритмичности или квазиритмичности.

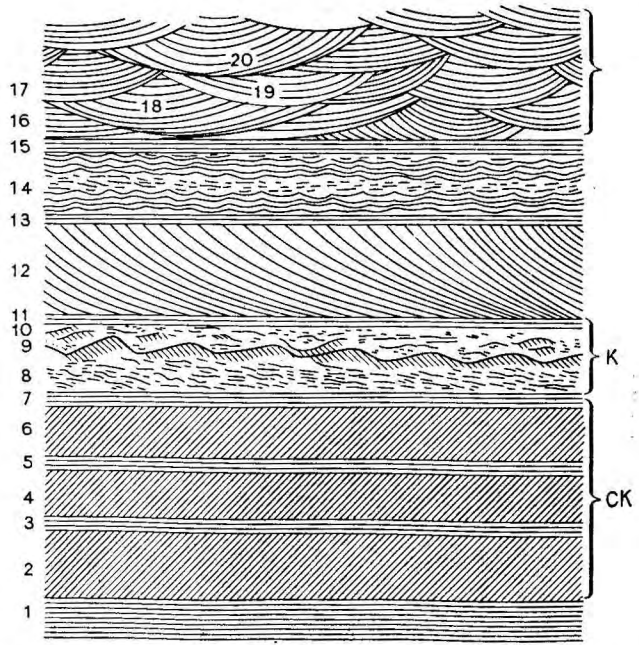
Слойчатость — внутренняя текстура слоев, результат захоронения поверхностных текстур, микрорельефа дна.

Слойчатость порождается более или менее ритмичными колебаниями интенсивности тех или иных факторов седиментации, например пульсацией скорости придонных вод, уменьшением или увеличением приноса обломочного материала и т. д. Колебания эти, однако, таковы, что они не только не порождают смену фаций, а наоборот, определяют единство каждой из данных обстановок осадкообразования.

В результате мелкой пульсации седиментационных факторов возникают слойки, первоначально горизонтальные или наклонные, в том числе и изогнутые (рис. 5-7, 5-8). Чаще всего наблюдается чередование слойков двух типов, один из которых нередко характеризуется большей толщиной и является основным. В таких случаях целесообразно различать пары слойков, своего рода микроциклиты. Толщина слойков обычно варьирует от долей до нескольких миллиметров, реже до нескольких сантиметров.

На практике обычно удается без особого труда выделять слои как основной текстурный элемент осадочной толщи и не путать их со слойками, относящимися к более низкой категории явлений. Иногда, однако, возникают затруднения в разграничивании слоев (наслоев) и слойков. В таких случаях могут быть полезными признаки различия между ними, сведенные в табл. 5-3, составленную Л. Н. Ботвинкиной (1965 г.) с учетом материалов Н. Б. Вассоевича (1958 г.).

К сожалению, Л. Н. Ботвинкина допустила терминологическую и вместе с тем и логическую ошибку. Разграничивая слойки и слои, она называет связанные с ними свойства одинаково — и собственно слоистость (напластование), представляющую собой текстуру толщ, и слойчатость — внутреннюю текстуру толщ. Оба явления, существенно различные, Л. Н. Ботвинкина, как и ряд других литологов, называет слоистостью.



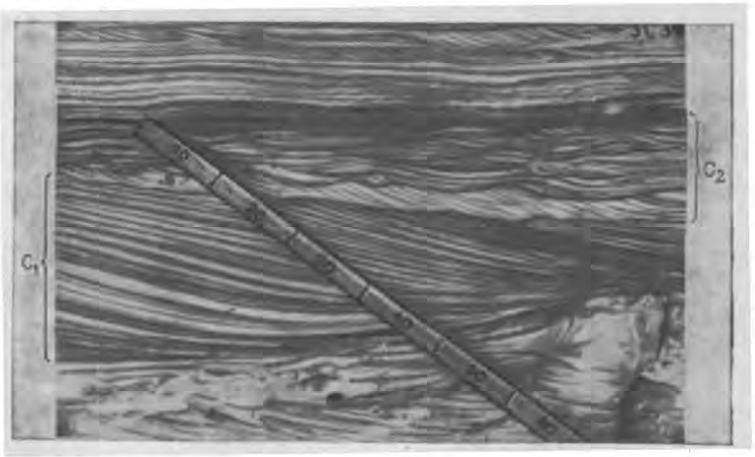


Рис. 5-8. Косослойчатые песчано-алевритовые отложения чокракского возраста (средний миоцен). Дагестан.

C_1 — серия моноклинальных косых слойков потокового типа; C_2 — слойки ряби — результат захоронения знаков ряби. Течение было направлено на ЗСЗ. Цена делений на рукоятке молотка — 10 см

Рис. 5-7. Слойчатость разного типа (схема), по Н. Б. Вассоевичу. Серии косых слойков, комплексы серий, сложные комплексы и ярусы:

1, 3, 5, 7, 11, 13 и *15* — серии горизонтальных слойков; *2, 4* и *6* — серии прямых однонаправленных косых слойков («диагональная», «потоковая» слойчатость); *8, 10* — косая слойчатость, обязанная своим возникновением знакам ряби (ряби течения); *9* — сохранившаяся поверхность ряби; *12* — серия изогнутых однонаправленных косых слойков («диагонально-касательный» тип слойчатости); *14* — косая слойчатость, образовавшаяся благодаря захоронению симметричных знаков ряби (осцилляционная рябь); *16—20* — серии мульдообразных косых слойков; *К* — комплексы серий; *СК* — сложный комплекс, состоящий из шести серий

Таблица 5-3

Различие признаков слоя и слойка (признаки 2, 4, 5, 6, 7а и 8 взяты по Н. Б. Вассоевичу, 1958 г., с некоторыми изменениями). Из книги Л. Н. Ботвинкиной (1965 г.)

Признаки		Слоевые единицы	
		Слой	Слоек
1. Сходство смежных единиц и их повторяемость (основной признак различия)		Смежные слои различны. Повторяемость только при правильном переслаивании или ритмичности (но при этом каждый слой имеет внутреннюю слойчатую текстуру)	Смежные слойки сходны и многократно повторяются (или образуют повторяющиеся сходные группы — «пары», «пачки», «ленты»)
2. Толщина (мощность)		Различная	Небольшая (от долей миллиметра до сантиметра)
3. Площадь (протяженность)		Обычно большая	В косой и волнистой слоистости невелика, в горизонтальной — может быть различной
4. Первичный наклон (до деформации)		Отсутствует или мал (не более нескольких градусов). Исключения редки	Может достигать 30—40° (и даже более) для косой и волнистой слоистости. В горизонтальной слоистости отсутствует
5. Внутренняя текстура		Слой может состоять из слойков	Слоек не может состоять из других слоевых единиц (слоек — низшая единица слоистости). Текстура его может быть выражена лишь в ориентировке частиц
6. Связь с породой		Слой объединяет одну породу со сходными признаками	Слойки могут быть внутри одной породы
7. Время образования	а) абсолютное	Более или менее длительное (чаще — многие годы, тысячелетия, реже — сезон)	Обычно — небольшое (чаще сезон, иногда часы, дни)
	б) относительное	Слой — чаще одновременное образование, но может быть и разновременным	Всегда одновременное образование

Продолжение табл. 5-3

Признаки	Слоевые единицы	
	Слой	Слоек
8. Условия образования	Возникновение слоев определяется каким-либо изменением в условиях осадконакопления	Общие условия седиментации неизменны. Возникновение слойков определяется незначительной пульсацией осадкообразующих факторов (может быть, лишь с некоторой направленностью их изменения)
9. Явление	Слоистость осадочных толщ или стратификация	Слоистость осадочных пород или слойчатость

Слоеватость. Как показывает само наименование — это слабая форма развития слоистости. Она характеризуется соответствующей ориентированностью части или большинства уплощенных частиц породы, не приводящей, однако, к возникновению слойков. Это как бы недоразвитая слойчатость; слойчатость, если так можно выразиться, без слойков. А. В. Хабаков писал о пунктирной слоистости, А. С. Корженевская — о черточной, другие литологи — о прерывистой, и т. д. Слоеватость нередко отмечается в глинах, содержащих примесь песчано-алевритовых частиц или растительный детрит. Ее обусловливают чешуйки слюды, уплощенные частички детрита и т. д. В конгломератах слоеватость выражается в горизонтальном или наклонном положении уплощенных галек и валунов (в других породах в расположении конкреций на одних и тех же уровнях). Если слоеватость обязана одинаковой ориентировке основных или часто встречающихся и более или менее равномерно распределенных компонентов породы, то она может быть названа сплошной и сильно выраженной.

Кратко охарактеризованные три типа стратификации находятся в прямой связи с закономерностями седиментации, в том числе и теми, которые обусловлены осадочной рассортировкой* исходного (материнского) для осадков вещества. Эта связь иллюстрируется схемой, приведенной в «Спутнике полевого геолога-нефтяника» (1964 г.).

Слойчатость, особенно косая (под которой обычно понимаются почти все виды негоризонтальной слойчатости), имеет очень большое значение, прекрасно показанное Ю. А. Жемчужниковым (сб. «Косая слоистость») и особенно Л. Н. Ботвинкиной. Слойчатость позволяет судить о среде осадконакопления (водная, воздушная), о фациальной обстановке (различные зоны моря, реки и т. д.). Поэтому изучение слойчатости следует считать одним из важных элементов литологических исследований.

Следует учитывать, что по одному случайному сечению можно получить далеко не полное, а иногда и ошибочное представление о форме слойков. Поэто-

* Это явление часто называют, вслед за Л. В. Пустоваловым, осадочной дифференциацией. Однако она диалектически связана с интеграцией и поэтому лучше говорить о рассортировке.

му косую слойчатость надо наблюдать в различных сечениях, лучше всего в двух взаимно перпендикулярных направлениях — поперечном и продольном.

При изучении косослойчатых текстур рекомендуется характеризовать как взаимоотношения слойков, так и соотношения их с границами серий, если они достаточно четко выражены, а также соотношение серий друг с другом. Кроме того, следует отмечать крутизну и направление наклона косых слойков (а в случае волнистой слойчатости — ориентировку волн), толщину слойков, мощность серий, черты различия между основными типами слойков и т. д.

Описание слойчатых текстур необходимо сопровождать большим количеством ориентированных зарисовок и фотографий, отбором проб для исследования гранулометрии, минералогического состава пород и других видов анализа.

Диагенетические текстуры (диаглифы). Нередко в осадке вскоре после его отложения возникают вторичные текстуры, которые, в отличие от текстур, образующихся в породе на более поздней стадии литогенеза, можно именовать ранневторичными, или диагенетическими. Среди них известны как биогенные, так и абиогенные текстуры (знаки).

Из биогенных диаглифов наибольшм распространением пользуются фукоиды, особенно примечательные для флиша, но встречающиеся и в других формациях. Многие исследователи относили фукоиды к ископаемой флоре из-за их сходства с растительными остатками. В настоящее время твердо установлено, что фукоиды представляют собой ходы различных илоедов, преимущественно червей (R. Richter, 1936 г.; Н. Б. Вассоевич, 1951 г., 1953 г.).

Среди абиогенных диагенетических текстур пользуются значительным распространением всякого рода конкреции и вторичные нарушения слоистости, обусловленные подводным оползанием.

Большинство конкреций возникает на разных этапах стадии диагенеза. Для полноты картины следует упомянуть также о так называемых сингенетических конкрециях и о сходных с ними конседиментационных образованиях, также нередко относимых к конкрециям.

Сингенетические конкреции возникают на таких участках бассейна, где происходит очень медленное накопление слоя осадков. Здесь конкреции могут возникнуть на поверхности осадка и продолжать расти на дне за счет биохимических или физико-химических процессов. К сингенетическим конкрециям относятся, например, железо-марганцевые желваки, лепешки и т. д., обязанные своим возникновением железобактериям, а также — водорослевые желваки.

Нередко к сингенетическим конкрециям относят копролиты или включения механического происхождения.

Диагенетические конкреции образуются внутри осадка, чаще всего в пелитовых осадках (глинистых, карбонатных и смешанных), реже — в песчано-алевритовых. Среди этих конкреций можно различить по способу образования конкреции цементации, замещения и вытеснения первичного осадочного материала.

Конкреции классифицируют также по форме, по внутреннему строению, в частности, по наличию или отсутствию в них трещин, заполненных тем или иным минералом (септарии) и т. д. Существенное значение имеет классификация по составу. Конкреции бывают кремнистыми, известковыми, лимонитовыми, сидеритовыми (глинисто-сидеритовыми), марказитовыми, пиритовыми, меднорудными, фосфоритовыми, баритовыми и другими. Они рассматриваются в соответствующих разделах «Справочника».

Подводнооползневые деформации отложений очень широко распространены в геосинклинальных и переходных формациях. Встречаются они и в платформенных формациях, особенно на склонах конседиментогенных (С. С. Шульц) поднятий. По своему масштабу подводнооползневые образования могут быть самыми различными — от небольших зон смятия в несколько сантиметров толщиной до грандиозных — в десятки метров мощностью и протяженностью в несколько километров. Иногда зоны подводнооползневых масс принимались за результаты тектонических явлений — дислокационные смятия, надвиги и т. д. (М. Н. Шатский, 1929 г.). В книге Н. С. Шатского можно найти много прекрасных зарисовок и фотографий различного типа ископаемых под-

Рис. 5-9. Алевритовые «колобки» — рулетоподобные образования, возникшие вследствие подводного оползания пропитанного водой осадка, обладающего высокой тиксотропичностью. Средний миоцен. Дагестан. Фото Н. Б. Вассоевича

водных оползней (истолкованных, однако, неправильно). Того же порядка явления хорошо описаны и верно объяснены Н. Ю. Успенской (1933 г.). Можно указать еще на работу Н. Б. Вассоевича и С. Т. Короткова (1935 г.).

В обзорах текстур осадочных пород принято рассматривать лишь небольшие зоны нарушения. Они возникали чаще всего в алевритовых и глинисто-алевритовых осадках. При оползании насыщенных водой осадков возникают прихотливые складочки. Прослои алевритов среди глин или алеврито-глинистых отложений нередко образуют очень характерные, обычно несколько удлиненные «рулеты» — оползневые колобки (рис. 5-9). Описания и изображения их можно найти в «Спутнике полевого геолога-нефтяника» (изд. 2-е, 1954 г.).

Высокая тиксотропность алевритовых осадков обусловливает образование не только различных текучих «текстур» — реоглифов (Н. Б. Вассоевич, 1953 г.), но и «текстур внедрения», в частности тех, которые в ископаемом состоянии приурочены к границе алевролита и подстилающей его пелитовой породы (рис. 5-10).

К диагенетическим текстурам относятся также «нептунические», или «кластические дайки», впервые описанные акад. А. П. Павловым. Это жилы, образованные осадочным материалом, чаще всего песчано-алевритовым. Дайки

бывают двух типов (Р. Шрок, 1950 г.) — одни из них представляют собой результат заполнения сверху рыхлым осадком трещин, образовавшихся на дне бассейна (при землетрясениях, при оползневых явлениях); другой тип даек, менее распространенный, возникает при внедрении пластичного осадка (например, плывуна) снизу в покрывающие его отложения (рис. 5-11).

Текстуры, возникающие в стадию катагенеза. В стадию катагенеза (именуемую иногда неточно также эпигенезом) образуется несколько характерных типов текстур, обязанных своим происхождением повышению растворимости

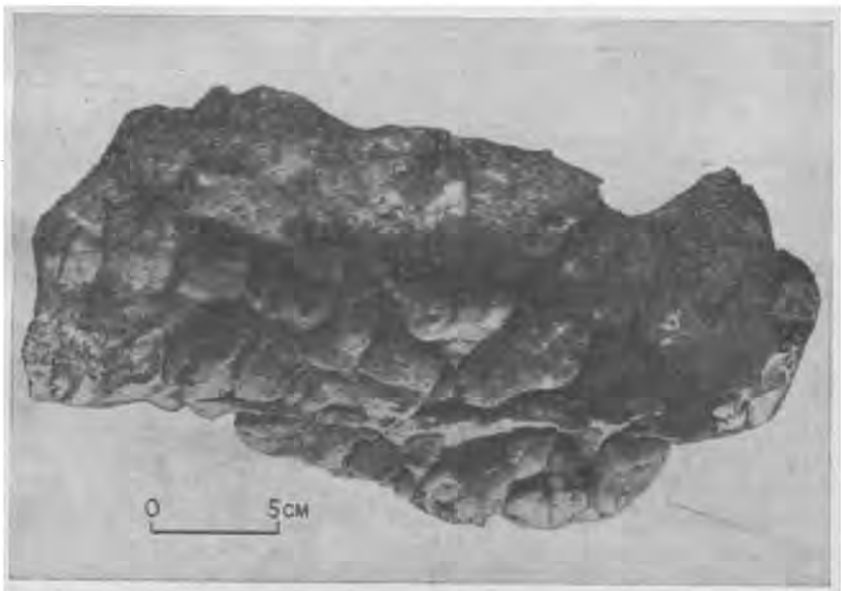


Рис. 5-10. Бугорчатая нижняя поверхность кварцевого алевропсаммита из нижнего чокрака (урочище Уйташ, Дагестан). По-видимому, это теггоглифы, т. е. знаки внедрения песчаного материала в подстилающий его пропитанный водой мягкий глинистый ил

$CaCO_3$ (главным образом) в местах повышенного давления. К числу таких текстур относятся стилолиты, наблюдающиеся в известняках (рис. 5-12). Они образуются первоначально как небольшие эндогенные трещины, вдоль которых происходит медленное растворение породы. На поверхности трещин остается нерастворимое в воде вещество, обычно более темного цвета, чем сама порода. К. К. Зеленов (1955 г.) считает, что стилолиты, представляющие собой своеобразные «швы растворения», образуются в породах в стадию не только катагенеза, но и диагенеза. Литература о стилолитах приведена в книгах Л. Б. Рухина (1961 г.) и Р. Шрока (1950 г.).

Фунтиковая текстура, или текстура «конус-в-конус», также связана с карбонатным веществом осадка. Она наблюдается в слое породы, содержащем более 50% карбонатного материала и имеющем толщину в несколько сантиметров (обычно менее 10—15 см). Этот слой или составляет оторочку конкреций или приурочен к линзам и линзовидным прослойкам карбонатных, гли-

нисто-карбонатных (например, глинистых сидеритов) или реже других пород среди глинистых отложений.

В дислоцированных породах, особенно в пелитовых или пелитоморфных, в стадию позднего катагенеза может развиваться кливаж, в частности — слан-

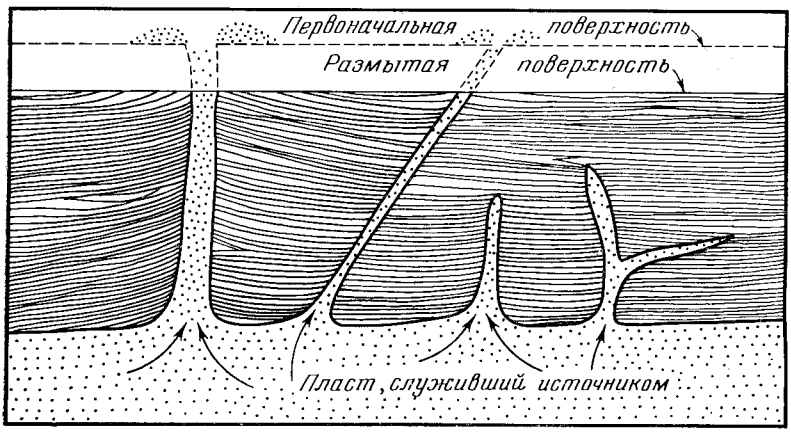


Рис. 5-11. Схема образования инъецированных даек. Часть трещин пересекла весь покрывающий пласт, и песчаный материал был «извергнут» по ним на поверхность. По Шроку (1950, с. 241, фиг. 171)

цеватость. Эти текстуры, как и всякого рода трещиноватости, а также различные формы тектонических дислокаций, уже выходят за рамки петрографии и рассматриваются в общей или физической геологии и в тектонике.

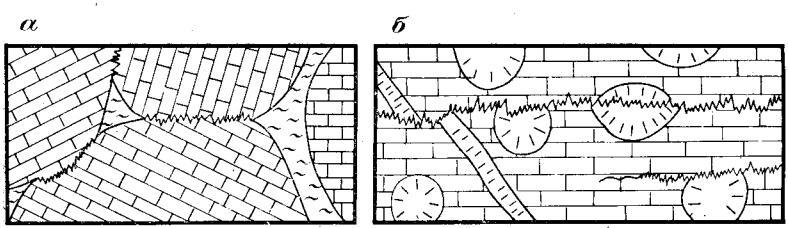


Рис. 5-12. Стилолиты, 1/2 нат. вел., по Г. И. Бушинскому (1961 г.).

а — стилолитовые швы в конгломерате, развитые в пределах контакта галек; конгломерат состоит из галек известняка и мергельного цемента (девон. Северный Урал); *б* — стилолитовые швы в известняке, пересекающие стеблн кораллов и прожилок кальцита (верхняя юра, Крым)

К катагенетическим знакам относятся ямки-вдавления (Eindrücken — швейцарских геологов, энтиоглифы — по терминологии Н. Б. Вассоевича) на поверхности галек и валунов карбонатных и, в меньшей степени, кремнистых пород (рис. 5-13). Ямки-вдавления образуются при длительном давлении окатышей друг на друга. Замечено, что те окатыши, которые являются «виновниками» вдавлений, образованы относительно менее растворимыми (или почти вовсе нерастворимыми) в воде породами, чем окатыши, в которых возникли ямки. Кроме того, вдавливаемые участки галек обычно (а при одинаковом

составе — обязательно) имеют заметно меньший радиус кривизны, чем участки, на которых образовались углубления.

Ямки-вдавления образуются в течение длительного времени, измеряемого сотнями тысяч, если не миллионами лет. В новейших и обычно в верхнечетвертичных конгломератах они вовсе не наблюдаются. Если иметь в виду карбонатные породы, то можно сказать, что ямки-вдавления достигают максимума чаще всего в миоценовых отложениях. Этот максимум является вместе с тем

Рис. 5-13. Валун палеозойского известняка (из молассоидных конгломератов Ферганы) с многочисленными ямками — вдавлениями, возникшими в результате ускоренного и усиленного растворения углекислой извести под давлением со стороны более мелких галек некарбонатных пород. Типичные знаки для стадии катагенеза — катаглифы. Коллекция Н. Б. Вассоевича

и пределом: в более древних отложениях глубина отпечатков на известняках и доломитах не становится бо́льшей*.

Текстуры, возникающие в зоне гипергенеза. Когда осадочные породы, претерпевшие опускание и приспособившиеся к глубинным условиям, начинают, благодаря изменению знака движения и вступлению в силу денудации, приближаться к дневной поверхности, то они попадают в новую геохимическую обстановку и подвергаются воздействию сначала факторов глубинного, или скрытого, гипергенеза (регрессивного эпигенеза, по терминологии Л. Б. Рухина), а затем и более активных агентов поверхностного, или явного, выветривания. В эту стадию существования пород в них нередко возникают особые текстуры.

Из числа текстур, образующихся на ранних стадиях гипергенеза в отложениях, еще не достигших поверхности литосферы, можно отметить слойчатость гипса, происшедшего из ангидрита. Гидратация последнего приводит к значительному увеличению объема, и слои гипса вынуждены деформироваться в мелкие складочки.

---

* Этого нельзя сказать о кремнистых окатышах. В верхнетретичных отложениях они обычно лишены ямок или несут лишь следы вдавления в них соседних галек. В более же древних конгломератах такие ямки-вдавления иногда выражены более ярко.

Нередко в подвергшихся выветриванию осадочных породах возникают различно окрашенные концентрические оболочки, так называемые кольца выветривания (они могут быть любой формы). Некоторые из таких образований обязаны явлению Лизеганга, но большая часть оторочек обусловлена просто различной глубиной проникновения в породу водных растворов, производящих ее изменение.

Целый ряд текстур, связанных с воздействием факторов гипергенеза на осадки в относительно краткие моменты перерыва (паузы) в осадконакоплении, следовало бы вообще выделить в особую группу (анагоглифов). К числу таких текстур относятся трещины усыхания (рис. 5-14), отпечатки капель дождя,

Рис. 5-14. Нижняя поверхность песчаника с сетью выступающих «жилок» — заполненных песчаным материалом трещин усыхания, возникших на поверхности ила, на котором отпечатались следы стегоцефала, по O. Abel (1935 г.)

следы растворения или размыва ранее отложенных осадков, следы передвижения животных (см. рис. 5-14), отпечатки кристаллов льда или соли.

Так как пауза в седиментации сопровождается обычно также и сменой типа осадка, то большинство знаков такого рода приурочено к границе между слоями. Они иногда наблюдаются лишь в форме слепков, т. е. негативных знаков (проглифов).

Биоглифы*. Особого внимания заслуживают весьма разнообразные биоглифы, именуемые в немецкой литературе Lebensspuren, а в англоязычной — Trace fossils. Эти биоглифы имеют большое палеонтологическое — стратиграфическое и экологическое значение. Вместе с механоглифами они проливают свет на условия седиментации отложений и последующего их диагенеза.

Богатый материал о биоглифах и вообще биосомах — следах жизни содержится в [1], можно назвать также книгу О. С. Вялова (1966 г.). Заслуживают внимания публикации Р. Ф. Геккера (1957 г., 1962 г.). Некоторое внимание биоглифам уделял Н. Б. Вассоевич (1953 г., 1954 г., 1956 г., 1958 г.). Из зарубежных авторов надо прежде всего отметить О. Абеля (Abel, 1935 г.), Дж. Лессертиссёра (Lessertisseur, 1955 г.), монографию, изданную под редакцией Т. П. Креймса и Дж. К. Херпера, «Trace fossils» (1970 г.), труды западно-

* Автор этого термина Н. Б. Вассоевич первоначально понимал под биоглифами только биогенные гиероглифы, т. е. знаки на нижней и/или (реже) верхней поверхностях слоев и не относил к ним явно биогенные образования внутри пластов (наслоев), напр., фукоиды. В настоящее время понятие о биоглифах расширилось и к ним можно относить вообще все текстурно выраженные следы жизни.

германского ученого А. Зейлахера (Seilacher, 1958 г., 1954 г.), а также монографию польского проф. М. Ксёнжкевича.

Особенно богата биоглифами флишевая геогенерация. В ней много разнообразнейших биогенных гиероглифов (рис. 5-15, 5-16, 5-17) и собственно фукоидов — внутрислоевых ходов червей-илоедов, выполненных более или менее отличным веществом, чем окружающая (вмещающая) их порода (рис. 5-18)*.

Нередко биоглифы сочетаются с механоглифами. На рис. 5-19 представлена фотография нижней поверхности алевролита с негативными знаками — слепками языковых бороздок размыва, возникших в виде углублений на подстилавшем алевролит пелитовом осадке.

Рис. 5-15. Rhizocorallium — биоглиф в мергеле. Коньякский флиш. Окрестности ж.-д. ст. Яшма. Азербайджан

Слоистое сложение свит. Особенности смены слоев и различные типы их сочетаний в серии осадков относятся к более высокой категории текстур — к текстурам (сложению) литом (пачек слоев, свит и т. д.). Последовательность слоев в разрезе, их чередование характеризуются определенными закономерностями, то сразу бросающимися в глаза, то требующими специальных наблюдений для их открытия. Для изучения сложения толщ необходимо выявить: 1) набор основных типов пород, слагающих данную пачку отложений и представляющих собой ее элементы; 2) разновидности этих типов, являющихся вариациями элементов; 3) закономерности в смене, чередовании, повторении слоев этих пород в разрезе; нередко удается выявить цикличность разного порядка в сложении свит во флише, в угленосных толщах и т. д.

Как отмечалось выше, текстуры слоев и их сочетаний (литом, или стратилитом) позволяют отличать опрокинутые положения отложений от нормального. Соответствующие критерии вместе с другими приведены ниже.

Признаки, позволяющие отличить нормальное положение слоев от опрокинутого (перевернутого).

I. Палеонтологические.

II. Стратификационно-литологические.

III. Тектонические.

IV. Прочие (разные).

К палеонтологическим относятся: 1) возраст органических остатков; 2) положение захороненных и перезахороненных ископаемых; 3) следы жизни

* Для флишевой геогенерации (и для граувакк) примечательны также и механоглифы. Они прекрасно описаны и изображены в монографии польского геолога С. Джулинского и английского литолога Э. Уолтона (Dzulynski, Walton, 1965 г.).

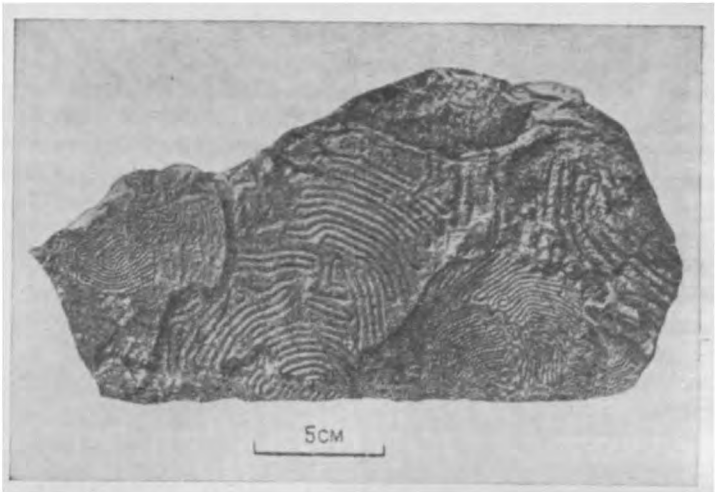


Рис. 5-16. Heominthoidae labyrinthica H e e r. — биоглифы. Эоценовый флиш. Брегенцский Лес, Австрия

Рис. 5-18. Chondrites — особого рода фукоиды — ходы червей-илоедов внутри слоев, выполненные материалом вышележащего слоя. Более широкие ходы (4—5 мм)— это Chondrites forma furcatus S t e r n b.; более узкие — Ch. forma intricatus B r o n g n. Верхнемеловой (сеноиский) флиш. Кахетия. Коллекция Н. Б. Вассоевича.

Рис. 5-17. Нижняя поверхность сильно известковистого песчаника. Биоглифы описаны проф. И. В. Палибиным в 1932 г. по коллекциям Н. Б. Вассоевича как Fucusopsis angulatus P a l i b. Верхнемеловой флиш. Р. Псекупс, Краснодарский край. Коллекция Н. Б. Вассоевича

(ихнофоссилии), в частности фукоиды — крупные ходы илоедов направлены большей частью вниз и выполнены веществом вышележащего осадка; 4) прижизненное положение ископаемых: а) одиночные параллельно ориентированы узким концом вниз; б) морские ежи — уплощением вниз; в) корешки растений ветвятся вниз.

Стратификационно-литологические наиболее многочисленны и в случае палеонтологически немых толщ часто позволяют легко отличить опрокинутое залегание слоев от нормального. Среди них различают связанные: 1) с внутренними текстурными особенностями слоя; 2) с внешними текстурными — с поверхностями наслоения; 3) с характером взаимоотношения слоев. К числу первых относятся: а) отсортированная, или «градуированная» (фракционированная) слойчатость («Graded bedding») — результат гранулометрической дифференциации — более крупные зерна в нижней части слоев; б) подобная же отсортированность в небольших пластах вулканического пепла — в нижней их части более грубый материал и нередко обогащение биотитом; в) косая слойчатость — слойки вогнуты и расходятся кверху; сверху же срезаются; книзу выполаживаются (до касательной к основанию слоя и/или параллельным ему поверхностям).

Рис. 5-19. Нижняя поверхность алевролита I элемента флишевого циклита (I ЭФЦ) со знаками двух генераций. Более ранняя — язычковые тирбоглифы (негативные слепки с борозд размыва). Вторая генерация — биоглифы в виде круглых валиков (ходов пескожилов). Закарпатский флиш (мел или палеоген). Р. Уж. Карпаты. Коллекция И. Г. Баранова

К числу признаков, основанных на характерных отличиях нижней поверхности пласта от верхней, относятся а) знаки ряби — в симметричных валиках острые гребни направлены вверх; б) гиероглифы — чаще и более резки на нижней поверхности мелко- и среднезернистых пород; вообще нижняя поверхность слоев обломочных пород часто выражена более резко, чем верхняя; в) отпечатки капель дождя (вогнуты книзу); г) трещины усыхания — на верхней поверхности пласта — сеть жилок, часто из более грубого материала; на нижней — выступающие ребра из этого материала.

Отличить нормальное залегание от опрокинутого можно по характеру соотношения слоев, прежде всего: по несогласному залеганию слоев, а также по закономерной смене пород в циклитах и циклотемах; например, в отложениях с сезонной слоистостью (в частности, в варвах) нижняя граница летнего слоя обычно более резкая, чем верхняя; во флишевых многослоях четко выражена

смена кверху слоя с псаммитовой или алевритовой структурой слоем с пелитовой структурой и т. д.

К тектоническим признакам относятся: 1) наклон плоскостей кливажа — более крутой на нормальном крыле складки и более пологий на опрокинутом (рис. 5-20, *а*); 2) углы падения — нормальные крылья складок положе опрокинутых; 3) относительное перемещение пород при пластовых подвижках (рис. 5-20, *б*) и 4) форма складок волочения (рис. 5-20, *в*).

К числу прочих (разных) признаков относятся: а) нептунические дайки — большая часть их отходит от песчаных пластов вниз; книзу они и выклиниваются (известны, однако, песчаные жилы, внедряющиеся в вышележащие

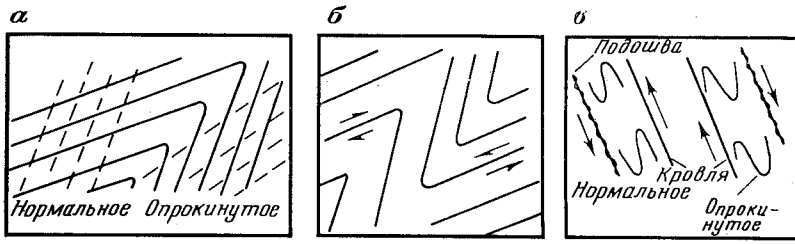


Рис. 5-20. Тектонические признаки нормального и опрокинутого залегания слоев

слои; поэтому надо проявлять осторожность); б) лавовые потоки — верхняя часть их более пузырчата (миндалины крупнее); вытянутые миндалины разветвляются книзу; в) в потоках подводных лав (pillow-laves) более крупные «подушки» уплотнены снизу; г) подводные оползни — сползание, естественно, шло вниз по первичному уклону дна водоема.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 1—3. М., 1962—1973.

2. *Лапинская Т. А., Прошляков Б. К.* Основы петрографии. М., Недра, 1974. 240 с.

Глава 6

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

Явления, описываемые в литературе под названиями «цикличность», «ритмичность», «периодичность», широко распространены в природе и свойственны многим осадочным толщам. Изучение этих явлений имеет исключительно большое научное и практическое значение. Они в значительной мере определяют формирование и распределение в осадочной оболочке Земли многих полезных ископаемых. Результаты изучения цикличности и периодичности осадочных процессов и их продуктов — осадочных толщ представляют также значительный интерес для расчленения и корреляции разрезов, выявления особенностей эволюции тектонических движений и климата и для решения целого ряда других геологических вопросов.

При рассмотрении явлений цикличности и повторяемости в осадочных толщах весьма важно прежде всего внести достаточную определенность в терминологию, весьма запутанную по вине ряда авторов. Современное состояние проблемы освещено в [1, 3—9] и других работах.

Явления седиментационной цикличности относятся к частным, хотя и чрезвычайно распространенным случаям сочетания слоев осадочных пород, или седиментитов, т. е. к явлениям надпородного уровня (Н. Б. Вассоевич, В. В. Меннер, 1978 г.). Наиболее обычными, самыми распространенными элементами, «клеточками» седиментационных систем этого уровня являются слои седиментитов. Именно их сообщества (ассоциации слоевых единиц) образуют самые различные циклы (цикломы). Поэтому прежде чем описывать явления цикличности, следует уточнить понятия, связанные со слоистостью, или стратификацией.

Можно различить четыре типа стратификации (или слоистости в самом широком, но совсем точном смысле слова).

1. Веристратификация, или собственно слоистость. Это самая характерная текстура осадочных отложений, текстура свит, пачек, пакетов, слоев, вообще любых ассоциаций осадочно-слоевых единиц.

2. Субстратификация, или слойчатость — внутренняя текстура слоев, т. е. слоистость (s. lato) более низкого ранга: единицей, элементом слойчатости является слоёк, вернее — пары слойков.

3. Анхистратификация, или слоеватость. Это как бы недоразвитая слоистость, «слоистость без слоев», «пунктирная», или «черточная» слоистость и т. д. Слоеватость обусловлена ориентировкой включений или частиц основной массы в породе, например листочков слюды или мелкого уплощенного растительного детрита в глинах и т. д., уплощенных валунов и (или) галек в конгломерате (и тогда слоеватость может быть изначально наклонной, косой — если уплощенные окатыши ориентированы наклонно к основной слоистости, к границам пластов).

4. Мультистратификация, или многослойность. Это все случаи сочетаний слоевых единиц, многослоев разного масштаба и порядка. Любые сочетания слоев как закономерные с историко-генетической точки зрения, так и выделяемые искусственно в тех же целях, предложено именовать литомами (lihtomes). Этот термин образован по модели биом (biome), только био заменено на лито (Н. Б. Вассоевич, В. В. Меннер, 1978 г.). Он получил одобрение выдающегося американского геолога Х. Хедберга, но как терминологическая основа для сообществ вообще всех горных пород.

Литомы циклического строения именуются циклосомами, или циклотемами [3, 4].

Очень важным понятием является понятие о слое как об основной текстурной единице слоистых осадочных образований.

Слой породы — это первично горизонтальная или почти горизонтальная пластина седиментита; это и форма и вещество геологического тела, с более или менее параллельными (эквидистантными) нижней и верхней поверхностями. Слой существенно однороден по вертикали; он однороден и на большее или меньшее расстояние по латерали. Слои обычно имеют мощность от нескольких миллиметров до нескольких дециметров, реже больше.

Весьма важно различать две категории слоев — миграционные и мутационные (Н. Б. Вассоевич, 1949 г.).

Миграционные слои подчинены закону фаций, приписываемому то Иностранцеву, то Головкинскому, то Вальтеру. Эти слои не синхронны на всем своем протяжении; они характеризуются как бы возрастной анизотропией, различной в разных направлениях; например, морские отложения вдоль береговой зоны могут быть синхронными на большом протяжении, а поперек этой зоны обнаруживать возрастное скольжение.

Мутационные слои не подчинены упомянутому закону фаций и синхронны или почти синхронны на всем своем протяжении. Они обязаны не миграции фаций, фациальных обстановок, а резкой смене обстановки отложений осад-

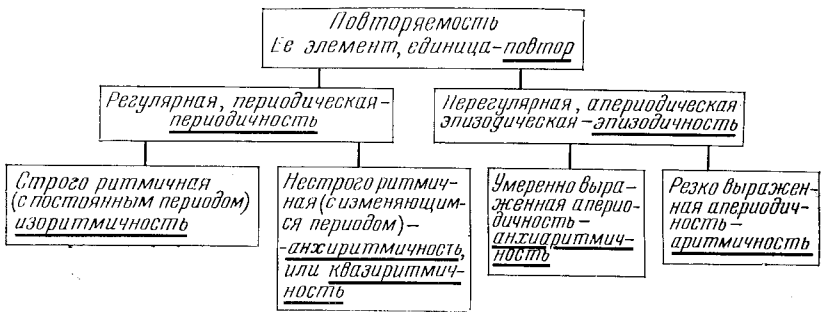


Рис. 6-1. Классификация явлений повторяемости

ков, например, в силу резкой смены солености вод бассейна седиментации, или выпадения из воздуха вулканического пепла, или развития мощного подводного оползня из-за цунами и т. д. и т. п.

Пласт — это термин свободного пользования. В одних случаях пластом можно назвать один слой, например в случае, когда он чем-либо примечателен — выделяется в обнажении благодаря своей устойчивости или особой окраской и т. д. Или на каротажной диаграмме скважины обращает на себя внимание пиком. Пластом часто называют слой полезного ископаемого, например ископаемого угля. Пласт может содержать прослойки и т. д.

Повторяемость — самый общий и широкий термин (свободного пользования), отражающий знакомые всем явления, необычайно широко распространенные в природе и свойственные мышлению. Этот термин охватывает все случаи повторения чего-либо (или кого-либо) во времени и(или) пространстве.

Повторяемость можно классифицировать по ряду признаков, в частности — по регулярности повторов, по степени эволюции последних и т. д. (рис. 6-1).

Повтор — автономная единица повторения; то, что повторяется. В разрезе осадочных образований, или седиментитов, характеризующемся явлениями седиментационной повторяемости, особенно регулярной, совершенно неизбежна двухтактность каждого повтора (1—2; 1—2; 1—2 и т. д.). В крайнем случае может быть 0—1; 0—1; 0—1, где «0» — это пауза в седиментации, диастема, «щель», иногда еле различимая, пленка другой породы (например, нерастворимого в HCl остатка между слоями известняка и т. д.). Иначе однородные слои сольются в одну однородную толщу. Именно поэтому можно утверждать, что в серии повторов каждый из них представляет собой цикл (литоцикл). Однако нельзя считать, что каждый цикл является повтором; циклы могут быть и единичными.

Периодичность — более или менее регулярная, равномерная повторяемость какой-либо реалии (явления, предмета) во времени и (или) пространстве через

равные или близкие по величине интервалы. Условно можно принять за предел колебания величины интервала 1,5—2. Если же отношение наибольшего к наименьшему интервалу несколько превышает 1,5—2, то лучше говорить о квазипериодичности. Если разброс величины интервала значителен, то лучше не говорить о периодичности, чтобы избежать катахрезы — нерегулярная периодичность.

Стадия — определенная ступень, этап, период в развитии чего-либо, фаза развития (онтогенеза s. lato). В каждом цикле (см. ниже) по меньшей мере две стадии (два этапа, две фазы).

Стадии подчинены 3 таксона — подстадия, градация и субградация.

Термин стадия используется очень широко. Часто ему придают, в зависимости от целей исследований, то или иное вполне определенное значение. Во избежание недоразумений рекомендуется в таких случаях добавлять к слову «стадия» соответствующий пояснительный терминоэлемент, например, стадия катагенеза, подстадия протокатагенеза, градация $МК_2$ мезокатагенеза, регрессивная подстадия и т. д.

Стадийность, или стадиальность — наличие стадий в развитии реалий; свойство стадиального. Понятие, перекликающееся с понятием о цикличности, но более широкого значения (менее обязывающего). Кроме того, оно свободно от той коннотации, которой страдает (с терминологической точки зрения) термин цикличность — с ним, в представлении многих авторов, ассоциируется явление повторяемости (которая вовсе не обязательна!). Уже по одному этому предпочтительней говорить о стадийности (стадиальности) некоторых процессов, например нефтеобразования, а не об их цикличности (И. М. Губкин и вообще большинство советских и зарубежных нефтяников так поступало и поступает).

Этап — термин свободного пользования для обозначения как любой обоснованно выделяемой части пути, дистанции, так и определенного промежутка времени; а в геологии, чаще всего для наименования какой-либо стадии, или подстадии, или же ряда стадий того или иного процесса, любого отрезка времени в развитии этого процесса.

Иногда с термином «этап» связывают вполне определенное специальное («профессиональное») значение. Это явление заслуживает осуждения, особенно если при этом допускается свое собственное (узко профессиональное) толкование других терминов, например таких, как цикл, ритм и т. д. В этой связи можно привести определение этапа из одной книги справочного характера.

«Этап — 1. Отрезок времени формирования рельефа, соответствующий геоморфологическому циклу [10]. По Ю. Ф. Чемекову (1967 г.), этап может охватывать и несколько циклов.

—2. Крупная единица геоморфохронологической шкалы продолжительностью $22—88 \cdot 10^6$ лет. Соответствует геологическому периоду. В течение этапа формируются геоструктуры (например, горные системы)» [11].

Подэтап — так же, как и этап, термин свободного пользования, но для обозначения более коротких отрезков времени и(или) меньших по масштабу явлений стадий процесса.

Этапиость — можно считать термином свободного пользования, перекликающимся отчасти со словом стадийность для наименования явлений, характеризующихся неравномерностью развития.

Цикл — единичный последовательный ряд чем-либо связанных между собой явлений. В цикле выделяются фазы, стадии, этапы [6].

Учитывая важность системного подхода к научному познанию, можно определить цикл как обособленный последовательный, непрерывный ряд закономерно связанных друг с другом во времени и(или) в пространстве реалий (или вариаций одной реалии), каждая из коих представляет собой единицу более низкого ранга — стадию, этап, фазу, звено, ступень, элемент и т. д., образующих в своей совокупности целостную систему того или иного порядка.

Под циклом во всем мире понимают не только последовательный ряд, обладающий целостностью в том или ином отношении, процессов, явлений, но и овеществленные их результаты. В новейшем американском «Glossary of Geology» (1972 г.) разъяснено (с. 176), что термин в геологии имеет три равноправных значения: a) series of events or changes (ряд событий или преобразований), б) interval of time (отрезок времени) и c) group of rock units (группа стратиграфических подразделений).

По существу, так обстоит дело во многих других странах — обычно циклом называют как самый процесс, так и отвечающее ему время, а в геологии — и вещественный результат процесса, т. е. комплекс пород. Это не совсем правильно, вернее, совсем неправильно с точки зрения логики и терминологии. Учитывая это, а также то, что нередко возникает необходимость в более точной терминклатуре, было предложено называть отрезок времени, отвечающий процессам, циклохроном, а горные породы — циклосомой (soma — по-древнегречески тело), или, короче, — цикломой.

Термин циклосома был предложен Н. Б. Вассоевичем по аналогии с термином lithosoma, введенным в науку Х. Э. Уиллером (H. E. Wheller) и В. С. Маллори (V. S. Mallory). Развернутое определение понятия о литосоме было дано в 1956 г. в (Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2711—2723). Литосома — это «литолого-стратиграфическое тело», литолого-стратиграфическая единица. Этот термин по существу является синонимом магнофации К. Э. Кастера (1934 г.). Х. Э. Уиллеру принадлежат также термины biosome и holosome.

В 1932 г. американский геолог Дж. Уэллер (J. M. Weller), в совместной статье с H. R. Wanless, стремясь терминологически различать два аспекта понятия о цикле — как об явлении, с одной стороны, а с другой — как о его результате, — предложил называть закономерные сообщества осадочных образований в угленосной толще Иллинойса не просто «угленосным циклом», а циклотемой (cyclothem).

В русской литературе термин «cyclothem» был «переведен» как циклотема, т. е. как имя существительное женского рода и в таком виде закрепился (см. например, «Геол. словарь», 1973 г., т. 2, с. 411). В самое последнее время, однако, некоторые авторы решили исправить допущенную неточность и писать это слово как «циклотем», т. е. как существительное мужского рода.

Термин cyclothem пустил глубокие корни в мировой литературе, и вопреки воле его автора употребляется для обозначения не только угленосных циклов пенсильванского типа, но и вообще для любых литоциклов, состоящих обычно из 5—15 слоев (пород), независимо от состава, происхождения и возраста.

Термин циклотема был положен американскими геологами в основу двух других терминов, уже для сочетаний литоциклов. Два года спустя после рождения термина циклотема Р. К. Мур (Moore, 1936 г.) объединил ряд ЦТ в пенсильванских отложениях в Канзасе в мегациклотемы. Название, безусловно, слишком «громкое», излишне «сильное».

В июне 1978 г. группа участников Таллинского семинара по седиментационной цикличности договорилась (С. Л. Афанасьев, В. А. Богдашев, Ю. Н. Карогодин, И. А. Одесский, Ю. П. Смирнов, В. Т. Фролов, Р. Э. Эйнасто, Т. А. Ягубянц и др.) о нижеследующей классификации литоциклических (стратолитоциклических) подразделений, предложенной Н. Б. Вассоевичем и получившей принципиальное одобрение В. В. Меннера.

Классификация циклом — циклических сообществ осадочных пород (иерархия систем надпородного уровня организации седиментитов).

I. Элементарные цикломы (многослои без однозначного повторения пород). Структурные элементы пачек, подсвит, свит.

А. **Циклит** (ЦЛ) самое простое малоэлементное (2—5 слоев) сочетание пород. Типичные примеры — варвы; сезонные пары слоев в галогенных формациях; флишевые двух-, трех- и четырехслойные ЦЛ. Как правило, асимметричны. Порядок мощности — мм, см, дм и, как исключение, м.

Б. **Циклотема** (ЦТ) — содержит большее число слоев (5—12); иногда отмечаются усложненные переходы от породы к породе (явление рекурренции). Бывают как асимметричными, так и с элементами зеркальной симметрии. Порядок мощностей — метры, десятки метров. Наиболее типичные примеры — литоциклы в паралических угленосных бассейнах.

II. **Полициклиты** (ПЦЛ) и **полициклотемы** (ПЦТ) — сообщество (разного порядка) циклитов или циклотем*. Основной системный признак — п о в т о р е н и е принципиально однотипных, но вместе с тем и закономерно эволюционирующих элементарных циклом. Например, в варвитах (ленточных глинах) отмечается 5—6-летняя, 11—12-летняя, 23-летняя и более крупная периодичность в изменении мощности годичных пар слоев (циклитов). Соответственно выделяются полициклиты I, II, III и более высокого ранга.

В пенсильванских отложениях США установлены полициклотемы I порядка из 4—5 ЦТ; II порядка — из 12—20 ЦТ и т. д.

ПЦЛ и ПЦТ образуют подсвиты, в пределе — свиты (формации — в американском их понимании).

III. **Циклокомплекс** (ЦКм) — крупная циклома 3-го порядка, элементами которой являются свиты (формации). Такие ЦКм часто начинаются трансгрессивной (прогрессивной) серией отложений (отделяясь перерывом от нижележащих образований) и заканчиваются регрессивной, но бывают и асимметричными. Примерами могут служить четыре кайнозойских циклокомплекса на Сев. Сахалине, начиная с нижнедуйского. К более крупным ЦКм относятся не раз описывавшиеся «формационные ряды» Русской платформы, геосинклинальные, а также, конечно, ряды геогенераций (аспидная серия, карбонатная толща и/или флиш, шлир, молассы). Максимальная длительность формирования, по-видимому, отвечает галактическому году.

IV. **Полициклокомплекс** (ПЦКм) — самая крупная литома полициклического строения, циклома высшего ранга, образованная с е р и е й ЦКм. Примером может служить вся толща седиментитов, отложившихся на платформе в течение трех тектономагматических циклов — каледонского, герцинского и альпийского. По-видимому, наиболее крупным ПЦКм можно считать огромную серию образований, сформировавшуюся за 2,5—2,7 млрд. лет, начиная с протерозоя до наших дней. Впрочем, за пределы фанерозоя пока выходить рискованно.

* Иногда под полицикличностью понимают наличие в разрезе отложений циклов (литоциклов) разного порядка. Для таких случаев более подходящим надо считать термин г е т е р о ц и к л и ч н о с т ь, или много- (разно-)порядковая цикличность.

Возможно существование м е г а ц и к л о к о м п л е к с о в.

Эта классификация литом (циклом) может быть представлена в виде графической схемы (рис. 6-2), одобренной, в принципе, В. В. Меннером.

Полициклиты, как и полициклотемы разного ранга (порядка), обычно именуются циклами с теми или иными префиксоидами (мезо-, макро-, мега- и т. п.), а в США — циклотемами, также с префиксоидами (напр., мега-, гипер- и т. п.). В отношении использования тех или иных префиксоидов для наименования цик-

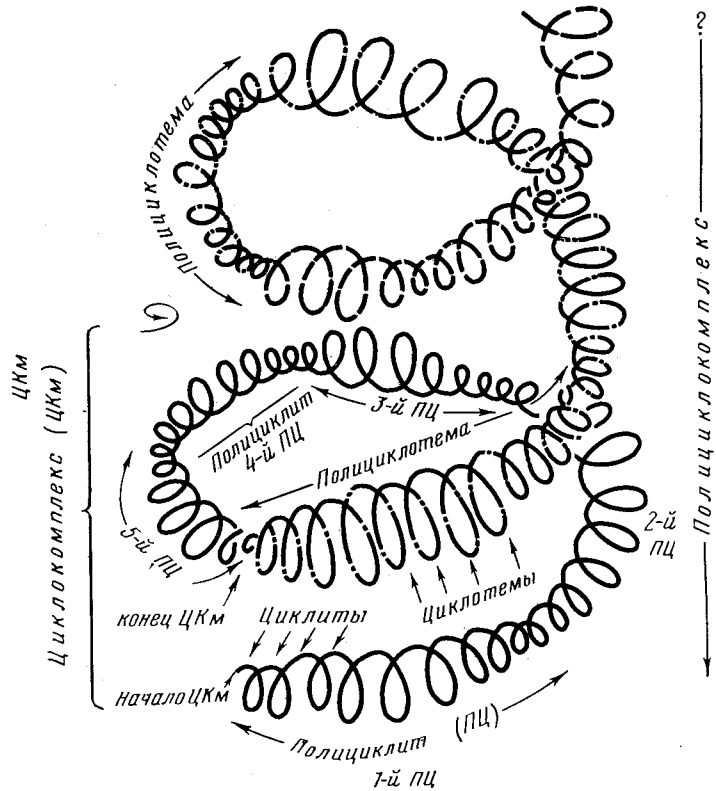


Рис. 6-2. Схематическое изображение соотношения циклических сообществ пород — циклом и полициклом — разного ранга

лов, циклитов, циклотем и т. д. не было никаких регламентирующих правил и возникла невероятная путаница. Поэтому нами были предложены приставки для наименования циклов и циклом в зависимости от длительности их формирования, использованные при составлении табл. 6-1.

Между длительностью цикла и мощностью овеществленного циклического процесса — цикломы нет сколько-нибудь о б щ е й надежной корреляции (она может наблюдаться только в отдельных случаях в пределах строго локализованных во времени и пространстве объемах седиментитов). Поэтому нельзя переносить механически названия циклов (циклом), выделенных по длительности, на циклиты, циклотемы, циклокомплексы и вообще литомы той или иной мощности.

Таблица 6-1

Циклы различной длительности, могущие фиксироваться (фоссилизироваться) в осадочных образованиях в виде циклотем (циклосом, циклитов) разного порядка

Циклы и их продолжительность	Примеры циклов
Пикоциклы 1 год	1. Суточные или циркадные циклы (Ц). Причина — смена теплого (светлого) дня и холодной (темной) ночи; суточные (и полусуточные) приливы и отливы 2. Полумесячные Ц (циклы) — соответствуют лунным приливам 3. Годичные Ц — смена времени года. Типичные примеры — озерноледниковые варвы; годичные слои в эвапоритах
Наноциклы 100 лет	4. 11—12-летние (при колебании от 7 до 16 лет) циклы Швабе — Вольфа, обязанные периодичности усиления и ослабления влияния солнечной деятельности (обычно связываются с солнечными пятнами) 5. «Могучий приливообразующий лунный ритм» в 19 лет 6. Цикл Хэла в 22—23 года 7. Цикл Брюкнера (1890 г.) в 30—35 лет
Микроциклы 10^3 лет	8. «Вековой цикл» в 80—111 лет. 85-летний Ц, зафиксированный в ленточных слоях — в варвах Н. Б. Шостаковичем 9. 165-летний Ц отложений, выделенный В. Б. Шостаковичем при изучении озерных варв. «Двойной период солнечной активности» (180-летний) В. И. Астраханцева (1974 г.) 10. 600-летний Ц. Это все циклы климатические (астрономические)
Олигоциклы 10^4 лет	11. Цикл А. В. Шнитникова в 1850 лет («сверхвековой цикл» увлажнения). Впервые был отмечен У. Петерсоном
Мезоциклы 10^5 лет	12. Флишевые вариабельные многослои — результат циклов, длительностью обычно в 500—5000 лет 13. Прецессионный Ц (предварение равноденствий) — 21 000 лет 14. Колебания наклона эклиптики — около 40 000 лет. В своей таблице «Цикличность геологических процессов» в книге «Общая геотектоника» [13] В. Е. Хаин выделяет циклы длительностью в 25 000—40 000 лет, полагая, что им отвечают циклотемы угленосных и соленосных формаций. Остается неясным, связаны ли эти циклы с астрономическими (13 и 14) или нет 15. Изменения эксцентриситета земной орбиты — 91 800 лет. Этот Ц более или менее совпадает с седиментационным циклом I порядка (продолжительностью в 0,06—0,15 млн. лет), выделенным А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейном в 1963 г. в нижнем карбоне Донбасса; с Ц («ритмом») в 0,13 млн. лет, установленным И. А. Одесским; с «ритмогаммой» (неудачное название!) И. А. Выщана и т. д. Этот цикл начинает гамму тектонических (тектоно-седиментационных, тектоно-магматических) циклов

Циклы и их продолжительность	Примеры циклов
Макроциклы 10^8 лет	16. «Мезоцикл», или цикл II порядка в Донбассе, длительностью в 0,2—0,4 млн. лет. Отвечает «геологическому веку» В. И. Астраханцева (1974 г.) 17. «Макроцикл», или цикл III порядка в Донбассе (0,5—1 млн. лет). Они коррелируются с «ритмами» VII порядка (0,6—1,2 млн. лет), выделенными Ю. П. Смирновым при изучении меловых отложений Дагестана в 1971 г. (счет «ритмов» ведется «сверху», т. е. от самых длительных)
Суперциклы 10^7 лет	18. Цикл IV порядка в Донбассе (по А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейну, 1963 г.) — 1,2—2 млн. лет. Он практически совпадает с «ритмопачкой» И. А. Вылцана (еще один неудачный термин, наподобие терминов В. И. Попова), с «первым космическим циклом» Н. Ф. Балуховского, а главное, с низким подразделением тектонических циклов В. Е. Хаина, названных им «подфазой» (1,5—2 млн. лет). По его мнению, эти циклы (VI порядка, при счете «сверху») зафиксированы в виде циклотем в молассовых формациях. Как ни заманчиво привязать циклы разного порядка к геохронологической шкале (это пытаются делать многие), но анизохронность единиц одного ранга препятствует этому. Хронозона, по В. В. Меннеру, по своему возрасту колеблется от 0,3 до 6 млн. лет. Следовательно, ей могут отвечать циклы трех рангов нашей таблицы — 16—19. 19. Цикл V порядка в Донбассе (4—6 млн. лет), отвечающий, по-видимому, «фазе» в классификации тектонических циклов В. Е. Хаина (4—7,5 млн. лет) и соответствующий в общем VI циклу («ритмосвите») И. А. Вылцана, а также «натуральному ритму (? Н. В.) VI порядка (2,7—6,0 млн. лет)», выделенному в 1971 г. Ю. П. Смирновым в верхнемеловых отложениях Кавказа (счет циклов ведется сверху!). К циклам такой длительности можно отнести «геологические эпохи» ($3{,}5 \times 10^6$ лет) В. И. Астраханцева (Изв. ВГРО, т. 106, № 5, 1974 г.)
Гиперциклы	20. Цикл VI порядка в нижнем карбоне (8—11 млн. лет; в среднем 9 млн. лет) Донбасса. Близок к стадии тектоно-магматического цикла, или «элементарному циклу», по Л. К. Алексеевой (1976 г.), а также к макроциклу Н. Ф. Балуховского и к одному из «тектонических ритмов» И. А. Одесского (8—13 млн. лет); совпадает с наноциклом (8—11 млн. лет) рельефообразования [10]. 21. Цикл VII порядка в Донбассе длительностью 15—20 млн. лет. Почти совпадает с микроциклом (18—22 млн. лет) рельефообразования З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова [10]. Более или менее коррелируются с «этапом» тектоно-магматического Ц, по Л. К. Алексеевой; с одним из «тектонических» ритмов И. А. Одесского (17—22 млн. лет), а также с натяжкой может быть сопоставлен с «эпохой» в схеме тектонических Ц, по В. Е. Хаину (10—20 млн. лет). Один из «суперпериодов» в 20—25 млн. лет Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957 г.)

Циклы и их продолжительность	Примеры циклов
10^8 лет	22. «Субцикл» В. Е. Хаина [13] длительностью в 30—60 млн. лет; в общем коррелируется с «циклом» у З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова (35—45 млн. лет), «микроциклом» 43 млн. лет — «обычный»; 64,5 млн. лет — «удлиненный» у Л. К. Алексеевой (1976), с «циклопериодом» (название совсем неудачное) Н. Ф. Балуховского и с «суперпериодом» в 38—45 млн. лет, выделенным Г. Ф. Лунгерсгаузеном в 1957 г. Этот цикл отвечает «макроколебаниям земной коры» (сменам трансгрессий и регрессий) Н. М. Страхова (25—50 млн. лет)
Мегациклы	23. «Цикл» (без эпитетов и префиксов) В. Е. Хаина [13] длительностью в 150—200 млн. лет; отвечает полупериоду обращения солнечной системы по галактической орбите. Довольно хорошо совпадает с «макроциклом» в схеме Л. К. Алексеевой (120—220 млн. лет), с «мегациклом» у Н. Ф. Балуховского (галактический год) и «мегациклом» по З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстову (160—180 млн. лет), а также с «суперпериодом» в 180—200 млн. лет, установленным Г. Ф. Лунгерсгаузеном 24. «Мегацикл» — самый крупный в перечне циклов в таблице «Цикличность геологических процессов», составленной В. Е. Хаиным [13]. Мегацикл охватывает 500—600 млн. лет и совпадает с гигациклом в классификации циклов рельефообразования З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова (510—540 млн. лет). Несколько более длительны мегациклы у Л. К. Алексеевой (860 млн. лет) и «фаланга» у В. П. Казаринова (800 млн. лет) 25. В. П. Казаринов (1964 г.) выделял еще «сверхцикл», длительностью в 3,5 млн. лет. Он отвечает «крупному циклу» В. Е. Хаина, «охватывающему всю тектоническую историю Земли, начиная с позднего докембрия (рифея)»

Можно, однако, стремясь к ликвидации разнобоя, предложить такую шкалу деления литом (и, естественно, тех из них, которые представляют собой цикломы) по мощности и соответствующие им префиксоиды (табл. 6-2).

Таким же образом можно именовать, исходя из их мощности, группы однотипных циклитов или циклотем, образующих закономерные сочетания более высокого ранга (иногда это «циклы циклом»). Напр., можно говорить о нанополициклитах или мезополициклитах.

Классифицировать наиболее простые литоциклы или, точнее, циклиты и циклотемы можно по разным признакам, в частности, по их структуре с точки зрения отсутствия или наличия симметрии в их строении и степени ее выраженности.

Цикломы (циклиты и циклотемы) прежде всего подразделяются на две категории: А — цикломы с элементами симметрии в их строении и В — цикломы без элементов симметрии. В первых выделяются прогрессивная и регрессивная части. Прогрессивная характеризуется сменой более ранних продуктов осадочной дифференциации более поздними (фиксируется часто паденнем гранулометрического уровня осадков). Это иммерсионный ряд осадков (1—2—3—4);

Таблица 6-2

Наименование сообществ по их мощности

Шкала деления литом		Префиксоиды		
0,01 м				
Пико	литома циклома	Пикоциклиты		
0,1 м				
Нано	литома циклома	Наноциклиты		
1 м				
Микро	литома циклома	Микроциклиты	Микроциклотемы	
10 м				
Мезо	литома циклома		Мезоциклотемы	
100 м				
Макро	литома циклома		Макроциклотемы	Циклокомплекс
1 км				
Мега	литома циклома			Мегациклокомплекс
10 км				
Гига	литома циклома			Гигациклокомплекс

его можно обозначать символом ↗ или △. Для регрессивной части циклом (4—3—2—1)* примечательна смена более поздних продуктов осадочной дифференциации более ранними (напр., пелитовых осадков алевритовыми, а затем — псаммитовыми). Мы имеем эмерсионный ряд; символ ↘ или ▽.

Цикломы с элементами симметрии, т. е. с оборотом, можно называть апоцикломами. Естественно их классифицировать по более или менее выраженной зеркальной симметрии и различать эвцикломы (эвциклиты, эвциклотемы), с полным или почти полным оборотом (1—2—3—4—3—2; 1—2—3—2′—1′ и т. п.; символ ↗↘ или ▽△); анхицикломы — с менее отчетливой зеркальной симметрией (напр., 1—2—3—3′—2′) и сходоцикломы — с еще более слабой симметрией (1—2—3—2′; 1—2—3—4—3′; 2—3—3′—2′—1); среди последних в природе преобладают сходоцикломы с менее развитой (неполной) регрессивной частью. Символы — ↗↘ или ▽△. Иногда встречаются сходоцикломы с ме-

* В данном случае номера (числа) означают тип осадка. Они возрастают в соответствии с осадочной дифференциацией. Напр., если 1 — псаммит, то 2 — алеврит, 3 — пелит, и т. д.; если 1 — алеврит, то 2 может быть мергелем, а 3 — известняком, и т. д.

нее развитой прогрессивной (трансгрессивной, ингрессивной) частью и более полной и (или) более мощной регрессивной. Символ ↗↘ или ▽△.

Цикломы, особенно циклиты, без сколь-нибудь явных следов зеркальной симметрии в своем строении пользуются весьма широким распространением. Такие асимметричные цикломы (иногда их неправильно называют ритмами, хотя это понятие другой категории) можно именовать *семициклами*.

Различаются два типа: 1) *прогрессивные* и 2) *регрессивные*. В первых из них смена осадков отвечает ряду продуктов осадочной дифференциации в направлении от области сноса к области седиментации (в частности, в направлении усиления мористости), увеличения глубины водоема, ослабления силы, транспортирующей осадочный материал. И т. п. Символ для таких семициклов с иммерсионным рядом осадков ↗ или △.

В регрессивных семицикломах (циклитах), гораздо более редких, мы имеем эмерсионный ряд осадков — более тонкие осадки сменяются кверху более грубыми. Символ ↘ или ▽.

Во всех типах циклом можно различать подтипы по числу слоев (фаз, звеньев, элементов). Например, трехфазные (трехэлементные): 1—2—3; 3′—2′—1′.

Наиболее интересной и полезной, безусловно, будет классификация циклосом по их генезису. В настоящее время нет всеобъемлющей классификации литоциклов по их происхождению. Это объясняется сложностью проблемы и проистекающей из-за этого ее дискуссионности. То, что многие мелкие циклиты типа варв обязаны обычным сезонным колебаниям климата, а соответствующие полициклиты — периодическим изменениям солнечной активности, ни у кого сомнений не вызывает. Но уже для объяснения флишевых циклитов, а тем более угленосных циклотем привлекаются разные факты — и колебательные движения земной коры, и эвстатические изменения уровня океана, и различные космические процессы.

Слово **цикл** лежит в основе ряда производных от него терминов.

Цикличный (циклический) — совершающийся циклами, составляющий цикл, *обладающий свойствами цикла*, т. е. представляющий закономерный ряд, обычно онтогенетическую (s. lato) последовательность реалий.

Цикличность — свойство циклического, обусловленное существованием цикла (s. lato), а следовательно, и стадийности. Цикличность можно определить как свойство реалий при своем развитии (онтогенезе) образовывать последовательный ряд этапов, стадий, фаз, составляющих определенный цикл. Это основное значение данного термина. Из разумного и справедливого требования строгой однозначности каждого научного термина вытекает, что приведенное значение термина цикличность должно быть *единственным*.

В природе циклы очень часто повторяются. Поэтому с ними, и особенно с понятием о цикличности, столь же часто ассоциируется представление о *повторяемости*. Однако эта черта, сколь она ни примечательна, отнюдь не является атрибутом понятия о цикличности. Это коннотация* в широком смысле слова, т. е. дополнительное значение слова, вполне допустимое в обиходной речи, в литературном языке, но крайне нежелательное в научной терминологии.

---

* Коннотация (от латинского con — «вместе с» и natatio — «обозначение») — в буквальном смысле «созначение», добавочное, сопутствующее значение.

Цикл может быть единичным, и все же он будет обладать свойствами цикличности. В. А. Зубаков, Д. В. Рундквист, В. В. Соловьев и другие геологи ВСЕГЕИ (1971 г.) называют, например, циклом, точнее архициклом, цикл длительностью в 2700 млн. лет.

По В. Е. Хаину (1964 г.), «вся тектоническая история Земли, начиная с позднего докембрия (рифея), может рассматриваться как крупный цикл». Конечно, от того, что такого рода цикл не повторился, он не перестал быть циклом.

В Польше описан район, в котором имеется лишь одна угленосная циклотема.

Цикличность и повторяемость настолько тесно, органически связаны друг с другом, что их нередко считают синонимами. Научные термины, однако, должны быть **однозначными**. Поэтому цикличность ие следует путать с повторяемостью. Именно из-за этого проистекали многие терминологические беды.

Язык науки должен быть весьма четким. Поэтому только строгое избавление от ассоциативных коннотаций, понимание цикличности (цикличности s. str.) имеет право считаться, с понятийно-терминологической точки зрения, правильным. Оно частично перекрывается понятием о стадийности; с повторяемостью же (в частности, с ритмичностью) оно, если так можно сказать, только перекликается.

Справедливость требования именно такой однозначности понятия о цикличности можно обосновать и с лингвистических позиций. Для этого надо обратиться к «мотивирующему слову», т. е. к тому слову, от которого образовано интересующее нас производное слово. Для цикличности таким мотивирующим словом будет цикл, т. е. слово, ни «ближайшее», ни «дальнейшее» значение (по терминологии А. А. Потебни) которого нельзя связывать (считать его атрибутом) с представлением о повторяемости.

Понятия о циклах и цикличности геологи и географы долгое время путали с понятиями о ритмах и ритмичности. Эта путаница не изжита до сих пор, и поэтому этим последним терминам приходится уделить особое внимание.

Ритм — в широком значении термина — мерность чередования каких-либо реалий и (или) их элементов. В несколько более узком, но наиболее распространенном понимании — соразмерность повторения. В третьем издании БСЭ среди различных определений ритма обращает на себя внимание то, в котором он понимается «как закономерное чередование или повторение и основанная на нем соразмерность; идеал Р. — точно повторяющиеся колебания маятника или удары метронома» (БСЭ, т. 22, 1975 г., с. 133).

Атрибутом всех терминов, производимых от слова ритм, является повторяемость и большая или меньшая равномерность. Не зря существенная неравномерность (в разных науках и в разных случаях вообще эти неравномерности расцениваются по-разному) именуется **аритмией**.

Не следует забывать, что понятие ритма является общелитературным, общечеловеческим: ритм в музыке, поэзии, танцах; ритм сердечной деятельности и т. д. и т. п.

Для ритмично-слоистых седиментитов в 1946 г. М. Брамлеттом (M. N. Bramlette) был предложен термин rhythmite (ритмит), который был взят на вооружение рядом геологов. Л. Н. Ботвинкина, не приняв во внимание тот факт, что термин ритмит уже преоккупирован, назвала так и породы с мелкой ритмичностью.

Ритмичность — свойство ритмичного, т. е. более или менее равномерная повторяемость каких-либо элементов. Близость понятий **ритмичность** и **периодичность** отмечается многими.

Ритмичность не следует путать с цикличностью. Следует отметить, что ритмичностью могут обладать полициклические толщи. Это последнее понятие нуждается в уточнении.

Полицикличность (в смысле явления) — наличие нескольких, обычно многих (для немногих больше подходит термин — олигоцикличность) циклов, следующих друг за другом. С литологической точки зрения, в результате полицикличности процессов, управляющих седиментогенезом, возникают полициклиты, полициклотемы и т. д.

Для отложений с разными циклами лучше подойдет термин **гетероцикличность.**

Что касается соотношения понятий о ритмах и циклах, цикличности и ритмичности, то литологи должны придерживаться тех указаний, которые были опубликованы в Новосибирске в 1975 г., а также рекомендованных специальным совещанием, состоявшимся в 1979 г. также в Новосибирске [7]. Они помогут изжить допускавшиеся ранее и все еще бытующие понятийно-терминологические ошибки в отношении циклов и ритмов. Ошибки эти можно классифицировать следующим образом.

1. Очень распространено заблуждение, суть которого заключается в отождествлении (полном или частичном) понятий о цикличности и ритмичности. Считают понятия о цикле и ритме относящимися не просто к одной и той же категории явлений, а к одному и тому же виду. Для таких авторов цикл и ритм — это всего лишь разновидности сочетаний слоёв, отложений. При этом одни убеждены, что:

а) ритмами следует называть небольшие циклы (С. Бубнов; одно время В. Е. Хаин и др.);

б) ритмы обязаны своим возникновением климату, его колебаниям; циклы же имеют тектоническую природу (С. Бубнов и др.);

в) ритмы, в отличие от циклов, характеризуются асимметрией (Д. В. Рундквист);

г) циклы отвечают «неопределенному промежутку времени», а ритмы равному или почти равному (Ю. А. Жемчужников). В какой-то мере это толкование перекликается с тем, которое принадлежит С. В. Калеснику (1970 г.): «Ритмы одинаковой продолжительности называются периодами, переменной — циклами»;

д) вообще оба термина представляют собой синонимы (В. И. Попов, Г. А. Иванов, А. В. Македонов, П. Дафф, А. Халлам, Х. Уолтон и др.).

2. Считают, что циклы — это движение (s. lato) по кругу, и оно всегда приводит к исходной ситуации, чего в природе не может быть. Поэтому надо воздерживаться от применения этого термина вообще или без оговорок (А. Д. Архангельский, Н. С. Боганик и др.), а употреблять слово «ритм» (К. Р. Чепиков, В. И. Никишин и др.).

3. Понимают цикл не как широкое, хотя бы как родовое понятие, охватывающее циклы разного ранга, а как понятие видовое, относящееся к явлению (к реалии) одного определенного ранга. Этим грешат многие, особенно из числа лиц, недооценивающих значение «терминов свободного пользования». Можно привести следующие примеры. У И. А. Вылцана цикл («цикл

нормальный») относится к ритмам III порядка и отвечает «надпакету». У В. А. Зубакова, Д. В. Рундквиста, В. В. Соловьева и др. на вооружении такая иерархия (считая сверху): архициклы, мегациклы, мезоциклы, циклы (байкальский, каледонский и т. д.), этапы, стадии... Эти авторы заодно с циклами изъяли из числа терминов свободного пользования также этапы и стадии.

4. Используют термин цикл не для наименования собственно цикла как системы, как совокупности стадий, фаз и т. д., а просто для

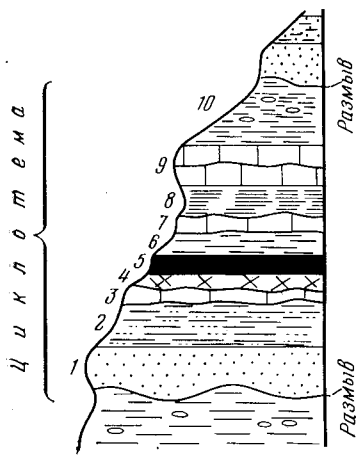


Рис. 6-3. Типичная циклотема в пенсильванских породах Иллиниойса (Даибар, Роджерс, 1962 г., фиг. 52).

1 — песчаники; *2* — песчанистые глинистые сланцы; *3* — известняки; *4* — глины, подстилающие угольный пласт; *5* — уголь; *6* — серые глинистые сланцы; *7* — известняки; *8* — черные плитчатые глинистые сланцы; *9* — известняки; *10* — серые алевролитовые глинистые сланцы, железистые конкреции

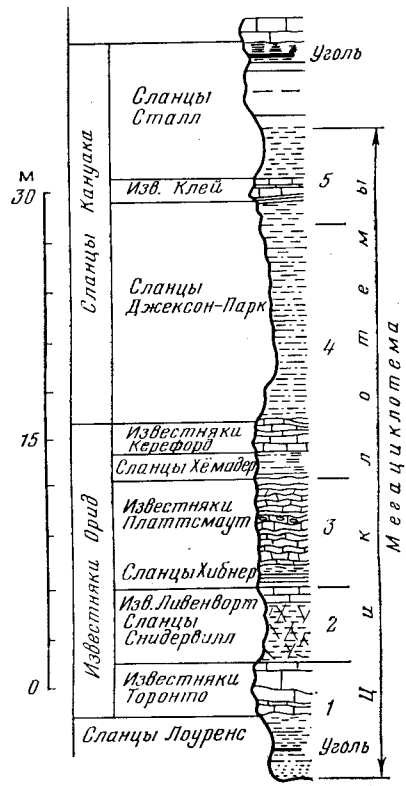


Рис. 6-4. Мегациклотема из пенсильванских пород Канзаса (Мооге, 1936 г., фиг. 3)

обозначения или определенного интервала времени или комплекса отложений. Среди лиц, допустивших такую ошибку, можно назвать В. В. Вебера, за которым последовали Н. А. Еременко и С. П. Максимов.

Поскольку речь идет об ошибках, связанных с циклами и ритмами, то можно заодно отметить случаи неудачных неологизмов, вернее «словечек» и целых фраз. Так, например, в 1947 г. М. Л. Мирополький писал о троекратном «циклировании» отложений, а в 1971 г. двумя другими авторами была опубликована фраза — «Породы отчетливо ритмуются по элементарным ритмам и подмезоритмам».

В советской и зарубежной литературе очень много описаний конкретных примеров цикличности и полицикличности. Классическими типами их считаются

варвы, флишевые многослои и угленосные циклы. Они же и наиболее хорошо изучены.

Варвы относятся к типичным двуслойным пикоциклитам с сезонной слоистостью, отложившимся в приледниковых озерах. Летом в них отлагался относительно более мощный слой, чем зимой. Шведский ученый Де-Геер вместе со своими учениками с помощью графической коннексии (сопоставление ритмо-

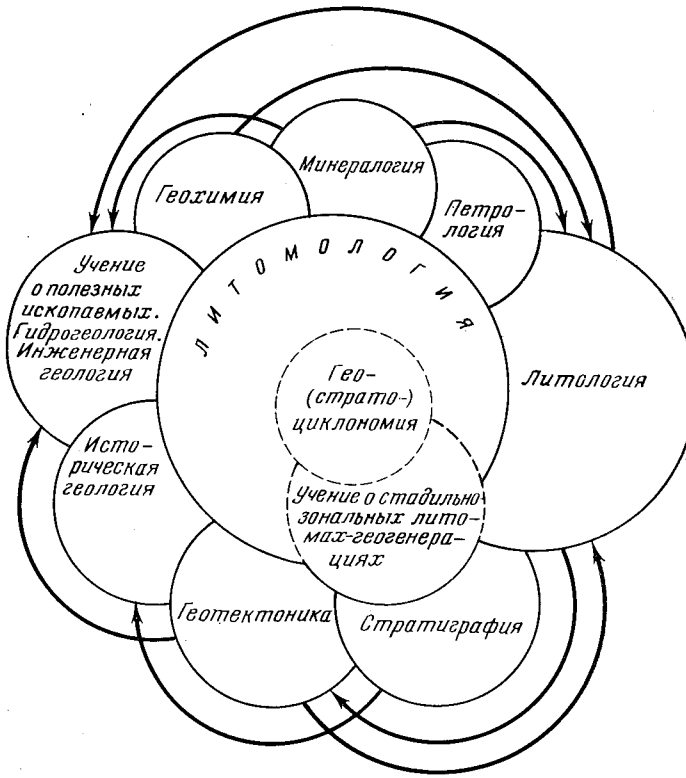


Рис. 6-5. Литомология или учение о сообществах горных пород в ряду других взаимодействующих наук геологического цикла

грамм) добился сначала послойной корреляции варвитов, отложившихся за 13 500 лет, а затем, при содействии своих учеников, трансокеанической коннексии этих варвитов с варвитами Канады.

Флишевые многослои, первоначально именовавшиеся неправильно ритмами, относятся к категории наноциклитов (лишь редкие из них попадают в группу микроциклитов). Они хорошо изучены и описаны во многих работах (Вассоевич, 1948 г., 1951 г.; Bouma, 1962 г.; Ksiazkiewicz, 1954 г.; Логвиненко, Карпова и др., 1961 г.; Хворова и др.).

Не менее хорошо изучены **угленосные циклотемы** (как микро-, так и мезоциклотемы).

На рис. 6-3 приведен пример классической циклотемы, а на рис. 6-4 — мегациклотемы.

Изучение седиментационной цикличности и повторяемости циклов имеет очень большое научное значение, позволяя выявить важные закономерности осадкообразования, пролить свет на условия седиментации, на факторы, обусловливающие цикличность явлений, и т. д. Не менее велика и практическая польза результатов такого изучения, особенно для научно обоснованного расчленения разреза отложения на естественные стратоны и последующей их корреляции.

Системный подход, огромное значение которого теперь общепризнано, требует, чтобы любое изучение седиментитов начиналось с выделения осадочно-породных слоевых единиц, обязательно рассматриваемых как элементы циклом сначала самого низшего порядка, а затем все более высокого (полициклом). Это касается минералогического, геохимического, особенно органогеохимического, и других видов исследования, в том числе и инженерно-геологического.

Постепенно формируется новая геологическая дисциплина — **литомология** (рис. 6-5), важнейшим разделом которой является стратоциклономия — учение о седиментационной цикличности. С его развитием можно связывать большие перспективы научного, методического и практического характера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бергер М. Г., Вассоевич Н. Б.* Геологическая терминология (материалы к методическим указаниям). М., Изд. МГУ, 1974. 36 с.
2. *Вассоевич Н. Б.* Флиш и методика его изучения. Л., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
3. *Вассоевич Н. Б.* О периодичности, ритмичности, цикличности, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и о соответствующей терминклатуре. Конференция «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых». Препринт I. — Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, 1975, с. 7—20.
4. *Вассоевич Н. Б.* Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования — В кн.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977, с. 34—58.
5. *Вассоевич Н. Б.* Об основных понятиях и терминах стратоциклономии. — В кн.: Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск, 1978, с. 5—34.
6. *Вассоевич Н. Б., Гладкова Е. Г.* О необходимости упорядочения терминклатуры, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., 1973, с. 9—31.
7. *Вассоевич Н. Б., Карогодин Ю. Н.* Понятия и термины седиментационной цикличности. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 11, с. 152—154.
8. *Карогодин Ю. Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., Недра, 1974. 177 с.
9. *Периодические* процессы в геологии. Под ред. Н. В. Логвиненко. Л., Недра, 1976. 264 с.
10. *Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П.* Закономерности формирования поверхностей выравнивания и кор выветривания в общей цикличности развития земной поверхности. Тезисы докл.: Ритмика природных явлений. Л., Географическое общество СССР, 1976.
11. *Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф., Оеухов Ф. С.* Терминология общей геоморфологии. Материалы по геоморфологической терминологии. М., Наука, 1977.

Глава 7

СТАДИИ ЛИТОГЕНЕЗА

Введение. Литогенез, согласно современным представлениям большинства литологов, представляет собой совокупность процессов образования осадков седиментогенез), превращения осадков в осадочные горные породы (диагенез) и последующего изменения осадочных пород до превращения их в метаморфические породы (катагенез), а также процессов гипергенеза, которые, в зависимости от истории геологического развития каждого конкретного региона, а также в силу особого положения этих процессов в цикле литогенеза, могут выступать в качестве как предыстории осадкообразования, так и завершающих процессов осадочного цикла.

Соответственно, каждая осадочная горная порода в процессе ее формирования и существования проходит ряд последовательных стадий, объединяемых общим понятием «стадии литогенеза». Стадии литогенеза иногда именуют также фазами (Фербридж, 1971 г. и др.).

Вопросы истории выделения стадий литогенеза освещены в ряде работ Н. Б. Вассоевича [1 и др.], в частности, в сделанных им редакторских добавлениях к книге «Диагенез и катагенез осадочных образований» (1971 г.).

Процессы, протекающие на различных стадиях литогенеза, ведут к образованию, а затем и существенному преобразованию осадочных толщ, определяя их химический и минеральный состав, структуру, коллекторские свойства и многие другие особенности, с которыми связано формирование и размещение в осадочных толщах месторождений нефти, газа, каменного угля и других полезных ископаемых. Именно с определенными стадиями и зонами литогенеза связаны, в частности, главная стадия (фаза) и зона нефтеобразования.

В рамках каждой стадии литогенеза выделяется ряд более дробных единиц — подстадий или этапов. Последние, в свою очередь, делятся на градации. Наиболее детальная шкала градаций разработана для стадии катагенеза (Н. Б. Вассоевич и др., 1972 г.).

Шкала стадиальных изменений осадочных образований в наибольшей мере разработана для глин и органического вещества. Это объясняется их исключительно широкой распространенностью в стратисфере, а в еще большей мере тем, что они весьма чутко реагируют на изменения условий литогенеза. Глинистые осадки и породы могут служить хорошим индикатором давления. Наиболее чутким индикатором температуры являются ископаемые угли и вообще углистое органическое вещество (кероген). Именно поэтому, в частности, принятая в настоящее время наиболее обоснованная и наиболее детальная шкала катагенеза базируется главным образом именно на свойствах органического вещества, прежде всего на отражательной способности и показателе преломления витринита. В качестве других показателей стадии литогенеза, на которой находятся те или иные отложения, используются данные о структуре осадочных образований, их химическом и минеральном составе (включая данные о внутрислойном растворении химически неустойчивых терригенных минералов и возникновении специфических аутигенных минеральных парагенезов), о типоморфизме отдельных минералов и их групп (включая данные о структурной и кристаллохимической трансформации глинистых минералов), о плотности, пористости и других особенностях осадочных образований.

Общая схема стадий литогенеза приведена на рис. 7-1, а с учетом выделяемых в настоящее время градаций катагенеза — в табл. 7-1.

Положение различных зон литогенеза в разрезе верхней части земной коры схематически показано на рис. 7-2.

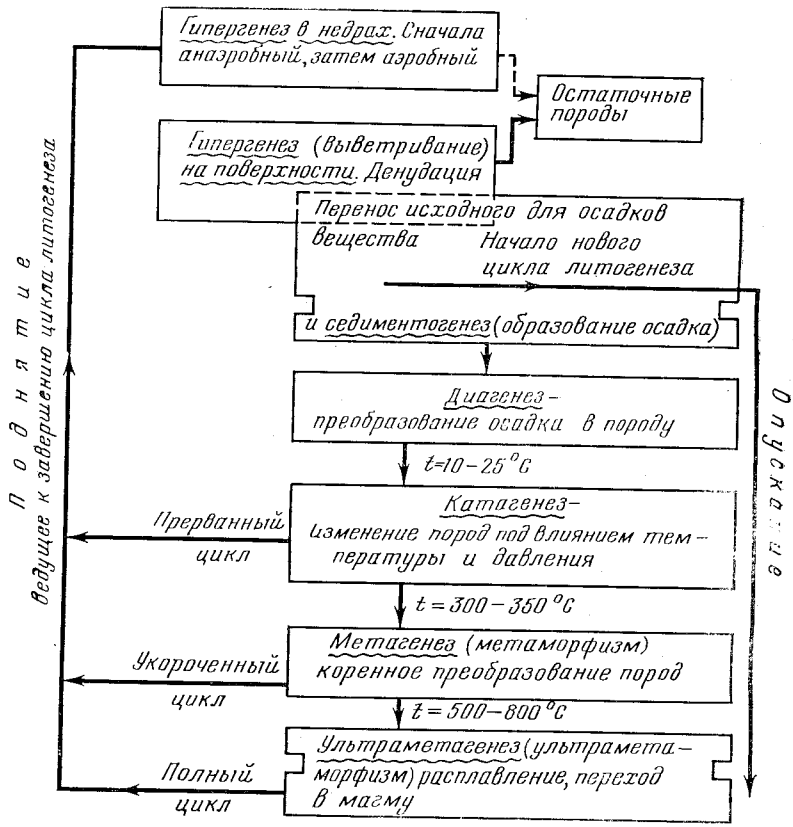


Рис. 7-1. Общая схема стадий литогенеза, по Н. Б. Вассоевичу

Необходимо отметить существование недопустимого терминологического разнобоя при обозначении одних и тех же (по *P-T* условиям) стадий изменения осадочных образований различного состава — терригенных отложений, углей и др. В частности, катагенетические изменения углей часто именуют «метаморфизмом». В этой связи необходимо подчеркнуть недопустимость употребления термина «метаморфизм» для обозначения постдиагенетических изменений органического вещества, обусловленных повышением температуры до 300—350 °С и давления до 2500—3000 кг/см², т. е. до максимальных значений температуры и давления, характерных еще для зоны катагенеза, лишь ниже сменяемой зоной метаморфизма (метагенеза) в его классическом, ляйелевском понимании, принятом в геологическом цикле наук. При наступлении собственно метаморфизма органическое вещество уже графитизировано. На предшествующих же собствен-

но метаморфизму этапах постдиагенетического изменения углей, как и любых других осадочных образований, мы имеем дело, естественно, не с метаморфизмом, а с катагенезом.

Расхождения в терминклатуре стадиального анализа, применяемой советскими и зарубежными геологами, могут быть иллюстрированы, в частности, следующим примером.

В американской геологической литературе метаморфизмом часто именуют любые изменения горных пород (исключая, — да и то не всегда — лишь явления

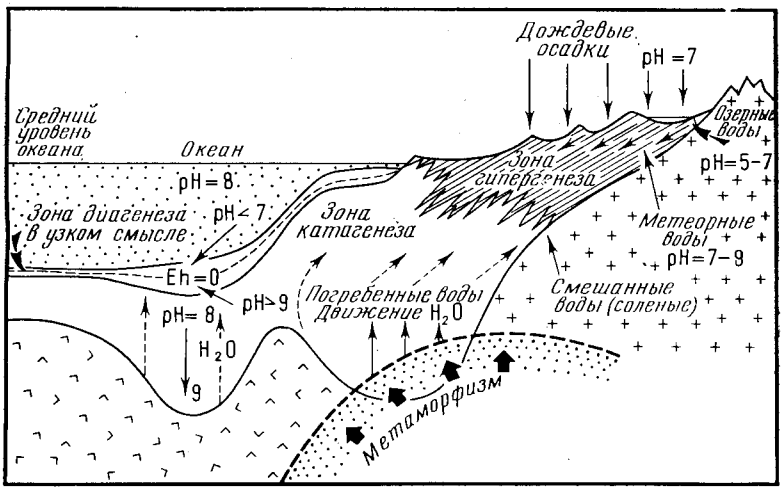


Рис. 7-2. Схема расположения различных зон литогенеза в разрезе верхней части земной коры, по Р. У. Фербриджу

гипергенеза), а все изменения осадков и осадочных горных пород, предшествующие появлению собственно метаморфических пород [т. е. собственно метаморфизму (метагенезу) в понимании большинства советских геологов], обычно именуют диагенезом. Таким образом, нередко оказывается (Леворсен, 1970 г. и др.), что одно и то же явление именуют диагенезом и метаморфизмом, тогда как в понимании большинства советских геологов речь идет совсем не о диагенезе и не о метаморфизме (метагенезе), а о катагенезе.

Исходя из особенностей изучаемых стадиальным анализом процессов литогенеза и их продуктов, можно отметить, что в области стадиального анализа целесообразно иметь две основные системы терминов:

1) систему строго фиксированных терминов для обозначения определенных стадий и этапов литогенеза (т. е. систему собственно «стадиальных» терминов);

2) систему «внестадиальных» терминов для обозначения временных соотношений между проявлениями различных процессов литогенеза независимо от их принадлежности к той или иной конкретной стадии (или к тому или иному этапу) литогенеза, т. е. для выражения отношений предшествования, одновременности (синхронности) и послеследования этих проявлений по отношению друг к другу.

Данным целям полностью удовлетворяют системы терминов, употребляемые

Таблица 7-1

Стадии, подстадии (этапы) и градации литогенеза, по [1] (с учетом данных Н. В. Лопатина, А. Э. Конторовича, С. Г. Неручева, В. И. Ручнова, В. В. Чернышева и др.)

Стадия седиментогенеза { Подстадия аэробного диагенеза
Стадия диагенеза { Подстадия анаэробного диагенеза
Глубина 10—200 м. Температура 10—25 °С

Стадия катагенеза			
	Подстадия протокатагенеза — ПК. Соответствует буроугольному этапу углефикации.	Градация	$ПК_1$ (0,5); $ПК_2$ (1); $ПК_3$ (1,5)
	Глубина 1—3 км. Температура 50—75 °С		
	Подстадия мезокатагенеза — МК. Соответствует степени углефикации по шкале для Донбасса от «Д» до «ОС» включительно.	Градация	$МК_1$ (1); $МК_2$ (1,5); $МК_3$ (0,9); $МК_4$ (0,9); $МК_5$ (0,5)
	Глубина 2,7—8 км. Температура — 210—280 °С		
	Подстадия апокатагенеза — АК. Отвечает стадии «метаморфизма» каменных углей от «Т» до «А» включительно.	Градация	$АК_1$ (2,5); $АК_2$ (3,5); $АК_3$ (8); $АК_4$ (11)
	Глубина 5—15 км. Температура — 300—350 °С		
	Стадия метагенеза (регионального метаморфизма). Графитизация		

Примечание. Цифры в скобках (справа) указывают на соотношение мощностей (частей) подзон катагенеза в осадочных бассейнах при допущении постоянства величины геотермического градиента.

Н. Б. Вассоевичем, Н. М. Страховым и Н. В. Логвиненко, получившие признание и широкое распространение в отечественной, а отчасти и в зарубежной литературе.

Согласно позиции этих авторов, первая система терминов включает в качестве основных такие «стадиальные» термины (обозначающие различные стадии литогенеза), как седиментогенез, диагенез, катагенез, а также гипергенез и метагенез, вторая же содержит «внестадиальные» термины прогенез, сингенез и эпигенез. Одновременное употребление одного и того же по форме термина (например, термина эпигенез) в различных значениях недопустимо, и при отмеченном подходе, естественно, исключается.

Ниже приводится последовательная краткая характеристика выделяемых в настоящее время стадий литогенеза.

Гипергенез. Стадия гипергенеза* в связи с ее особым положением в общем цикле литогенеза может рассматриваться двояко. С одной стороны, гипергенез предшествует седиментогенезу и всем последующим стадиям нормального течения процесса формирования осадочных пород (эту направленность литогенеза, связанную с центростремительным по отношению к Земле движением пород и последовательным нарастанием величин температуры и давления, можно назвать прогрессивной), но с другой стороны, гипергенез во многих случаях сменяет прогрессивный ход событий (при центробежном по отношению к Земле движе-

* В работах зарубежных авторов данная стадия описывается под названиями супергенез, эпидиагенез и др. (Фербридж, 1971 г. и др.).

нии пород) и дает начало регрессивному литогенезу, завершающемуся разрушением пород.

На стадии гипергенеза происходит: 1) изменение ранее образовавшихся горных пород, 2) образование особых типов пород (остаточных), минуя стадию седиментогенеза, и 3) формирование исходного материала для осадков, превращающихся затем в осадочные горные породы.

При прогрессивном течение процессов литогенеза гипергенез является начальной стадией литогенетического цикла, предысторией седиментогенеза. При этом в рамках гипергенеза, согласно Н. М. Страхову и Н. В. Логвиненко (1959 г.), могут быть выделены: 1 — этап преобладания процессов механического разрушения пород; 2 — этап усиления процессов химического разложения, которые протекают преимущественно в щелочных условиях и приводят к образованию гидрослюд и гидрохлоритов; 3 — этап господства химического разложения, протекающего преимущественно в нейтральных и кислых условиях с образованием минералов группы каолинита, группы монтмориллонита и др.; 4 — этап завершения процессов химического разложения, гидролиза силикатов с образованием охр, бурых железняков и латеритов.

Если подходить к гипергенезу как к завершающей стадии литогенетического цикла (при регрессивном литогенезе), то следует различать в ней три этапа. Первые два этапа протекают в земной коре, третий — на ее поверхности. Гипергенез начинается обычно с глубинного «выветривания», связанного с воздействием на породы поверхностных агентов, проникающих в недра главным образом благодаря подземным водам. Этот этап получил название скрытого гипергенеза, или криптогипергенеза. Он протекает в основном в анаэробных условиях и сочетается с регрессивным катагенезом.

По мере приближения пород к поверхности земной коры они начинают подвергаться все бо́льшему воздействию гипергенных факторов: наступает второй этап — явного гипергенеза (собственно гипергенеза), или идиогипергенеза, для которого характерно господство аэробных условий. Третий этап — выветривание на поверхности Земли.

Седиментогенез. Согласно Н. М. Страхову, седиментогенез представляет собой «совокупность явлений, протекающих на поверхности Земли и приводящих к возникновению новых осадочных образований за счет переработки ранее существовавших твердых минеральных масс литосферы».

В качестве обязательных этапов стадия седиментогенеза включает смыв и транспортировку материала (этап «мотогенеза», по Л. В. Пустовалову) и осаждение (седиментацию) материала.

В соответствии с условиями осадкообразования Н. М. Страхов выделяет ледовый, гумидный, аридный, вулканогенно-осадочный и океанский типы седиментогенеза и, соответственно, всего осадочного процесса, поскольку условия осадкообразования накладывают существеннейший отпечаток на весь ход и результаты литогенеза.

На стадии седиментогенеза закладываются многие такие особенности осадочных толщ, которые в последующем определяют коллекторские и экранирующие свойства пород и т. д. В частности, как отмечает Н. Б. Вассоевич [1], первый этап развития процесса нефтегазообразования начинается со стадии седиментогенеза (s. lato) и имеет решающее значение для формирования осадков с хорошим нефтематеринским потенциалом, который определяется количеством и качеством выпадающего в осадках углеводородистого органического вещества.

Формы переноса веществ на стадии седиментогенеза различны. Для рек данные о формах переноса веществ систематизированы Н. М. Страховым (1957 г., 1960 г.).

В соответствии с различием форм переноса осадочного вещества находятся и различия в механизме его осаждения (седиментации), который, по Р. С. Безбородову (1968 г.), делится на следующие основные типы: 1) кластогенный, 2) коллоидогенный, 3) ионогенный (а — эвапоритовый, б — ионобиогенный). На этом принципе основана и предложенная Р. С. Безбородовым генетическая классификация осадков и осадочных горных пород.

К стадии седиментогенеза в широком понимании П. П. Тимофеев и др. [3] относят и процессы оторфования, накопленного в осадках отмершего растительного материала, состоящие прежде всего в его микробиологическом разложении (гумификации) и дезинтеграции.

Последующие, постседиментационные процессы литогенеза протекают достаточно специфично и приводят к существенно различным результатам в различных условиях, прежде всего в зависимости от исходного состава отложений, фациальных условий их накопления, значений Eh и pH среды, температуры, давления, состава поровых растворов, скорости и длительности протекания процессов и ряда других факторов.

Диагенез. Диагенез, в близком соответствии с первоначальным определением этого понятия, данным А. Е. Ферсманом, представляет собой стадию превращения осадка в осадочную горную породу. Именно таков смысл, вкладываемый в это понятие советскими геологами. За рубежом диагенез обычно трактуют значительно шире, распространяя его нижнюю границу до начала метаморфизма. При этом вторичные преобразования, происходящие в уже сформированной осадочной породе и соответствующие катагенезу в понимании советских геологов, относятся обычно к так называемому «позднему диагенезу».

По Н. М. Страхову, наиболее глубоко разработавшему теорию диагенеза, вступающий в стадию диагенеза осадок представляет собой сильно обводненную неравновесную физико-химическую систему, нередко со значительным количеством живого (бактерии) и мертвого органического вещества. В дальнейшем на стадии диагенеза происходят процессы, ведущие к физико-химическому «уравновешиванию» осадка.

Основными результатами диагенетических процессов являются: 1) аутигенное образование новых минералов (и отчасти растворение химически неустойчивых минералов), 2) перераспределение и перекристаллизация вещества осадков, 3) локальная и обычно слабая литификация осадков.

В частности, при процессах аутигенного минералообразования на стадии диагенеза могут образовываться многие карбонаты, сульфиды, глинистые минералы, цеолиты и др. Особенно характерны для стадии диагенеза аутигенные сульфиды и карбонаты, содержащие двухвалентные железо и марганец.

Определяющее влияние на ход диагенетического аутигенеза минералов оказывают прежде всего величины Eh и pH среды, связанные главным образом с содержанием (количеством и качеством) органического вещества в осадке.

Н. М. Страхов в рамках диагенеза выделяет р а н н и й д и а г е н е з, характеризующийся генерацией диагенетических минералов, и п о з д н и й д и а г е н е з, характеризующийся перераспределением вещества и формированием карбонатных, кремнистых, сульфидных и других стяжений, а также локальной литификацией осадков. При этом в рамках раннего диагенеза Н. М. Страхов выделяет

2 этапа: 1) окислительный, характеризующийся формированием глауконита, фосфатов, цеолитов и др., и 2) восстановительный, характеризующийся формированием прежде всего лептохлоритов, карбонатов, сульфидов.

Существенная роль на обоих этапах раннего диагенеза принадлежит бактериальной деятельности, которая в дальнейшем прекращается.

На последующих (III, IV) этапах диагенеза, наряду с перераспределением вещества и отчасти продолжающимся появлением минеральных новообразований (что приводит главным образом к возникновению цемента и конкреционных стяжений), происходит прогрессирующее уплотнение осадка, сопровождающееся (на IV этапе) частичной дегидратацией содержащих воду минералов и процессами перекристаллизации минералов.

Общая мощность зоны диагенеза составляет обычно несколько десятков метров, реже несколько более. Максимальная глубина протекания процессов диагенеза, по Н. М. Страхову, составляет около 300 м. Однако по результатам глубокого бурения в океанах мощность зоны диагенеза может, по-видимому, превышать эту величину, достигая 500—1000 м (Н. В. Логвиненко, 1980 г.).

Катагенез. Катагенез представляет собой длительную стадию вторичных изменений осадочной породы, следующую при прогрессивном развитии процессов литогенеза за стадией диагенеза и предшествующую превращению осадочной породы в породу метаморфическую.

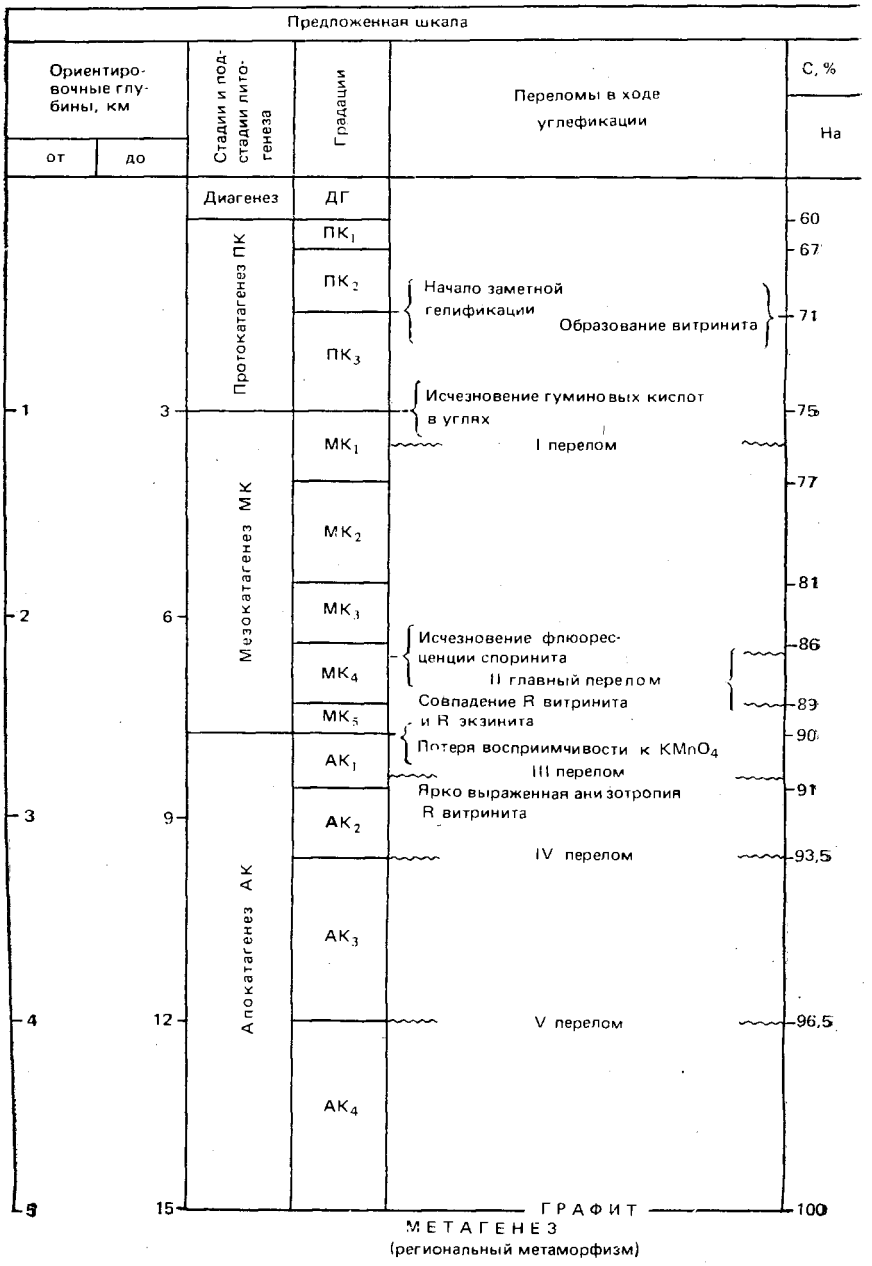
Граница между различными стадиями постседиментационного преобразования осадочного вещества является пока несколько проблематичной. Это относится, в частности, к границе между осадочными и метаморфическими породами, т. е. нижней границе катагенеза. Данный вопрос отражен в публикациях В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, Н. В. Логвиненко, В. Н. Иванова, Д. Кумбса, В. Файфа и др.

Основными факторами катагенеза являются температура, давление, состав поровых вод, а также геологическое время. Строгой корреляции между этапами катагенеза и глубиной в общем случае не существует. Подобная корреляция может выдерживаться лишь в пределах относительно обособленных (автономных) осадочно-породных бассейнов для ограниченных отрезков их геологической истории. При этом глубина расположения одноименных границ между подзонами катагенеза в общем случае уменьшается в областях максимумов геотемпературного поля, а также с увеличением продолжительности проявления процессов катагенеза (прогрессивного катагенеза*). В этом отношении интересны, в частности, данные А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и др. (1971 г.) о значительном смещении границы между выделяемыми этими авторами зонами начального и глубинного катагенеза в отложениях различного возраста. Так, в неогеновых отложениях Апшеронского полуострова эта граница проходит ниже 5 км, в мезозойских отложениях Восточной Сибири — примерно на глубине 2,5 км, в палеозойских отложениях Русской платформы — на глубине около 1,3—1,7 км, а в рифейских отложениях Русской платформы — на глубине менее 1 км.

В течение длительного времени была принята, по сути, «углемарочная» шкала катагенеза. В последнее время, однако, показана недостаточная удовлетворительность такого подхода и предложено отказаться от «углемарочной» шкалы катагенеза [2 и др.].

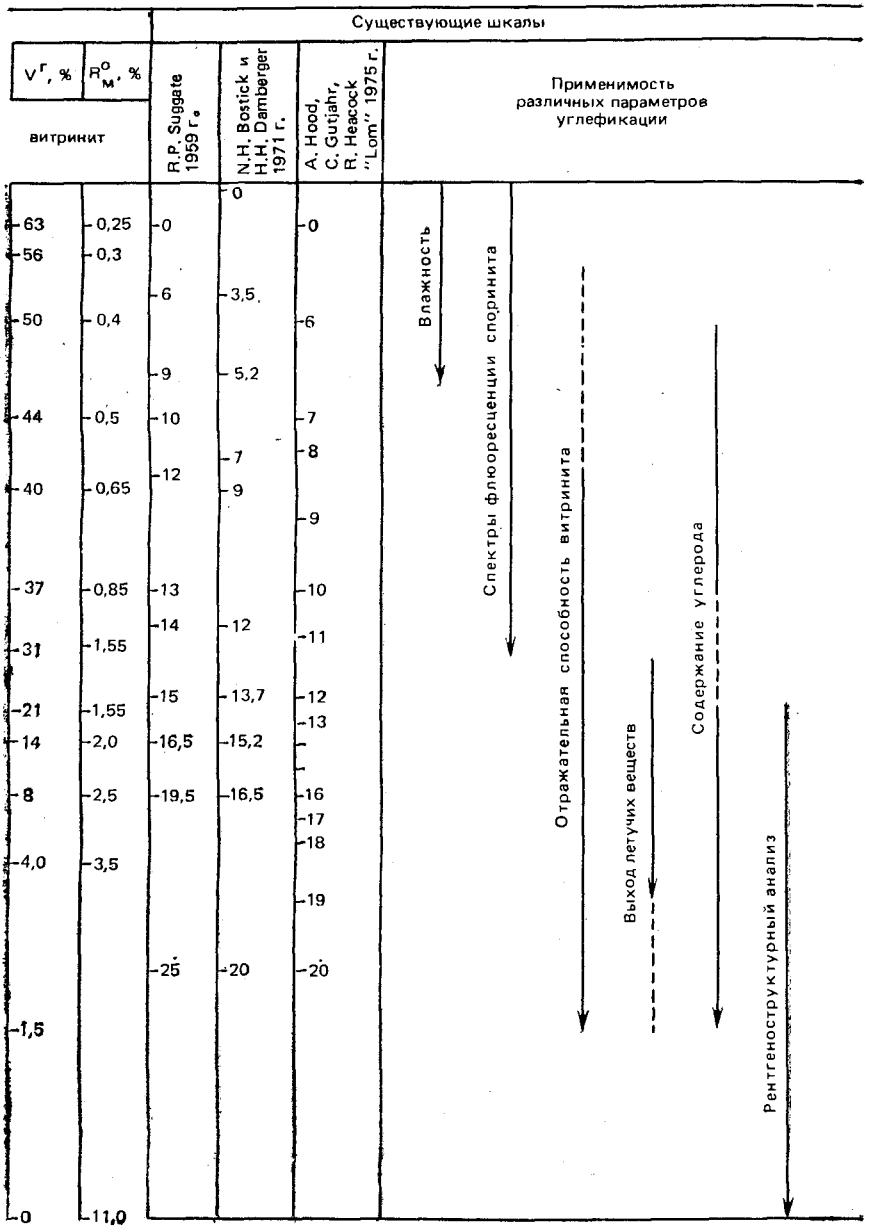
* В условиях поднятия территории, сопровождающихся снижением температуры и давления, происходят катагенетические изменения, именуемые регрессивным катагенезом.

Шкалы катагенеза (Н.Б. Вассоевич, М.К. Калинко, А.А. Карцев, А.Э. Конторович,



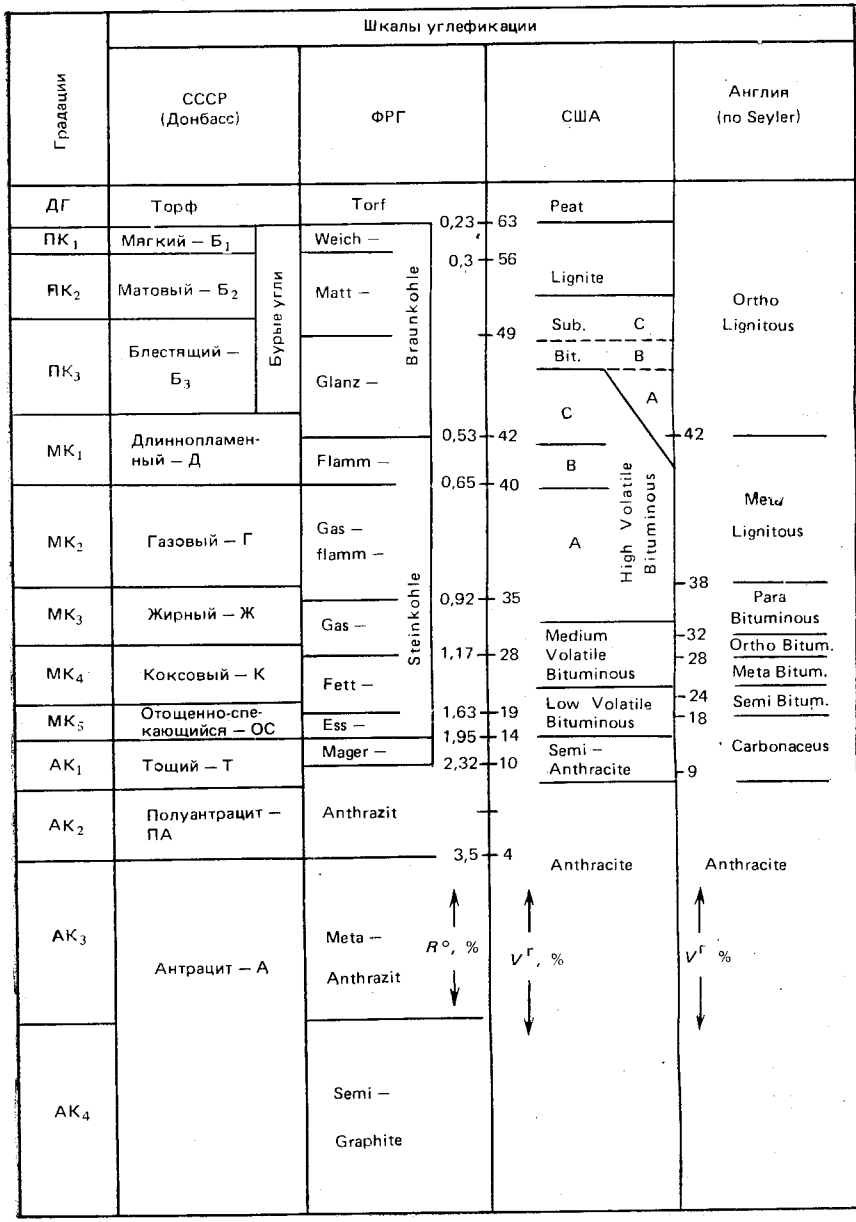
Н.В. Лопатин, Ю.Р. Мазор, С.Г. Неручев, В.И. Ручнов, В.В. Чернышев и др.)

Таблица 7-2



Соотношение градаций литогенеза с наиболее распространенными шкалами углефикации (сопоставление условное)

Таблица 7-3



Новая шкала катагенетических градаций (табл. 7-2), предложенная Н. Б. Вассоевичем и др. [2], основана прежде всего на учете изменений элементного состава и оптических свойств преобладающего мацерала — витринита. Эта шкала во многом базируется на шкале углефикации (табл. 7-3), разработанной для Донбасса и уточненной многими геологами и углепетрографами (Л. И. Сарбеевой, М. Л. Левенштейном, И. И. Аммосовым и др.).

Указанная шкала (см. табл. 7-2) предусматривает выделение в рамках стадии катагенеза трех подстадий, или этапов — протокатагенеза, мезокатагенеза и апокатагенеза и 12 градаций — трех в составе первой, пяти в составе второй и четырех в составе третьей из указанных подстадий.

При изучении катагенетических преобразований обломочных (прежде всего песчаных) пород, наряду с другими показателями (состав цемента и др.) и методами их изучения, существенное значение имеет методика количественной оценки преобразований по результатам подсчетов специфических форм контактов (конформных, инкорпорационных, микростилолитовых и др.) между обломочными зернами.

Наиболее изученными в настоящее время являются катагенетические изменения осадочных толщ терригенного типа. В разрезе таких толщ ряда областей по результатам изучения минерального состава и структурных особенностей пород выделяются зоны начального, или раннего, и глубинного, или позднего, катагенеза.

В частности, по результатам изучения минерального состава и структурных особенностей пород в разрезе терригенных отложений Верхоянской геосинклинали А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым [3] выделены следующие зоны постдиагенетического изменения осадочного вещества:

1) зона неизмененного глинистого цемента;

2) зона измененного глинистого и кварц-регенерационного цемента;

3) зона кварцитовидных структур и диоктаэдрически-гидрослюдисто-хлоритового цемента;

4) зона «шиповидных» структур песчаников и филлитоподобных сланцев.

Первая из этих зон считается начальнокатагенетической, вторая — позднекатагенетической. Третья зона (наряду с соответствующей ей кварц-диккитовой) в одних случаях относится к позднему катагенезу, в других — ее относят к так называемому раннему метагенезу — более глубокой стадии изменения осадочных пород (вопрос о метагенезе рассматривается ниже). По современной шкале катагенеза (см. табл. 7-2) эта зона примерно соответствует нижней части зоны мезокатагенеза (наиболее близко — градациям $МК_3$ и $МК_4$). Четвертая зона по современной шкале примерно соответствует по объему зоне апокатагенеза.

Более развернутая характеристика особенностей постдиагенетического структурно-минералогического преобразования терригенных пород различного типа, а также других типов пород дана в сборнике «Диагенез и катагенез осадочных образований» (1971 г.) в работах Н. В. Логвиненко (1968 г.), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1971 г.), М. Е. Каплана (1970 г.) и др.

Зональность, принципиально сходная с установленной для отложений Верхоянской геосинклинали, отмечается и для других областей — Большого Донбасса (Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова и др.), Западной Сибири (Г. Н. Перозио и др.) и др.

Весьма интересным фактом, установленным в последние два десятилетия (В. Д. Лоури, К. Р. Чепиков, Н. А. Орлова, Г. Фюхтбауэр, Г. Э. Прозорович

и др.), является то, что приход нефти в породы-коллекторы приостанавливает катагенетическое преобразование этих пород (в пределах залежи), «консервируя» их основные структурно-минералогические особенности и коллекторские свойства. Учет этой закономерности имеет существенное практическое значение, поскольку позволяет по литологическим данным определять глубину, время и некоторые особенности истории формирования нефтяных залежей и содействует более правильному и обоснованному прогнозированию коллекторских свойств пород и оценке перспектив нефтеносности глубоких горизонтов. Вместе с тем, на газовые залежи эта закономерность, по-видимому, не может быть распространена в полной мере. Кроме того, в настоящее время имеются данные, позволяющие полагать, что некоторые процессы постседиментационного преобразования осадочного вещества гранулярных коллекторов продолжаются и в присутствии нефти в этих коллекторах. Это относится прежде всего к положительной структурной трансформации глинистых минералов типа перехода каолинита в диккит.

О метагенезе. Термин метагенез употребляется в настоящее время в различных значениях. Основные, наиболее часто встречающиеся значения данного термина таковы:

1) региональный метаморфизм;

2) ранний метаморфизм — стадия глубокого изменения осадочных пород, следующая за катагенезом (в его «усеченном» объеме, соответствующем лишь прото- и мезокатагенезу) и предшествующая региональному метаморфизму;

3) катагенез (также в его «усеченном» объеме) и ранний метаморфизм (протометаморфизм).

Необходимо отметить, что впервые данный термин был предложен Н. Б. Вассоевичем в первом из указанных выше значений.

Вторая из отмеченных точек зрения на объем понятия «метагенез» принадлежит А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутову, третья — Н. М. Страхову.

Использование современной шкалы катагенеза с подразделением последнего на прото-, мезо- и апокатагенез позволяет полностью охватить в рамках катагенеза все постдиагенетические преобразования осадочного вещества (исключая метаморфизм). При этом, исходя, в частности, из соображений системности терминологического обозначения различных стадий возникновения и изменения пород, за наиболее глубокими региональными изменениями пород, следующими за катагенезом, и предшествующими палингенезу, в соответствии с предложением Н. Б. Вассоевича, целесообразно закрепить термин метагенез.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б.* Циклы седиментации, литогенеза и нефтегазообразования. — В сб. «Осадочные бассейны и их нефтегазоносность». Тезисы докл., М., изд-во МГУ, 1975, с. 3—13.

2. *Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В.* О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием. — В сб. «Горючие ископаемые». МГК, XXV сесс., докл. сов. геол. М., Наука, 1976, с. 47—62.

3. *Новое* в учении о стадиях осадочного породообразования/П. П. Тимофеев, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Л. И. Боголюбова, В. А. Дриц. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3, с. 58—82.

Часть III

КЛАССИФИКАЦИИ И ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. ИХ СВЯЗЬ С ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМЫМИ

Глава 8

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

§ 1. КРУПНООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Общая характеристика. Крупнообломочными (или грубообломочными) называются обломочные породы, содержащие более 25% (по весу или объему) обломков, величина которых по длинной оси превышает 1 мм (по другим классификациям 2 мм, иногда 5 мм).

Крупнообломочные породы именуются иногда псефитами*, а сцементированные разности — псефитолитами (лучше говорить о псефолитах).

В американской геологической литературе крупнообломочные породы часто именуются рудитами.

Крупная величина обломков, слагающих псефиты, обусловливает ряд специфических черт этих пород. Существенным, например, является то, что обломки представлены обычно большей частью (или даже исключительно) горными породами, а не минералами. Лишь некоторые гравелиты занимают в этом отношении промежуточное положение. Крупная величина обломков позволяет непосредственно в поле производить измерение их размеров, детально характеризовать форму, поверхность, определять особенности взаимного расположения и пространственную ориентировку уплощенных или удлиненных галек и т. д.

Крупнообломочные породы (коп.), состоящие из окатанных обломков, называются конгломератами, из неокатанных (угловатых) обломков — брекчиями.

В генетическом отношении коп. (в широком их понимании) объединяют пять различных по происхождению (а также распространенности и другим особенностям) групп пород — собственно осадочные, вулканогенно-осадочные (и осадочно-вулканогенные), собственно-вулканогенные, тектонические и сопочные (или брекчии грязевых вулканов).

Собственно осадочные коп. относят к отложениям самых различных генетических типов — элювиального, делювиального, аллювиального, пролювиального, прибрежно-озерного, прибрежно-морского, собственно морского, ледникового, эолового.

В коп. в общем случае различаются три составных элемента: 1) обломки пород (или минералов) размером не менее 1 мм, высокое содержание которых является диагностическим признаком крупнообломочных пород; 2) запол-

* Эта терминология редко применяется литологами.

няющее вещество*, представляющее собой относительно более тонкий обломочный материал (например, песок), отложившийся одновременно или почти одновременно с крупными обломками; 3) цемент, или связывающее вещество, обычно эпигенетичное по отношению к обломкам и к заполняющему материалу, представленное кальцитом, кварцем, окислами и гидроокислами железа или другими минералами, образующимися из истинных или коллоидных растворов.

Понятие о заполняющем веществе в значительной мере условно. Во многих конгломератах заполняющим веществом является песок с гравием или гравий с мелкой галькой.

По минерально-петрографическому составу обломков крупнообломочные породы делятся на три группы — мономиктовые (мономинеральнокластические и монопородные, или монопетрокластические), олигомиктовые и полимиктовые.

Мономиктовые крупнообломочные породы состоят более чем на 90% из обломков одной и той же породы (мелкий гравий может состоять и из зерен минералов, чаще всего кварца), олигомиктовые — из 2—3 типов пород, полимиктовые — более чем 3 типов пород.

Для коп. собственно вулканического происхождения (вулканические агломераты и брекчии) характерно, что обломки представлены, как правило, скрытокристаллическими, неполнокристаллическими или стекловатыми изверженными породами, а заполняющим является туфогенный материал (нередко с вторичным минеральным цементом).

Коп. в том или ином количестве встречаются почти во всех типах осадочных и вулканогенно-осадочных геологических формаций самого разного возраста — от докембрийских до современных. Однако в сложении большинства геологических формаций (за исключением верхнемолассовой и осадочно-вулканогенных) крупнообломочные породы редко играют большую роль. Обычно они встречаются лишь в виде отдельных пачек, слоев, линз и других локальных и не очень мощных скоплений.

Среди древних конгломератов первое место по распространенности и мощности занимают предгорные конгломераты, представляющие собой конусы выносов горных рек. Именно так возникли молассовые (верхнемолассовые) и молассоидные конгломераты.

Площадное распространение конгломератов и брекчий может быть самым различным. Базальные конгломераты, особенно платформенные, иногда бывают распространены на площади в сотни квадратных километров, а туфогенные конгломерато-брекчии и конгломераты — и на тысячи квадратных километров. Предгорные брекчии в ископаемом состоянии обычно локализованы, а конгломераты образуют длинные зоны, тянущиеся на многие сотни километров.

Текстурные и структурные особенности. Структурные особенности крупнообломочных пород определяются прежде всего размерами (в том числе степенью сортировки по размерам) и формой обломков, т. е. их гранулометрией (или, точнее, псефометрией) и морфометрией, а также наличием или отсутствием заполняющего вещества (матрицы) и цемента, количественными соотношениями между обломками, матрицей и цементом, характером их взаимного расположения, структурным типом заполняющего вещества.

* В зарубежной геологической литературе заполняющее вещество обычно описывается под названием «матрица породы» (Гриффитс, 1971 г. и др.).

Соответственно выделяют псефитовые, псаммо-псефитовые и некоторые другие типы структур крупнообломочных пород (с различной структурой цемента). Более детальная структурная классификация крупнообломочных пород, основанная на учете размеров и формы (степени окатанности) слагающих их обломков, приводится ниже.

Текстурные особенности крупнообломочных пород определяются прежде всего наличием или отсутствием слоистости и ее характером, взаимным расположением обломков, их пространственной ориентировкой.

Соответственно, выделяют текстуры слоистые (горизонтально-слоистые, косослоистые, диагональнослоистые и др.) и неслоистые, ориентированные (в том числе чешуйчатые, черепитчатые и др.) и неориентированные.

Размеры и форма обломков характеризуются тремя основными величинами — длиной, шириной и толщиной, измеряемыми, соответственно, по осям А, В и С. Все три оси взаимно перпендикулярны, но часто пересекаются не в одной точке, а в двух (А+В и А+С), как это показано на рис. 8-1. Принято говорить о длине осей. Ось А всегда больше или равна оси В, а ось В — оси С, т. е. $A \geqslant B \geqslant C$. Многочисленные коэффициенты, предложенные для характеристики формы обломков, основаны на формулах, в которых фигурируют два или все три размера.

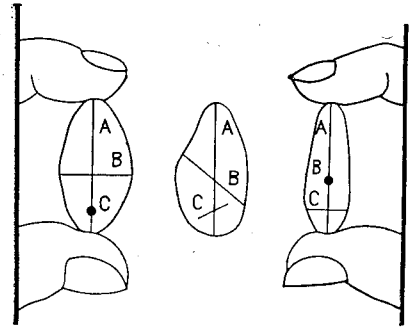


Рис. 8-1. Три взаимоперпендикулярные оси, по которым измеряют длину А, ширину В и толщину С обломков (по Ф. Петтиджону, с небольшими изменениями)

Во многих случаях анизометрические обломки в крупнообломочных породах более или менее закономерно ориентированы в пространстве — по отношению к странам света (географическая или абсолютная ориентировка) и по отношению к поверхности наслоения и косым слойкам (относительная ориентировка). Выявление закономерностей в ориентировке окатышей нередко позволяет сделать выводы об условиях образования конгломератов, могущие иметь большое научное и практическое значение.

Относительную ориентировку определяют для двух типов обломков — для уплощенных (чаще) и для вытянутых (реже) и по отношению к нормальному напластованию и (или) косым слойкам. Обломки такого типа могут залегать параллельно наслоению или же под различными углами к нему. То же может иметь место и по отношению к косым слойкам.

В широком понятии о географической, или абсолютной, ориентировке окатышей следует различать три более узких понятия — о первой, второй и третьей ориентировках.

1. Первая абсолютная ориентировка — это ориентировка плоскости, в которой лежат длинная А и средняя В оси окатышей; понятие о первой ориентировке аналогично понятию об элементах залегания пластов; такой вид ориентировки окатышей, так сказать, по их уплощенности, можно условно именовать наклоном или падением галек (валунов) и документировать азимутом падения и углом падения плоскости $A \times B$.

2. Вторая ориентировка — это ориентировка длинной оси окатышей, имею-

щая, по-видимому, меньшее палеогеографическое значение, производится реже и только при специальных видах исследований.

3. Третья ориентировка, в отличие от второй, является векторной и дополняет ее — ориентируется, кроме оси А, также один из ее концов, например, более заостренное окончание вытянутой гальки.

В речных отложениях обычно преобладающие углы наклона галек и валунов несколько больше, чем в морских. По-разному ведут себя речные и прибрежные морские (и озерные) окатыши по отношению к косым слойкам — первые наклонены в сторону, противоположную падению косых слойков, а вторые параллельны им. В речных отложениях преобладает наклон окатышей навстречу течению реки, а в прибрежно-морских — нередко в сторону моря, т. е. в обоих случаях — в сторону движения воды.

Что же касается преобладающей ориентировки длинных осей А обломков, то на берегах морей и озер эти оси перпендикулярны направлению движения прибойных волн; удлиненные гальки поэтому параллельны берегу в том случае, когда прибой происходит под прямым углом к берегу. Так как это наблюдается довольно часто, то наибольшие оси длинных окатышей в плане обычно ориентированы в соответствии с местным направлением берега. В руслах же рек длинные оси галек и валунов располагаются по-разному: в средней части русла перпендикулярно течению реки, а в прибрежных частях — под углом к нему и так, что концы окатышей, более удаленные от берега, выдвинуты несколько вперед по течению воды. В итоге удлиненные гальки образуют как бы дуги, обращенные выпуклостью по направлению течения реки (С. Г. Саркисян и Л. Т. Климова, 1955 г.).

При изучении особенностей ориентировки обломков древних псефитов необходимо учитывать возможность последующей переориентировки обломков прежде всего под воздействием тектонических процессов (В. Д. Парфенов, А. А. Савельев, 1976 г. и др.).

Поверхность галек и валунов нередко покрыта той или иной штриховкой. Наличие штриховки нередко считалось (и иногда все еще считается) показателем ледникового происхождения крупнообломочных пород, содержащих такие обломки. Вместе с тем, в последнее время становится все более очевидным, что наблюдаемая на гальках и валунах «штриховка может образоваться под действием разнообразных агентов и встречается в отложениях различного генезиса» (Заморуев, 1974 г. и др.).

Классификация и номенклатура. Классификация коп. может быть осуществлена и практически осуществляется по различным признакам: по степени окатанности обломков (окатанные, угловатые), по размерам обломков и процентному содержанию обломков различного размера, по составу обломков, по наличию и составу цемента и заполняющего вещества, по происхождению и др.

Собственно осадочные коп., или псефиты, в первую очередь делят по степени окатанности слагающих их обломков (окатышей, по Н. Б. Вассоевичу). С этой точки зрения среди коп. выделяют брекчии и конгломераты.

Важным типом крупнообломочных пород являются конгломерато-брекчии. Они бывают двух типов. Первый из них характеризуется тем, что одновременно накапливаются округлые и угловатые обломки, имеющие и неодинаковый состав, и разное происхождение. Конгломерато-брекчии второго типа возникают на промежуточной стадии окатывания обломков и при дальнейшем продолжении этого процесса переходят в конгломераты.

Следующим критерием для подразделения крупнообломочных пород служит гранулометрия (точнее, псефометрия) обломков.

Существуют многочисленные в той или иной мере различные классификации и системы наименований обломков по их размерам. В СССР широко распространена классификация, основанная на десятичной метрической системе, принятая и в данной работе (табл. 8-1).

Таблица 8-1

Десятичная классификация обломков по их размеру

Наибольшие поперечные размеры обломков	Наименование	
	окатышей	неокатанных обломков
1—10 мм	Гравий (галечка, гравийное зерно)	Хрящ, или дресва
1—2,5 мм	Мелкий гравий	Мелкий хрящ, или дресва
2,5—5 мм	Средний гравий	Средний хрящ, или дресва
5—10 см	Галька	Щебенка, или щебень
1—2,5 см	Мелкая галька	Мелкая щебенка, или щебень
2,5—5 см	Средняя галька	Средняя щебенка, или щебень
5—10 см	Крупная галька	Крупная щебенка, или щебень
1—10 дм	Валун	Отлом (или неокатанный валун)
1—2,5 дм	Малый валун	Малый отлом
2,5—5 дм	Средний валун	Средний отлом
5—10 дм	Крупный валун	Крупный отлом
1—10 м	Глыба окатанная	Глыба неокатанная
1—2,5 м	Малая окатанная глыба	Малая неокатанная глыба
2,5—5 м	Средняя глыба	Средняя неокатанная глыба
5—10 м	Крупная глыба	Крупная неокатанная глыба
Больше 10 м	Утесы, или очень большие глыбы	

Вместе с тем, как отметил Л. Б. Рухин (1956 г.), десятичные классификации «имеют лишь одно преимущество — они легко запоминаются», однако в их «основу положен ряд чисел, механически наложенный на обломочные частицы, а не выведенный из изменения их свойств по мере преобразования размеров».

Л. Б. Рухиным предложена своеобразная классификация обломков и слагаемых ими обломочных пород, приведенная на рис. 8-2.

В США принята несколько измененная шкала размеров частиц Дж. Аддена — К. Уэнтворта и совпадающая с ней логарифмическая шкала У. Крумбейна.

Часто коп. характеризуются низкой степенью сортировки обломков по размерам и, соответственно, содержат в своем составе в существенном количестве различные размерные фракции обломков. С учетом этого Н. Б. Вассоевичем предложена упрощенная классификация конгломератов по их псефометрическому составу.

Для брекчий также можно создать, если в ходе детальных исследований в этом возникает потребность, аналогичные псефометрические гранулометрические классификации, только вместо терминов «гравий», «галька», «валун» и т. д. надо использовать соответственно наименования неокатанных обломков (см. табл. 8-1).

При полевых исследованиях часто можно ограничиться отнесением брекчии к одной из следующих градаций: 1) глыбовые, 2) отломово-глыбовые,

3) глыбово-отломовые, 4) отломовые, 5) щебенчато-отломовые, 6) отломово-щебенчатые, 7) щебенчатые, 8) хрящево-щебенчатые, 9) щебенчато-хрящевые, 10) хрящевые.

Дальнейшее подразделение крупнообломочных пород основывается обычно на их генезисе, определяющем особенности обломков (окатанность, количество в породе, состав и др.), а также характер заполняющего вещества.

Генетическая классификация брекчий. Существуют многочисленные генетические классификацни брекчий, предложенные в различные го-

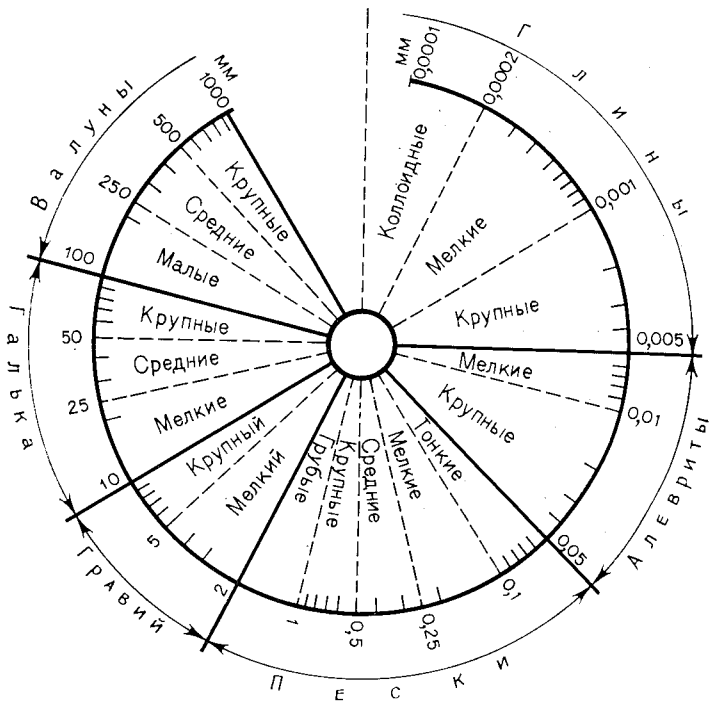


Рис. 8-2. Структурная классификация обломочных пород. Составлено Н. Б. Вассоевичем в виде циклограммы с логарифмическим масштабом по данным Л. Б. Рухина (1956 г.)

ды У. Нортоном, С. Рейнольдсом, В. Н. Масловым, Д. В. Наливкиным и др. Сводная генетическая классификация осадочных брекчий приведена в работе Н. Б. Вассоевича (1958 г.).

Генетическая классификация конгломератов. Одну из первых генетических классификаций конгломератов предложил в 1933 г. А. В. Хабаков. Он выделил 4 основные группы, а среди них 14 главных типов (табл. 8-2).

Несколько иные схемы генетической классификации конгломератов были предложены в различные годы А. Хаддингом, Д. В. Наливкиным, В. И. Поповым и др.

Таблица 8-2

Генетические типы конгломератов (по А. В. Хабакову, 1933 г.)

I. Морские	II. Речные	III. Ледниковые	IV. Субаэральные
1. Подвижный 2. Конкреционный 3. Вымывания 4. Затопления 5. Обваливания	6. Дельтовый 7. Равнинный 8. Горный	9. Плавающих льдов 10. Материковых льдов 11. Горный — глетчеров	12. Селевых выносов 13. Пересыхающих озер и рек 14. Эоловый

Широко распространено деление конгломератов на базальные и внутриформационные. Это разграничение, однако, условно и не всегда применимо.

Для базальных конгломератов считаются характерными следующие черты: 1) хорошая окатанность галек и валунов, свидетельствующая о длительном нахождении их в движении; 2) преобладание обломков относительно твердых и крепких пород; 3) преимущественно песчано-гравийное и реже алеврито-песчаное заполняющее вещество. Базальные конгломераты типичны для оснований трансгрессивных свит. Внутриформационным конгломератам, более разнообразным по условиям своего возникновения, свойственны другие признаки: 1) слабая окатанность обломков, часто объясняющаяся их образованием путем разрушения местных пород; 2) иногда — присутствие или даже господство обломков мягких и вообще не устойчивых (по отношению к факторам, сопутствующим транспортировке) пород, например глин, слабосцементированных алевритов и т. д.; 3) разнообразие заполняющего вещества.

К внутриформационным относят конгломераты и конгломератобрекчии, образующиеся в результате небольшого переотложения некоторых типов брекчий, например подводнооползневых, брекчий времеиного осушения водоемов и т. д.

Б. А. Соколов в 1962 г. выделил апикальный тип конгломератов (от латинского арех — верхушка). Он характеризуется плохой окатанностью и неотсортированностью обломков. Грубость материала уменьшается от кровли к подошве.

Апикальные конгломераты образуются на последнем этапе развития регрессии.

Специфические методы исследования. В крупнообломочных породах подлежат изучению все три их ингредиента — обломки, заполняющее вещество и цемент (который может и отсутствовать), но в подавляющем большинстве случаев в центре внимания должны быть именно обломки. Изучение их обычно дает наиболее ценные результаты.

Крупная величина обломков позволяет быстро и просто (визуально) определять их размеры, форму, особенности поверхности, производить ориентировку анизометричных окатышей и т. д. По этим признакам можно выяснить обстановку образования крупнообломочных пород, иногда вплоть до таких деталей, как, например, направление потока, положение береговой линии моря или озера и т. п.

Состав обломков также говорит о многом. По нему можно судить, например в случае конгломератов, о том, чем была сложена суша, где были (или развиты и до сих пор) материнские породы окатышей; можно расчленять мощные конгломератовые толщи (молассовые и молассоидные) и т. д.

Характеристика и анализ методики изучения крупнообломочных пород содержатся в работах А. В. Хабакова (1933 г.), С. Г. Саркисяна и Л. Т. Климовой (1965 г.), Л. Б. Рухина (1957 г.), Н. Б. Вассоевича (1958 г.), Г. Н. Бутакова и А. П. Дедкова (1971 г.), Дж. Гриффитса (1971 г.), О. А. Борсука (1973 г.) и др.

Изучение обломков имеет своей целью охарактеризовать: 1) псефометрический (структурный) состав крупнообломочных пород, т. е. относительное содержание в них обломков разного размера; 2) степень окатанности обломков разного размера и разного состава; 3) их форму в смысле анизометричности (удлиненности и уплощенности); 4) поверхность обломков; 5) состав по фракциям. Иногда производят также определение объема окатышей в конгломератах.

Размер конгломератов и брекчий определяется путем обмера по возможности не менее 100 обломков в средней пробе (часто — из определенного объема породы). Если форма обломков не явится в дальнейшем предметом изучения, то ограничиваются замером наибольшего размера обломка, т. е. оси А (см. рис. 8-1), если же имеется возможность более детального исследования, то замеряют длину А, ширину В и толщину С каждого обломка.

Для самой простой характеристики конгломератов удобно применять структурную формулу в виде ряда цифр, отвечающих процентному содержанию обломков определенных фракций в порядке убывания размеров; например, для конгломерата, содержащего валуны (8%), гальку (14%), гравий (78%), формула будет выглядеть так: 8—14—78 (Вассоевич, 1956 г.).

С целью количественной характеристики морфометрических особенностей обломков крупнообломочных пород в различные годы были предложены многочисленные коэффициенты — сферичности и округленности (У. Уэделл, У. Крумбейн, Н. Рилей, Т. Зинг, И. Снид, Р. Фолк и др.), изометричности (А. А. Кухаренко), анизометричности (Н. Б. Вассоевич), уплощенности (К. Уэнтворт, Н. Б. Вассоевич), окатанности (К. Уэнтворт), удлиненности, вытянутости (Н. Б. Вассоевич, Р. Фолк), уплотненности и удлиненности (Дж. Добкинс, Р. Фолк), эллиптичности (А. Б. Вистелиус) и др. При этом, несмотря на близость или даже совпадение названий многих предложенных коэффициентов, их вид нередко существенно различен.

Характер анизометричности обломков определяется или грубо, на глаз, или более точно — путем измерения трех осей и вычисления двух коэффициентов — уплощенности K_n и удлиненности K_g или специального коэффициента. В первом случае выделяют несколько категорий, например: 1) изометричные (частный случай — сферические); 2) слабо анизометрические (короткие или слабо уплощенные эллипсоиды); 3) умеренно уплощенные; 4) сильно уплощенные; 5) удлиненно уплощенные; 6) слабо удлиненные и 7) сильно удлиненные (см. стр 43).

Во втором случае вычисляют K_n и K_g.

Нами (Н. Б. Вассоевич, 1958 г.) рекомендуется вычислять коэффициент уплощенности или по формуле $K_n' = (A+B)/2C-1$, т. е. по исправленной формуле К. Уэнтворта, или, еще лучше, по формуле $K_n'' = B/C-1$. K_n' и K_n'' шара по этим формулам равны нулю, что вполне логично.

Степень удлиненности можно характеризовать или коэффициентом, вычисляемым по формуле (аналогичной исправленной формуле Уэнтворта для K_n) $K_g' = 2A/(B+C)-1$, или по более простой формуле (аналогичной формуле для K_n'') $K_g'' = A/B-1$. Для шара величина обоих вариантов коэффициента равна

нулю, для обломка с размерами 10×1×1 см — 9, т. е. K_g' и K_g'' тем больше, чем более удлинен обломок.

Большое значение имеет также определение окатанности (эллипсоидальности) обломков, т. е. степени приближения формы обломков к эллипсоиду, и сферичности обломков, т. е. степени приближения их формы к сфере, к шару.

Идеально окатанные гальки и валуны обычно имеют форму трехосного эллипсоида, а не шара. Поэтому гораздо важнее определять коэффициент эллипсоидальности, а не сферичности. При этом следует учитывать, что соотношение осей А, В и С у таких эллипсоидов различно для разных типов пород и различных фаций.

По степени окатанности обломки можно подразделять на следующие пять групп.

1. Прекрасно окатанные — лишенные угловатости и вогнутости на отдельных участках поверхности (эллипсоидальные или яйцевидные).

2. Хорошо окатанные — с еще сохранившимися следами угловатости и даже первоначальной формы исходных обломков.

3. Умеренно окатанные — с ясными следами первоначальной угловатости и умеренно выраженными следами исходной формы обломков.

4. Слабо окатанные — с закругленными гранями и отчетливо выраженной исходной формой обломков.

5. Неокатанные — с сохранившейся первоначальной формой обломков, с незакругленными или почти с незакругленными тупыми и (или) острыми ребрами.

Эти градации А. В. Хабаков (1933 г.) предложил обозначать баллами. Угловатые (неокатанные) обломки получают нулевой балл; слабо окатанный обломок отвечает «единице окатанности» (1 балл); умеренно окатанный — двум «единицам окатанности» (2 балла); хорошо окатанный — трем единицам (3 балла), прекрасно окатанный — четырем единицам (4 балла).

Результаты изучения окатанности ансамбля обломков лучше всего записывать в виде краткой и наглядной «формулы» окатанности, в которой на первое место ставится число наиболее хорошо окатанных, а на последнее — неокатанных, например:

$$а — 2 — 12 — 6 — 12 — 4 \text{ (36 окатышей)},$$
$$б — 4 — 6 — 12 — 6 — 2 \text{ (30 окатышей)}.$$

С целью получения обобщенной величины окатанности обломков, присутствующих в составе крупнообломочной породы, по шкале А. В. Хабакова визуально оценивается окатанность примерно 100 обломков и затем вычисляется средний балл окатанности как отношение суммы парных произведений каждого балла на число обломков, окатанность которых соответствует данному баллу, к общему числу обломков, для которых производилось определение окатанности.

Оценку окатанности и других особенностей морфологии обломков необходимо проводить раздельно для каждой достаточно узкой размерной фракции. Пофракционное изучение обломков является одним из важных условий правильной и успешной работы по исследованию крупнообломочных пород (Н. Б. Вассоевич, 1958 г. и др.).

Изучение минерально-петрографического состава обломков имеет очень большое значение, так как позволяет во многих случаях делать

важные выводы палеогеографического, корреляционно-стратиграфического, геологопоискового и иного характера. Оно проводится обычными минералого-петрографическими методами — в зависимости от характера (состава, размеров и т. д.) изучаемых обломков (в шлифах, под бинокуляром, частично — в иммерсии, для обломков глинистых, карбонатных и некоторых других пород — с использованием методов рентгенографии, термографии и т. д.). При этом важным начальным этапом работ является предварительная типизация состава обломков, т. е. выделение тех основных типов пород, которые будут затем учитываться количественно в пробах с целью количественной характеристики состава крупнообломочных пород.

Постседиментационные изменения. Большинство субаквальных конгломератов, конгломерато-брекчий и брекчий содержит обломки таких осадочных горных пород, которые уже давно прошли стадию диагенеза. О таких обломках можно сказать, что их диагенез — это в основном диагенез заполняющего вещества, а не обломков. Только в тех случаях, когда обломки представлены еще не полностью сформировавшимися в породу осадками, например глинистыми или алевритовыми, можно говорить и о диагенезе всей коп. в целом. Диагенез заполняющего вещества принципиально не отличается от рассматриваемого в соответствующих главах настоящего справочника диагенеза того же вещества, но выпавшего в виде самостоятельного осадка (песчаного, глинистого и др.).

Обычно заполняющее вещество изменяется резче, чем обломки пород. Это и понятно, так как физико-химическому воздействию легче и скорее подвергаются более мелкие частицы, обладающие гораздо большей суммарной поверхностью, чем крупные обломки. Только по мере нарастания температуры и давления начинают преобразовываться и обломки пород, вначале глинистых (если они не претерпевали более сильных аналогично направленных изменений раньше) и карбонатных, а затем песчано-алевритовых, кремнистых и других типов. В стадию катагенеза на валунах и гальках возникают «ямки-вдавления» (Eindrücken швейцарских геологов), сначала на карбонатных породах, а затем и на кремнистых.

Образование таких ямок-вдавлений связано с уплотнением конгломератов за счет заполняющего вещества, вследствие чего геостатическое давление почти целиком воспринимается обломками, сосредоточиваясь в местах их соприкосновения. Дифференцированное распределение давления приводит к растворению карбоната (кремнезема) на участках повышенного давления и отложению его в местах пониженного.

Наблюдения показывают, что во всех случаях вдавливается участок обломка, имеющий меньший радиус кривизны, чем поверхность, на которой образуется углубление. Вероятно поэтому «виновниками» катагенетических ямок обычно являются относительно более мелкие обломки, а вдавливания возникают на более крупных.

В складчатых областях, в районах сильного развития сланцеватости, окатыши, особенно в изолированных прослоях конгломератов, стремятся расположиться уплощенностью вдоль сланцеватости. Описаны случаи значительного поворота уплощенных обломков. Указанное обстоятельство надо иметь в виду, чтобы при изучении ориентировки галек не прийти к ошибочным выводам.

При метаморфизме уже все ингредиенты крупнообломочных пород претерпевают бо́льшие или меньшие изменения. Обломки опять несколько запаздывают в соответствии с их составом. Некоторые из них, близкие по составу к запол-

няющему веществу, сливаются с ним, другие, даже на стадии гнейсов, еще отчетливо сохраняются. Хорошо известны во многих областях спрессованные конгломераты и более сильно метаморфизованные слюдяные гнейсы, содержащие деформированные, расплюснутые гальки кварца, кварцита, гнейса, гранита и т. д.

Области применения и связь с другими полезными ископаемыми. Изучение крупнообломочных пород нередко позволяет пролить свет не только на геологическую историю области их развития, но и на области, откуда происходит обломочный материал. Важно подчеркнуть, что при этом иногда удается выяснить такие черты палеогеографии, о которых значительно трудней или вовсе нельзя было бы узнать путем изучения других типов осадочных пород.

Наиболее распространенная первичная палеогеографическая задача, решаемая с помощью изучения крупнообломочных пород, — определение местоположения и состава пород источников сноса (питающих провинций), а также путей и факторов (агентов) транспортировки обломочного материала.

Исключительно велико значение исследований, в частности, докембрийских конгломератов. Как указывают А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (1967 г.), «исследование конгломератов имеет для изучения истории докембрия не меньшее значение, чем исследование палеонтологических остатков в более молодых толщах».

Крупнообломочные породы могут иногда содержать различные полезные ископаемые (золото, платину, алмазы и др.). В зависимости от характера оруденения, связанного с конгломератами, последние могут быть, в частности, золотоносными, сереброносными, платиноносными, урановосными, меденосными, железоносными (их обычно называют железорудными), полиметаллоносными (их обычно называют полиметаллическими). Они могут содержать также ртутное и иное оруденение. Несцементированные и умеренно сцементированные крупнообломочные породы часто являются водоносными, а в отдельных случаях содержат битумы, нефть и газ.

Многие конгломераты и брекчии являются полезными ископаемыми. Например, хорошо сцементированные мелкогалечные и гравийные конгломераты, известняковые, силицитовые и другие брекчии используются как строительный материал; красивые разности идут на облицовку зданий, а в отдельных случаях даже как поделочные камни III класса. Из существенно кварцевых гравелитов изготовляют жернова. Рыхлый гравий разрабатывается в карьерах как материал для дорожного покрытия, насыпей и т. д.; некоторые типы мелкого гравия используются для изготовления бетона. Сферические кремнистые гальки применяются в шаровых мельницах.

§ 2. ПЕСЧАНЫЕ, АЛЕВРИТОВЫЕ И СМЕШАННОГО СОСТАВА ПОРОДЫ

Определение, классификация и номенклатура. Песчаными называют мелкообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков минералов и горных пород (а изредка и скелетных остатков организмов), размер которых чаще всего принимается от 0,1 до 1 мм или от 0,05 до 2 мм. Рыхлые разности называют песками, а сцементированные — песчаниками. Американские седиментологи обычно к песчаным относят обломочные породы с размером зерен от 0,0625 до 2 мм. В последние годы в США появляются работы, в которых предлагается

перейти к десятичной шкале с границами классов 0,01; 0,1; 1 мм. При использовании десятичной шкалы размеров выделяют крупнозернистые (0,5—1 мм), среднезернистые (0,25—0,5 мм) и мелкозернистые (0,1—0,25 мм) песчаные породы, а при границах песчаных зерен 0,05 и 2 мм к ним добавляют тонкозернистые (0,05—0,1 мм) и грубозернистые (1—2 мм) разности.

Алевритовыми называют мелкообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков минералов размером от 0,01 до 0,1 мм или, согласно другим мнениям, от 0,005 до 0,05 мм. Рыхлые разности называют алевритами, а сцементированные — алевролитами. Среди них также обычно выделяют крупнозернистые (0,05—0,1 мм), среднезернистые (0,025—0,05 мм) и мелкозернистые (0,01—0,025 мм) или крупнозернистые (0,01—0,05 мм) и тонкозернистые, мелкозернистые (0,005—0,01 мм) алевритовые породы.

Песчаные и алевритовые породы связаны между собой, а также с грубообломочными и глинистыми породами постепенными переходами. В связи с этим возникает проблема, как проводить границы между указанными породами. По той же причине отсутствует единое мнение о том, каково должно быть содержание зерен соответствующей размерности, чтобы отнести породу к песчаным или алевритовым и назвать ее крупнозернистой, среднезернистой, мелкозернистой, разнозернистой. Породу принято относить к песчаной или алевритовой, если содержание обломков соответствующей размерности в ней более 60% либо более 50%. Таких же границ обычно придерживаются при выделении среди этих типов пород разностей по зернистости. Если содержание зерен соответствующей размерности менее 50 или 60%, то породу называют разнозернистой, причем некоторые (Н. В. Логвиненко) рекомендуют одновременно с этим названием указывать наиболее распространенную фракцию (например, «песок разнозернистый, крупнозернистый»). Однако существует мнение, что песчаные породы следует относить к определенной разности лишь в том случае, когда соответствующие зерна содержатся в количестве более 90%. Если 90% зерен сосредоточены в двух классах, то дается двойное название (например, «мелко-тонкозернистый песок»), причем на второе место ставится название того класса, содержание которого больше. Если 90% частиц распространены более чем в двух классах, породу называют плохоотсортированной.

Различны также классификации и номенклатуры алеврито-песчаных пород, указывающие на количество примеси в них других компонентов. К чистым разностям обычно относят песчаные и алевритовые породы, содержащие не более 10%, реже не более 5% примесей. Наличие примеси до 40% или до 50% отражается в добавлении к названию породы соответствующего прилагательного («алевритовый песок», «известковый песчаник»). Иногда предлагается для разных содержаний примеси использовать определенные окончания прилагательных. Например, при содержании второстепенного компонента от 10 до 25% употребляется прилагательное с окончанием «истый» («гравелистый песчаник», «алевритистый песок»), а при содержании от 25 до 40% — с окончанием «ый» («гравелитовый песчаник», «алевритовый песок»).

По мнению других авторов (Н. Н. Верзилин), при наличии примесей в количестве более 5% каждой следует указывать, прибавляя к названию породы соответствующие прилагательные в порядке увеличения содержания этих компонентов, не закрепляя за ними определенных окончаний, так как они не всегда получаются благозвучными. Например, хорошо звучит «алеврито-глинистый песок», «карбонатный песчаник», но вряд ли имеет смысл говорить «алеврито-

глинный песок», «карбонатистый песчаник». Если примеси составляют значительную часть породы и на основной компонент приходится менее 75%, перед названием примеси прибавляется слово «сильно» (например, при содержании 70% алевритовых частиц и 30% песчаных порода называется «сильно песчаный алеврит»; при содержании 70% алевритовых частиц, 20% карбонатного и 10% песчаного материала — «сильно песчано-карбонатный алеврит»).

За рубежом принята иная классификация алеврито-песчаных пород. Обычно выделяются «чистые» (clean) пески (песчаники) или арениты — песчаные породы, в которых содержится менее 15% цементирующего (чаще всего глинистого) вещества (matrix), и «грязные» (dirty) пески (песчаники) или вакки, в которых содержится более 15% вмещающего необломочного материала. Дальнейшее подразделение строится на основе петрографо-минерального состава обломочной части [4].

В природе часто распространены породы, в которых содержание песчаного, алевритового, глинистого или какого-либо иного материала примерно одинаково. Такие породы называются смешанными (в случае двухкомпонентных систем их иногда называют переходными). Смешанные породы имеют широкое распространение в красноцветных, ледниковых, молассовых, граувакковых и флишевых толщах. Вопросы классификации смешанных пород рассматриваются в ряде работ [1, 2, 4, 5].

Некоторыми авторами для определенных разностей смешанных пород предлагались специальные термины (например, суглинок, супесь, хлидолит, паттум, вапп, гипалеврит, миктит, микстолит, мусорная порода и т. д.). Большинство из этих названий не получило широкого распространения. Исключение представляют лишь термины суглинок и супесь, которые широко применяются в грунтоведении, инженерной геологии, почвоведении и четвертичной геологии, в связи с чем они используются в литологии, хотя и сравнительно редко.

Суглинками обычно называют рыхлые молодые континентальные отложения, состоящие из частиц менее 0,01 мм, содержащихся примерно в количестве 30—50%, и обломочного материала крупнее 0,01 мм, составляющего соответственно 70—50%. В них обычно присутствует около 10—30% глинистых частиц, которые и обусловливают их основные физико-технические показатели. За характерный признак суглинков обычно принимается изменение числа пластичности от 7 до 17. Иногда выделяют разновидности суглинков. Например, суглинки валунные, содержащие значительную примесь валунов; суглинки лёссовидные, породы по общему облику и ряду признаков похожие на лёсс, но отличающиеся от него какими-либо особенностями: большей глинистостью, присутствием крупнозернистого, вплоть до галечного, материала, наличием слоистости и т. д.

Термин супесь также обычно применяется для рыхлых молодых континентальных отложений (грунтов), состоящих примерно из 90—70% алеврито-песчаного материала и 10—30% частиц менее 0,01 мм. Характерным свойством супесей часто принимается меньшая, чем у суглинков, пластичность (число пластичности меньше 7).

Иногда термины суглинок и супесь предлагается использовать в литологии и для древних, в том числе сцементированных пород, для обозначения смешанных песчано-алеврито-глинистых пород или глинистых песчаников и глинистых алевролитов (Л. В. Пустовалов, 1947 г.; Г. И. Теодорович, 1938 г., 1958 г.). Однако разные исследователи в эти понятия вкладывают существенно различный смысл и трактуют термины существенно иначе, чем принято в дисциплинах, ши-

роко их использующих (рис. 8-3), что, естественно, затрудняет их употребление в литологии.

Обычно к смешанным породам относят такие, в которых содержание любого слагающего их компонента не превышает 60%, реже при содержании каждого компонента менее 50%. Некоторые авторы при классификации и номенклатуре смешанных пород отдают предпочтение одному из компонентов. Например, при классификации песчано-алеврито-глинистых отложений за такой компонент

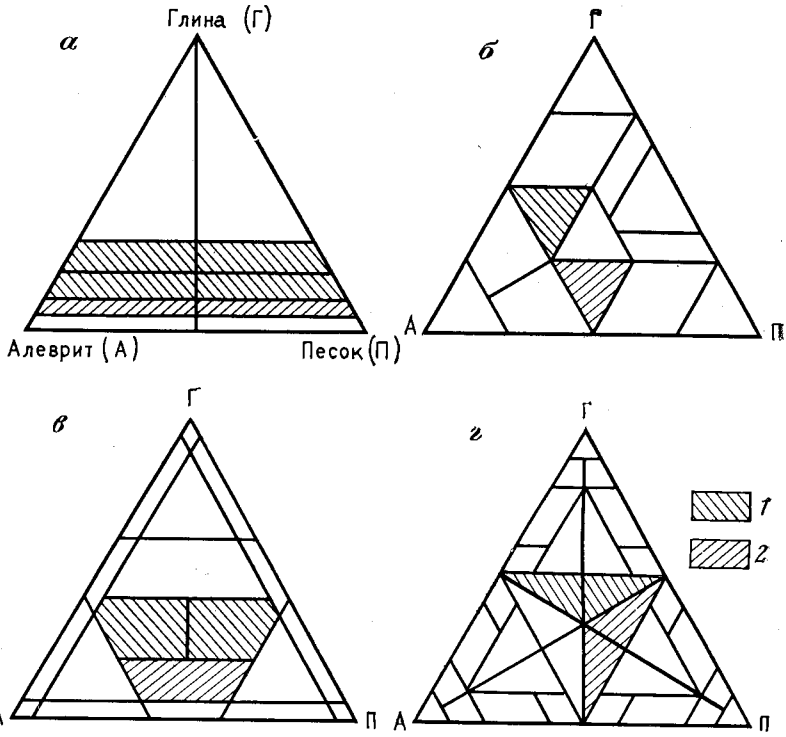


Рис. 8-3. Классификации смешанных пород:
а — по Н. В. Логвиненко (1967 г.), *б* — по Л. В. Пустовалову (1947 г.), *в* — по Л. Б. Рухину (1956 г.), *г* — по Г. И. Теодоровичу (1958 г.).
1 — суглинки; *2* — супеси.

берется то алеврит (Л. В. Пустовалов, 1947 г.), то песок (Fólk, 1954 г.), то глина (Н. В. Логвиненко, 1974 г.). В результате часто различаются не только объемы выделяемых разновидностей пород, но и объемы одних и тех же номенклатурных единиц.

Другие классификации смешанных пород основаны на равноправности компонентов, их слагающих. Например, предлагается при содержании в смешанной породе каждого из компонентов менее 60% и при этом двух главных из них суммарно не менее 80%, а всех второстепенных компонентов в отдельности в количестве не более 5%, название породы давать из двух слов, ставя на второе место преобладающий компонент (например, «алевро-песок», «алевро-гли-

на»). Если в такой породе присутствует примесь второстепенных компонентов более 5% каждого в отдельности, то к названию породы прибавляются названия этих примесей в виде прилагательных, также в порядке увеличения содержаний (например, «глинисто-карбонатный алевро-песок», «гравийно-песчаная алевро-глина»). При содержании каждого из компонентов менее 60% и суммарном содержании любых двух менее 80% название пород составляется из названий всех компонентов, содержащихся в количестве более 20%, которые располагаются в порядке увеличения содержаний (например, «алевро-глино-песчаник»). Если присутствуют и примеси в количестве более 5% и до 20%, то наличие их

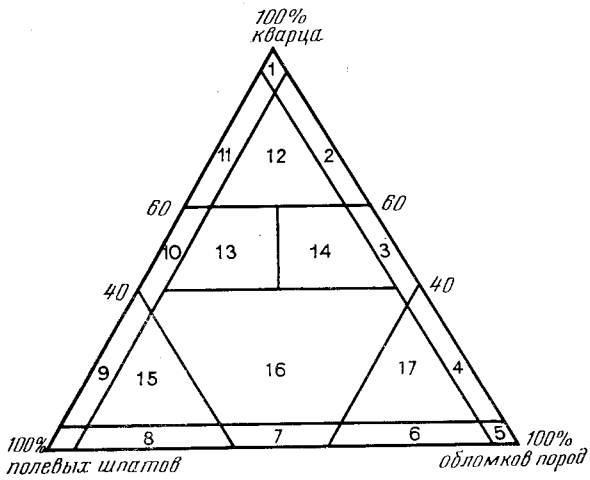


Рис. 8-4. Классификация песчаников, по Л. Б. Рухину (1956 г.).

1 — чистый кварцевый песчаник; *2* — граувакковый кварцевый песчаник; *3* — бесполевошпатовая кварцевая грауваккa; *4* — бесполевошпатовая грауваккa; *5* — чистая грауваккa; *6* — бескварцевая грауваккa; *7* — бескварцевая аркозо-грауваккa; *8* — бескварцевый аркоз; *9* — аркоз; *10* — кварцевый аркоз; *11* — полевошпато-кварцевый песчаник; *12* — полевошпато-грауваккoвый кварцевый песчаник; *13* — кварцево-грауваккoвый аркоз; *14* — кварцево-полевошпатовая грауваккa; *15* — грауваккoвый аркоз; *16* — аркозо-грауваккu; *17* — полевошпатовая грауваккa

выражается посредством прибавления прилагательного или прилагательных (например, «гравийно-карбонатный алевро-глино-песчаник»).

Алеврито-песчаные породы подразделяются не только на основании их структурных особенностей, но и по составу слагающего их обломочного материала. По этому признаку обычно принято выделять мономиктовые (мономинеральные), олигомиктовые и полимиктовые песчаные и алевритовые породы. К мономиктовым относят породы, состоящие на 90% (или 95%) и более из обломков одного минерала или породы. Чаще всего встречаются кварцевые пески и песчаники. Мономиктовые породы обычно возникают либо при разрушении однородной породы, либо при уничтожении всех разновидностей обломков, кроме одной, наиболее устойчивой в соответствующих условиях.

Олигомиктовые породы — термин, менее определенный. Это породы, сложенные в основном обломками двух различных минералов или пород, или обломками одного минерала и одной породы (например, песчаники, сложенные в основном обломками кварца и кремнистых пород, кварца и полевых шпатов, кварца и глауконита).

Полимиктовые породы — также термин, недостаточно определенный и трактуемый по-разному. Основной смысл, вкладываемый в него, заключается в том, что породы сложены обломками различных минералов и пород, содержащихся в соизмеримых количествах. Это по-существу породы смешанного состава, незрелые. Иногда считают, что в полимиктовых породах ни один из обломочных компонентов не составляет более 60%. Как правило, для таких пород харак-

терно значительное содержание обломков полевых шпатов, различных пород, слюд.

Перечисленные названия являются обобщающими, они характеризуют группы пород. В названии же конкретной породы обязательно должны указываться главнейшие из слагающих ее компонентов.

Существует значительное количество классификаций и номенклатур алевритово-песчаных пород по петрографо-минеральному составу обломочных зерен, обзор которых приводится в ряде работ. Наиболее распространенным и наглядным способом представления классификаций для трехкомпонентных пород явля-

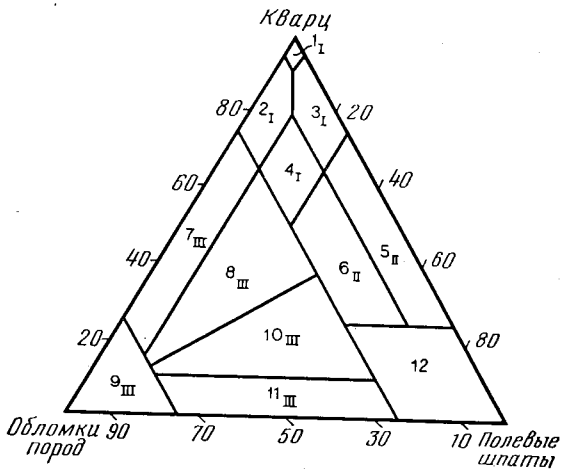


Рис. 8-5. Классификация песчаников, по В. Д. Шутову (1967 г.).

Кварцевая группа: 1_I — мономиктовые кварцевые песчаники; 2_I — кремнекластито-кварцевые песчаники; 3_I — полевошпато-кварцевые песчаники; 4_I — мезомиктовые кварцевые песчаники. Аркозовая группа: 5_{II} — собственно аркозы; 6_{II} — граувакковые аркозы. Граувакковая группа: 7_{III} — кварцевые граувакки; 8_{III} — полевошпато-кварцевые граувакки; 9_{III} — собственно граувакки; 10_{III} — кварцево-полевошпатовые граувакки; 11_{III} — полевошпатовые граувакки; 12 — поле собственно терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления)

ются треугольные диаграммы; некоторые из них приводятся на рис. 8-4—8-7. Иногда в графическом виде выражаются классификации и для четырехкомпонентных пород (Сиротин, 1974 г.).

За рубежом часто пользуются не двумя самостоятельными классификациями, одна из которых основана на структурных признаках, а другая — на петрографо-минералогических, а объединенной [4]. Например, при содержании цементирующей массы менее 15% в зависимости от состава обломочной части выделяют: кварцевые аренитовые (обломков пород и полевых шпатов не более 5% по отдельности), аркозовые аренитовые (25% и более полевых шпатов, при преобладании их над обломками пород), лититовые аренитовые (25% и более обломков пород при преобладании их над полевыми шпатами) и субаркозы или сублитаренитовые (содержание полевых шпатов или обломков пород соответственно в пределах от 5 до 25% при преобладании в первом случае полевых шпатов над обломками пород, а во втором — при обратном их соотношении). При содержании же цементирующей массы более 15% выделяют: кварцевые вакки (обломков пород и полевых шпатов по отдельности менее 5%), полевошпатовые граувакки и лититовые граувакки (при содержании полевых шпатов или обломков пород соответственно в количестве более 5% и доминировании в первом случае обломков полевых шпатов, а во втором — обломков пород).

Происхождение и условия образования. Песчаные и алевритовые породы в основном сложены обломками относительно устойчивых в химическом и меха-

ническом отношении минералов и пород, образовавшихся при выветривании и эрозии магматических, метаморфических и осадочных толщ. Рассматриваемые породы образуются почти повсеместно в самых различных климатических, тектонических и фациальных обстановках. Основными факторами, обусловливающими возможность возникновения и специфику условий образования песчаных и алевритовых осадков, являются процессы механической дифференциации осадочного материала. В связи с этим выделяются четыре основные ландшафтно-динамические области накопления осадков: водораздельно-склоновая, наземно-равнинная, подводно-равнинная и удаленная от берега область проявления течений и мутьевых потоков. Две первые отвечают континентальному осадконакоплению, при котором часто значительное влияние оказывает ветер, вторые — бассейновому.

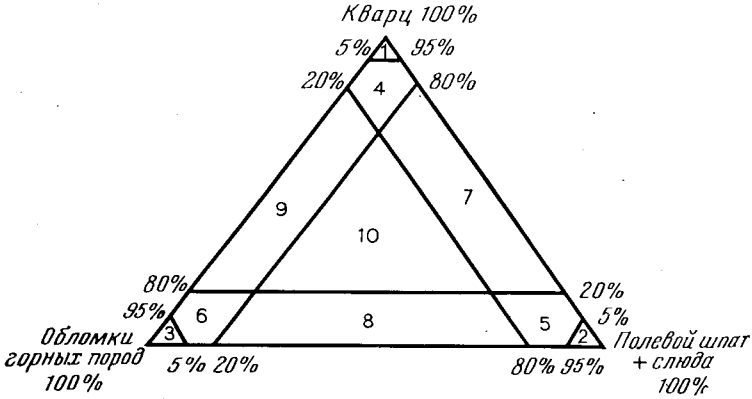


Рис. 8-6. Классификация песчаных и алевритовых пород, по Н. В. Логвиненко (1967 г.).
Мономинеральные или мономиктовые: *1* — кварцевые; *2* — полевошпатовые; *3* — литоидные. Олигомиктовые: *4* — полевошпато-кварцевые; *5* — кварцево-полевошпатовые; *6* — кварцево-литондные. Полиминеральные: *7* — аркозовые; *8* — литоидные аркозы; *9* — граувакковые; *10* — породы смешанного состава — аркозо-граувакки

Условия образования песчаных осадков весьма разнообразны. Обычно они определяются по непереотложенным органическим остаткам, характеру косой слоистости, особенностям гранулометрического состава, характеру седиментогенетических и диагенетических минералов, особенностям поверхностей напластования, общей палеогеографической обстановке и т. п. Выделяют донные, разнообразные прибрежные, пляжевые, озерные, речные, эоловые, флювиогляциальные и элювиальные песчаные отложения. Генетический спектр алевритовых отложений менее разнообразен. Чаще всего алевриты образуются на дне озерных, морских и океанских бассейнов, в зоне слабо подвижных вод. Нередки они среди пойменных отложений. Однако среди ледниковых, элювиальных и делювиальных осадков алевриты редки, так как для их формирования необходимо предварительное удаление песчаных и глинистых частиц. Наряду с этим к алевритовым отложениям относится широко распространенная специфическая порода (главным образом четвертичного возраста) — лёсс, образующаяся в континентальных обстановках, относительно генезиса которой пока нет единого мнения.

Хотя ведущими факторами при образовании песчаных и алевритовых осадков являются процессы механической дифференциации, контролируемые динамикой среды отложения осадочного материала, петрографо-минеральный, химический и в некоторой мере структурный состав песчаников и алевритов опреде-

ляются типом материнских пород и интенсивностью и направленностью процессов: выветривания, седиментогенеза, диагенеза и катагенеза. При этом иногда диагенетические и катагенетические процессы широко проявляются не только в аутигенном минералообразовании, но и в удалении минералов, ставших неустойчивыми в новых условиях. Вследствие этих процессов могут образовываться даже мономинеральные породы (хотя большинство исследователей приходит к выводу, что источником их были ранее существовавшие песчаники, т. е. они являются многоцикловыми). Поэтому песчаники и алевролиты трудно рассматривать как простую смесь первоначально отложенного обломочного материала.

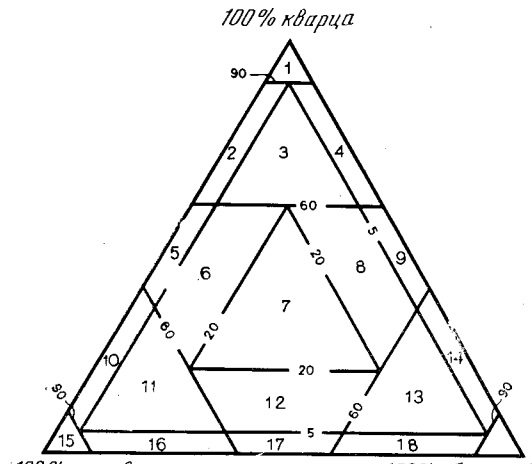


Рис. 8-7. Классификация алевритo-песчаных пород для случая, когда обломки сложены кварцем, полевыми шпатами и кремнистыми породами, по Н. Н. Верзилину (1971 г.).

1 — кварцевые; *2* — полевошпатовые кварцевые; *3* — полевошпато-кремневые кварцевые; *4* — кремневые кварцевые; *5* — полевошпато-кварцевые; *6* — кремневые полевошпато-кварцевые; *7* — полевошпато-кварцево-кремневые; *8* — полевошпато-кремнево-кварцевые; *9* — кремнево-кварцевые; *10* — кварцевые полевошпатовые; *11* — кварцево-кремневые полевошпатовые; *12* — кварцевые полевошпато-кремневые; *13* — кварцево-полевошпатовые кремневые; *14* — кварцевые кремневые; *15* — полевошпатовые; *16* — кремневые полевошпатовые; *17* — полевошпато-кремневые; *18* — полевошпатовые кремневые; *19* — кремневые.

Принципы классификации и номенклатуры остаются постоянными и для пород, сложеных любыми другими компонентами. Так, вместо кремневых, могут быть глауконитовые, лититовые, граувакковые песчаники и все соответствующие производные («полевошпато-кварцевые граувакковые песчаники», «граувакко-кварцевые песчаники» и т. п.). Для более чем трехкомпонентных пород названия образуются аналогично, увеличивается лишь количество слов, из которых слагается соответствующее составное прилагательное. Например, «глауконит-полевошпат-кремневые кварцевые песчаники» (кварца более 60%, остальные компоненты — примеси, содержащиеся по отдельности более 5%), «слюдисто-полевошпатовые глауконит-кремнево-кварцевые песчаники» (обломков глауконита, кремнистых пород и кварца по отдельности больше 20%, а слюды и полевых шпатов менее 20%, но более 5%). Во всех сучаях названия компонентов располагаются в порядке увеличения их содержания

Общая характеристика. Цвет песчаных пород весьма разнообразен. Он определяется как окраской самих обломков, так и цветом цементирующего их вещества. В случае отсутствия, незначительного содержания или неокрашенности цементирующего материала породы кварцевого состава обычно почти белого цвета, при значительном содержании полевых шпатов — розового, при обилии обломков эффузивных пород — серого, а при значительном содержании глауконита — зеленого цвета. Окраска цементирующего материала может полностью затушевывать окраску обломочной составляющей. Такое явление наблюдается в широко распространенных красноцветных и пестроцветных породах, окраска которых, как правило, определяется цветом глинистых минералов цемента или железистой пленки вокруг зерен.

Излом, отмечающийся у сцементированных разностей песчаных и алевритовых пород, определяется характером цементирующего материала, зерни-

стостью породы, ее текстурными особенностями, направлением скола. Характерной особенностью поверхности излома является обычно четкая ее зернистость, шероховатость. Чаще всего излом неровный в направлении, не совпадающем с напластованием или поверхностью косых слойков, реже, в основном у алевритовых пород, раковистый. Для лёссов характерны столбчатая отдельность и значительная пористость.

Особенностью алеврито-песчаных пород является частое присутствие в них специфических текстур. Это прежде всего разнообразные косослойчатые текстуры, знаки ряби, градационная слоистость, а также следы жизнедеятельности организмов, гиероглифы, следы оползания осадков, нептунические дайки. Все эти признаки, хотя и не всегда интерпретируются одинаково, имеют очень большое значение при выяснении генезиса отложений, и потому им посвящена обширная литература [4 и др.].

Минералы, которые встречаются в песчано-алевритовых породах в виде обломочных зерен соответствующей размерности, могут быть основными (породообразующими), второстепенными и акцессорными. Породообразующими компонентами, как правило, являются кварц, полевые шпаты, реже обломки пород. Второстепенными могут быть слюды, обломочный глауконит и разнообразные обломки скелетов организмов. Иногда считают, что основные компоненты содержатся в количестве более 10%, а второстепенные — от нескольких (1—3%) до 10%. Однако целесообразнее к основным относить компоненты, которые участвуют в названии породы (т. е. присутствуют в количестве более 5%), а к второстепенным — содержащиеся в виде примеси. Естественно, в конкретных породах минералы, обычно встречающиеся в виде второстепенных (и даже акцессорных), могут быть породообразующими, и наоборот. Акцессорные минералы чаще всего представлены ильменитом, магнетитом, цирконом, рутилом, гранатами, турмалином, дистеном, ставролитом, минералами группы эпидота, апатитом и другими тяжелыми минералами. В современных осадках часто в значительном количестве (иногда даже в ранге второстепенных и основных минералов) встречаются амфиболы, пироксены, реже оливин.

Аутигенные минералы слагают цемент песчаников и алевролитов, который обычно бывает глинистым, карбонатным, кремнистым (из вторичного кварца, опала, кварцина, халцедона), железистым или полиминеральным: глинисто-карбонатным, железисто-глинистым и др. Иногда цемент слагается сульфатными, фосфатными и другими минералами. Помимо этого, в цементе или порах пород могут содержаться аутигенные акцессорные минералы: гидроокислы железа (в основном гётит), пирит, марказит, лейкоксен, целестин, флюорит, цеолит и др., вплоть до аутигенных полевых шпатов, турмалина, гранатов.

Под цементом песчано-алевритовых пород обычно понимают содержащийся в них хемогенный или глинистый материал, скрепляющий обломки между собой. Классификации цементов многочисленны и разнообразны. Обычно цементы подразделяют: по составу материала (глинистый, карбонатный и т. д.); по соотношению его с цементируемым материалом (базальный, поровый, соприкосновения, крустификационный); по взаимодействию с цементируемым материалом (коррозионный, регенерационный); по структуре (аморфный, тонкоагрегатный, полиморфный, кристаллическизернистый); по времени образования (первичный, вторичный). Такие классификации цементирующего материала обычно в равной мере могут использоваться при описании собственно песчаных или алевритовых пород и соответствующих смешанных пород. Лишь в породах, в которых обло-

мочного материала меньше, чем цементирующего, не может быть цемента порового или соприкосновения, для них характерен базальный цемент. Напротив, если считать, что базальный цемент должен преобладать над обломками, он не может выделяться при описании собственно песчаных и алевритовых пород.

Химический состав алеврито-песчаных пород, хотя и зависит от их минерального и петрографического состава, в целом характеризуется высоким содержанием кремнезема. Так, средние содержания его даже в граувакковых и лититовых песчаниках находятся в пределах 66—67%, в аркозовых — около 77%, а в кварцевых 95%. Для граувакковых песчаников характерно повышенное содержание окислов алюминия (13,5%), а для лититовых — CaO (6,2%) и CO_2 (5,0%) (табл. 8-3).

Таблица 8-3

Средние химические составы основных классов песчаников и состав среднего песчаника, по Петтиджону [4]

Окислы	Кварцевые	Лититовые	Граувакки	Аркозы	Средний песчаник		
					А	Б	В
SiO_2	95,4	66,1	66,7	77,1	78,66	84,86	77,6
Al_2O_3	1,1	8,1	13,5	8,7	4,78	5,96	7,1
Fe_2O_3	0,4	3,8	1,6	1,5	1,08	1,39	1,7
FeO	0,2	1,4	3,5	0,7	0,30	0,84	1,5
MgO	0,1	2,4	2,1	0,5	1,17	0,52	1,2
CaO	1,6	6,2	2,5	2,7	5,52	1,05	3,1
Na_2O	0,1	0,9	2,9	1,5	0,45	0,76	1,2
K_2O	0,2	1,3	2,0	2,8	1,32	1,16	1,3
H_2O^+	0,3	3,6	2,4	0,9	1,33	1,47	1,7
H_2O^-	—	0,7	0,6	—	0,31	0,27	0,4
TiO_2	0,2	0,3	0,6	0,3	0,25	0,41	0,4
P_2O_5	—	0,1	0,2	0,1	0,08	0,06	0,1
MnO	—	0,1	0,1	0,2	Сл.	Сл.	0,1
CO_2	1,1	5,0	1,2	3,0	5,04	1,01	2,5
SO_3	—	—	0,3	—	0,07	0,09	—
S	—	—	0,1	—	—	—	Сл.
BaO	—	—	—	—	0,05	0,01	Сл.
C	—	—	0,1	—	—	—	Сл.
Сумма	100,7	100,0	100,4	100,0	100,41	99,86	100,0

А — химический анализ средней пробы из 235 образцов песчаников. Б — химический анализ средней пробы из 371 образца стронтельных песчаников. В — расчетный состав: 26 частей средней граувакки, 25 частей среднего лититового песчаника, 15 частей среднего аркозового песчаника, 34 части среднего кварцевого песчаника.

В некоторых генетических типах песчано-алевритовых пород нередко присутствуют органические остатки, обычно являющиеся наиболее надежными индикаторами условий отложения осадков. Особенно часто встречаются остатки фауны в морских и озерных отложениях, реже в речных. Обычно это остатки раковин разнообразных моллюсков, а в озерных и речных отложениях также иногда скопления костей позвоночных, обломки окаменелой древесины. Наоборот, для эоловых, флювиогляциальных и элювиально-делювиальных образований характерно отсутствие органических остатков. Однако при использовании данных об органических остатках для выяснения условий образования вмещающих их пород необходимо помнить, что они (представляя собой танатоценоз) могли быть захоронены не на месте обитания древних организмов и не соответство-

вать биоценозу, а в ряде случаев являются даже переотложенными из более древних отложений. В связи с этим условия обитания ископаемых организмов и обстановка накопления вмещающих их остатки отложений часто могут существенно различаться. В какой-то мере от условий образования песчаных осадков зависит и их минеральный состав.

Специфические методы исследования. Специфическими методами исследования алеврито-песчаных пород являются гранулометрический, минералогический и текстурный анализы.

Структурные особенности песчаных пород определяются при помощи гранулометрического анализа, который осуществляется ситовым, седиментационным способом и в шлифах. Результаты гранулометрического анализа представляются графически в виде гистограмм, кривых распределения, кумулятивных кривых, треугольников или в цифровом выражении в виде гранулометрических коэффициентов. Сопоставление гранулометрических коэффициентов дает возможность судить о динамике среды отложения осадков и следовательно об их генезисе. Для определения генезиса песков по их гранулометрическому составу предложен целый ряд генетических (вернее, динамических) диаграмм.

Для определения фациальной принадлежности осадков (водного или эолового их происхождения) может применяться также изучение соотношения гранулометрического состава тяжелых и легких минералов в одном и том же образце [2].

Важной характеристикой условий отложения и транспортировки песчаного материала является форма зерен, их окатанность и характер поверхности, которые могут изучаться и интерпретироваться разнообразными методами.

При изучении вещественного состава алеврито-песчаных пород значительный интерес представляет изучение состава акцессорных (тяжелых) минералов и типоморфных особенностей легких и тяжелых минералов, что позволяет устанавливать расположение и характер областей сноса, направление переноса материала, условия отложения осадков, рельеф дна бассейна седиментации и т. д.

Характерным признаком песчаных пород является частое присутствие в них косослойчатых текстур, изучение морфологических типов которых позволяет сделать заключения о генезисе отложений, а выяснение преобладающего наклона косых слойков — о направлении движения среды отложения осадочного материала. Замеры производятся в поле, затем, в случае нарушенного залегания, редуцируются и строятся розы-диаграммы.

Диагенетические изменения. Существует много доказательств сложных постседиментационных изменений алеврито-песчаных осадков, однако хотя существование таких преобразований признается большинством геологов, относительно масштабов и интенсивности изменений исходного обломочного материала в процессе диагенеза существуют различные мнения [4 и др.]. Иногда даже полагают, что современный минеральный состав осадочных пород лишь очень слабо напоминает состав первичного обломочного материала.

Наилучшими доказательствами проявления диагенеза согласно некоторым исследователям являются: «1) степень и существо различий между современными и древними песками и 2) присутствие структурных элементов, особенно псевдоморфных замещений, прямо указывающих на процессы постседиментационного изменения породы» [4]. Главными диагенетическими изменениями алеврито-песчаных пород обычно принято считать: 1) карбонатную цементацию, 2) цементацию кремнеземом, 3) изменения вулканокластов, 4) образование ак-

цессорных диагенетических минералов (полевых шпатов, окислов железа, гипса или ангидрита, глинистых минералов, сульфидов и др.).

Области применения и связь с другими полезными ископаемыми. Экономическое значение песчаных пород очень велико. Они широко используются в стекольной и керамической промышленности, в строительстве (для производства бетона, штукатурки и т. п.; при мощении дорог; крепкие песчаники используются для кладки стен, облицовки, как бутовый камень), в качестве формовочных, абразивных, кислотоупорных, огнеупорных, фильтрующих и других материалов. В песчаных отложениях присутствуют промышленные россыпные месторождения золота, платины, алмазов, ильменита, циркона, вольфрамита и других минералов и месторождения инфильтрационного и биохемогенного происхождения меди, ванадия, урана, фосфоритов, глауконита. Песчаные породы являются главнейшими резервуарами месторождений нефти, газа и подземных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко Н. А.* К вопросу выделения смешанных осадочных пород в верхнем мелу Волгоградского Правобережья. Саратов, Изд-во Сарат. ун-та, 1980, с. 108—117.

2. *Верзилин Н. Н., Окнова Н. С.* Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях. — Вестник ЛГУ, 1977, № 6, с. 12—23.

3. *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М., Мир, 1974. 272 с.

4. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 535 с.

5. *Шминке Н. Д.,* К методике систематизации и обработки результатов гранулометрического анализа многокомпонентных смешанных пород. — В кн.: Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья, вып. 9, ч. 1, Саратовский ун-т, 1974, с. 21—34.

Глава 9

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Общая характеристика. Глинистые породы характеризуются полиминеральностью и высокой дисперсностью. Главными породообразующими минералами их являются силикаты и алюмосиликаты (т. н. глинистые минералы) с размерами индивидуальных частиц менее 0,001 мм. Достоверно оценить распространенность глинистых пород трудно, так как в природе существует много переходных типов осадочных, вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфизованных пород, содержащих большое количество глинистых частиц. Глинистые породы составляют 65% всех осадочных пород фанерозоя. Содержание глинистых пород в докембрии выше, так как общее содержание глинистых пород в земной коре (фанерозой+докембрий) оценивается в 81% (Г. Гаррелс, Ф. Маккензи, 1972 г.).

По степени уплотнения глинистые породы образуют ряд: глины — уплотненные глины — аргиллиты — сланцеватые аргиллиты — глинистые сланцы*. В этом ряду только глины и уплотненные глины обладают пластичностью и обменными свойствами. Пластичность глин определяется способностью тонкодисперсных и

* Глинистые илы здесь не упоминаются, так как они являются осадками, а не породами.

плохоокристаллизованных глинистых минералов адсорбировать воду. Обменная способность глин связана также с наличием электрического заряда на базальных плоскостях структур глинистых минералов, что позволяет им удерживать наряду с молекулами воды анионы и катионы. В ряду уплотнения уменьшается пластичность, снижается обменная способность и способность к набуханию, затрудняется размокание, меняется характер излома и появляются признаки сланцеватости и кливажа.

Глинистые породы залегают в виде слоев, прослоев, линзообразных залежей различной мощности. Кроме этого глинистые минералы могут концентрироваться в виде налетов, примазок, корок, стяжений, цементов и псевдоморфоз по различным минеральным и органическим остаткам. Макроскопически многие глины представляют собой землистые массы, часто жирные на ощупь. Плотные криптомерные породы (аргиллиты, глинистые сланцы) плитчаты или сланцеваты. Излом глинистых пород зависит от степени дисперсности, степени уплотнения и примесей. Излом глин — гладкий, раковистый, землистый, при наличии алевритовых и песчаных примесей — неровный и шероховатый. Излом аргиллитов — оскольчатый, шероховатый, занозистый. Отдельность глинистых пород часто бывает связана со слоистостью. Слоистые глины (при высыхании) и аргиллиты обладают плитчатой отдельностью, неслоистые — комковатой, угловатой, скорлуповатой. Цвет глинистых пород связан с окраской породообразующих минералов и минеральных и органических примесей. Цвет пород белый, серый, темно-серый до черного (с примесью битуминозного или углистого вещества), зеленовато-серый, различных оттенков желтого, красного и коричневого цветов (с примесью окисного железа в различной минеральной форме).

Гранулометрическая характеристика глинистых пород может быть получена различными методами гранулометрического анализа, результаты которых зависят от способа диспергации и способа подготовки пород к анализу. Достоверность определения процентного содержания глинистых частиц того или иного размера уменьшается с усилением цементации, с агрегизацией глинистых частиц, с неоднородностью минерального состава, поэтому при приведении гранулометрических характеристик необходима ссылка на методику их получения. Единой гранулометрической границы между глинами (пелитами) и алевритами нет. К глинистым породам относятся или породы, содержащие более 50% частиц менее 0,005 мм, или породы, содержащие более 50% частиц не менее 0,01 мм [10], или породы, содержащие более 50% частиц менее 0,002 мм. Во всех случаях гранулометрическая характеристика позволяет выделять глинистые породы с бо́льшим содержанием частиц менее 0,001 мм (тонкие пелиты) и с меньшим (грубые пелиты). Пелитовая структура глинистых пород, определяемая размером отдельных частиц или их агрегатов, дополняется изучением пород в шлифах. В зависимости от размера, формы и величины частиц или их агрегатов устанавливаются микроструктуры ориентированные — микрослоистая (параллельная, прерывистая, волнистая), сегрегационная, алевропелитовая и др.; неориентированные — колломорфная, хлопьевидная, ооидная, спутановолокнистая, брекчиевидная и др. Детальная характеристика ориентированных микроструктур глинистых пород дается при одновременном использовании оптического и рентгеновского методов изучения (Ц. М. Райтбурд, В. И. Муравьев, 1962 г.). Микростроение глинистых пород может изучаться и с помощью электронного микроскопа методом реплик со скола свежей поверхности. Особо выразительные картины получаются в сканирующем микроскопе. Наряду с ориентированными

микроструктурами частичной или нарушенной ориентировки, устанавливаются микроструктуры коагуляционные (структура пчелиных сот и др.). Все микроструктурные признаки используются как для генетических целей, так и для выяснения целого ряда технологических качеств.

Минеральный состав глинистых пород определяется прежде всего типом породообразующего силиката или наличием нескольких силикатов. Количество породообразующих силикатов невелико, если учитывать только минеральные виды или принадлежность к определенной минеральной группе. В глинах распространены минералы группы каолинита, гидрослюд, монтмориллонита, хлорита, пирофиллита, вермикулита, палыгорскита и сепиолита, а также смешанно-слойные образования. Детализация состава связана с определением различных представителей изоморфных рядов в каждой группе (гидрослюды железистые и алюминиевые, монтмориллониты железистые и алюминиевые, хлориты железистые и магнезиальные и т. п.), с определением политипных модификаций (политипы гидрослюд, хлоритов) с выделением различных разновидностей по степени структурного совершенства (структурный типоморфизм каолинита и др.) и с идентификацией и расшифровкой структур смешанно-слойных образований. Кроме различных вариантов смесей кристаллических слоистых силикатов могут присутствовать аморфные силикаты (аллофаноиды), кристаллические и аморфные окислы и гидроокислы кремния (кварц, кристобалит, опал), окислы и гидроокислы железа, марганца и алюминия, карбонаты, сульфаты, фосфаты, галоиды, каркасные силикаты (цеолиты, полевые шпаты) и др. Аллотигенная примесь в глинистых породах бывает сложена обломочными зернами кварца, щелочных полевых шпатов, пластинками мусковита и хлорита, устойчивыми акцессорными минералами, обломками горных пород, причем количество обломочных зерен уменьшается с уменьшением размера частиц. Исключением бывает кварц, количество которого и во фракциях менее 0,001 мм может быть значительным. Весьма разнообразен органический материал глинистых пород. Это обломки растительных частиц различной степени углефикации или рассеянное и сконцентрированное (линзы, прослои и т. п.) органическое вещество.

Химический состав глинистых пород определяется типом основного породообразующего минерала. Обычно химический состав валовой пробы отличается от состава фракции менее 0,001 мм, где сконцентрированы тонкодисперсные силикаты. Кроме того, в силу полиминеральности глинистых пород, разнообразия примесей и различной их дисперсности, химизм валовой пробы и тонких фракций может отличаться от химизма отдельных минералов и их искусственных смесей. Главными породообразующими окислами являются SiO_2, Al_2O_3, H_2O, FeO, Fe_2O_3, MgO, K_2O и Na_2O. В подчиненном количестве присутствуют TiO_2, CaO, MnO. Необходимо раздельное определение низкотемпературной (—110 °С) и структурной воды (+110 °С) для характеристики глинистого компонента породы. Содержание P_2O_5, SO_3, CO_2 и $C_{орг}$ связано с неглинистыми примесями. Кроме основных компонентов глинистые породы содержат так наз. поглощенные ионы. Способность удерживать ионы различного заряда (катионы и анионы) объясняется в основном поверхностными энергетическими свойствами отдельных силикатных кристаллов и их агрегатов. Наиболее распространенными поглощенными катионами являются Ca^{+2}, Mg^{+2}, H^{+1}, Na^{+1}, K^{+1}, анионами — PO_4^{-3}, SO_4^{-2}, Cl^{-1}. Сумма поглощенных ионов носит название поглощенного, или обменного комплекса, так как адсорбированные ионы могут при соответствующих обработках заменяться другими. Количественно емкость поглощения зависит от

типа основного глинистого минерала и от ряда примесей (цеолиты, органическое вещество). Практическое значение поглощенного комплекса состоит в его влиянии на пластичность и адсорбционные свойства глин, а генетическое — в попытках использования качественной и количественной ионной характеристики при уверенности в отсутствии постседиментационных изменений для фациальной интерпретации. Особый подход к изучению химизма глинистых пород связан с определением малых элементов. Качественный и количественный анализ ассоциаций малых элементов и рядов подвижности может использоваться для детальной характеристики физико-географических обстановок седиментации [2, 10].

Вопросы классификации. Классификации глинистых пород основаны на их минеральном составе, генезисе, физико-механических свойствах. Классификация по минеральному составу строится обычно на основе треугольной диаграммы с выделением основных минеральных типов — каолинитовый, гидрослюдистый, монтмориллонитовый (гумидный литогенез) или на основе тетраэдра — каолинитовый, гидрослюдистый, хлорит-монтмориллонитовый, палыгорскитовый (аридный литогенез). По генезису выделяются элювиальные глины и глины, образующиеся в различных обстановках континентального и морского осадконакопления. Часто используются классификации глинистых пород, которые связаны с конкретными инженерными задачами, например, классификация по огнеупорности или для инженерно-геологических целей (В. Д. Ломтадзе, 1970; J. E. Gillot, 1968 г.).

Минеральные типы глинистых пород. Каолинитовые глинистые породы сложены каолинитом различного структурного совершенства. Примесями, кроме гидрослюды и кварца, могут быть аллофан, галлуазит, гиббсит, гидроокислы железа, алунит, монтмориллонит, хлорит, пирит, сидерит, ильменит, анатаз, щелочные полевые шпаты, органическое вещество. Основными представителями каолинитовых пород являются каолины первичные и вторичные, сухарные глины, флинтклеи, тонштейны. Первичные каолины — образования коры выветривания (В. П. Петров, 1967 г.), где у каолинита наблюдается низкая степень совершенства структуры [8], а характер минералов-примесей определяется в основном реликтовыми минералами материнских пород (кварц, микроклин, гидратированные слюды, ильменит и т. д.). Вторичные каолины — переотложенные каолинитовые глины. В случае природного обогащения при переносе и седиментации могут быть более высокодисперсны и мономинеральны. Плохо размокающие сухарные глины, сформированные каолинитом высокой степени структурного совершенства, связаны с отложениями угленосных лимнических формаций. Флинтклеи — каолинитовые неразмокающие аргиллиты лимнических и паралических угленосных формаций. Более часты биминеральные глины с каолинитовой основой — гидрослюдисто-каолинитовые, монтмориллонит-каолинитовые, а также полиминеральные глины и аргиллиты, где каолинит является преобладающим минералом. Каолинитовые глинистые породы обладают высокой огнеупорностью с температурой плавления выше 1700 °С и температурой спекания в интервале 1300—1400 °С.

Каолинитовым глинам свойственно отсутствие или крайне низкое содержание щелочей, малое количество адсорбционной воды ($H_2O^{+110°} > H_2O^{-110°}$), отношение молекулярных количеств $SiO_2 : Al_2O_3 \approx 2$. Термический анализ каолинитовой породы всегда фиксирует большую амплитуду эндотермического эффекта, связанного с потерей ОН-ионов в интервале 550—600°, нежели низкотемпературного эндотермического эффекта, связанного с потерей молекулярной воды, и обяза-

тельное присутствие резкого экзотермического эффекта при 900—1000 °С. Рентгеновский анализ показывает основные рефлексы каолинита с межплоскостными расстояниями (10^{-1} нм) 7,0; 3,5; 2,33; 1,49. Величина светопреломления агрегатов в пределах 1,560—1,570, а двупреломление порядка 0,005—0,01. Электронная микроскопия при обычной съемке на просвет позволяет видеть псевдогексагональные кристаллы каолинита с четкими очертаниями.

Монтмориллонитовые глины. Сложены минералами группы монтмориллонита, самым распространенным из которых является железисто-алюминиевый. Примеси образованы гидрослюдами, смешаннослойными образованиями, кварцем, опалом, карбонатами, цеолитами, полевыми шпатами, хлоритом, гидроокислами железа и пирокластическим стекловатым материалом. Монтмориллонитовые глины кор выветривания связаны обычно с массивами ультрабазитов, однако могут образовываться и при формировании коры выветривания по осадочным породам.

Монтмориллонитовые глины образуются при переотложении материала кор выветривания и при преобразовании вулканического материала в условиях диагенеза. Они обладают высокой дисперсностью, пластичностью, способностью к набуханию и образованию устойчивых водных суспензий. С высокими адсорбционными свойствами монтмориллонитовых глин связаны некоторые их названия — отбеливающие, сукновальные и т. д. Монтмориллонитовые быстроразбухающие глины пеплового генезиса называют бентонитами. К флоридинам относят монтмориллонитовые глины с меньшей способностью к разбуханию. Характеризуются монтмориллонитовые породы низким содержанием щелочей, высоким содержанием низкотемпературной воды, отношением молекулярных количеств $SiO_2 : Al_2O_3 = 3—6$. Содержание окислов железа, магния, марганца, хрома и др. может быть различным. Термический анализ фиксирует большую амплитуду низкотемпературного эндотермического эффекта по сравнению с эндотермическими эффектами после 500 °С и S-образный перегиб в области 800—900 °С, связанный с формированием шпинели. Рентгеновский анализ показывает серию базальных отражений, кратных 1,2—1,4 нм, которые изменяются при различных видах обработки. Препараты из монтмориллонитовых глин характеризуются значительной величиной двупреломления (~0,03) и большим разнообразием светопреломления (1,48—1,57). Существенным признаком преобладания монтмориллонита в породе является формирование устойчивой суспензии, быстрое поглощение красителей, разбухание. Электронный снимок на просвет позволяет устанавливать различные морфологические (и генетические) типы монтмориллонита из глинистых пород — облаковидные с размытыми краями, агрегатные, пластинчатые, угловатые и изогнутые (пепловые).

Гидрослюдистые глины обычно сложены гидрослюдой мусковитового типа и содержат несколько процентов окиси калия. Примеси образованы каолинитом, монтмориллонитом, смешаннослойными образованиями, хлоритом, кварцем, окислами железа, гидратированными слюдами, карбонатами и т. д. Гидрослюдистые глинистые породы отличаются наибольшим распространением и разнообразием генетических типов. Наряду с глауконитовыми глинами морских отложений, к ним относятся гидрослюдистые аргиллиты и сланцы, связанные с интенсивными постдиагенетическими преобразованиями глинистых осадков. По адсорбционным свойствам и огнеупорности гидрослюдистые глинистые породы занимают промежуточное место между каолинитовыми и монтмориллонитовыми глинистыми породами.

Гидрослюдистые глинистые породы характеризуются обязательным присутствием щелочей (4—8%) с обычным преобладанием окиси калия над окисью натрия, отношением молекулярных количеств $SiO_2 : Al_2O_3 = 2—4$. Количество низкотемпературной воды ($H_2O^{-110°}$) равно или меньше количества высокотемпературной. Поведение при нагревании обычно сопровождается более значительной потерей веса, связанной с низкотемпературным эндотермическим эффектом до 200 °С, и деформацией кривой нагревания без значительной потери веса после 800 °С. Рентгеновский анализ показывает характерные отражения с межплоскостными расстояниями (10^{-1} нм) кратными 10 и величину $d_{060} = 1{,}500—1{,}520$. В электронном микроскопе при съемке на просвет видны различные морфологические типы частиц — изометричные, угловатые, пластинчатые, щепковидные с четкими и размытыми контурами.

К более редким минеральным типам глинистых пород относятся палыгорскитовые (аттапульгитовые), хлоритовые, пирофиллитовые и вермикулитовые глинистые породы.

Палыгорскитовые глины сложены палыгорскитом с примесью монтмориллонита, сепиолита, гидрослюд, смешаннослойных образований, карбонатов, цеолитов. Палыгорскитовые глины в корах выветривания связаны с массивами габбро-диоритового состава, а седиментогенные палыгорскиты образуются по неустойчивому вулканогенному материалу в современных океанических и в ископаемых морских и озерных отложениях аридного литогенеза. Характерные игольчатые и волокнистые кристаллы палыгорскита (аттапульгита) видны на электронномикроскопических снимках.

Пирофиллитовые глинистые породы встречаются в разрезах осадочных пород докембрия, интенсивно измененных постдиагенетическими процессами. Обычно это пирофиллитовые сланцевые аргиллиты и сланцы с кварцем, хлоритом, гидрослюдой мусковитового типа.

Хлоритовые глинистые породы свойственны отложениям эвапоритовых формаций, где с магнезиальным хлоритом распространены смешаннослойные минералы — корренсит, гидрослюды, монтмориллонит, палыгорскит. Иногда с магнезиальным хлоритом в глинистых нерастворимых остатках карбонатных и соляных пород устанавливается тальк, а в хлоритовых глинистых породах, эпигенетически преобразованных, обнаружен серпентин.

Вермикулитовые глинистые образования обычно связаны с гидротермальным процессом, а в почвах и корах выветривания и в современных осадках вермикулит встречается в виде незначительной примеси.

Глины смешанного состава могут быть двух-, трех и поликомпонентными. Определение минерального типа глинистой породы возможно при количественной оценке с точностью 5—10%. Встречаются глинистые породы гидрослюдисто-каолинитовые, монтмориллонит-каолинитовые, монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые, хлорит-гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, палыгорскит-монтмориллонитовые, хлорит-монтмориллонитовые и т. п. Редкие серпентин(антигорит)-хлоритовые породы свойственны офиолитовым формациям. Основные глинистые минералы (монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит) могут входить в состав пород не только в виде индивидуальной минеральной фазы, но и в виде смешаннослойного образования. Иногда в природе образуются глинистые породы с весьма устойчивым количественным соотношением основных породообразующих минералов. Примером такой природной ассоциации, придающей глинистой породе определенные керамические свойства,

являются гидрослюдисто-каолинитовые (1 : 2) глины Часов-Ярского месторождения (Донецкая область).

Генезис. Вопрос о генезисе глинистых пород может рассматриваться на базе фациального анализа с использованием основных представлений минералогии и кристаллохимии. Среди глинистых минералов выделяются три генетических типа: а) обломочные (терригенные) или унаследованные, аллотигенные; б) трансформированные; в) новообразованные.

Первый тип глинистых минералов непосредственно связан с материалом кор выветривания или с измельченным материалом коренных пород. Зависит он от материнского вещества пород, климатических условий, способа и длительности переноса [9]. Примером глинистых пород, которые являются ассоциациями глинистых аллотигенных минералов, вероятно могут быть моренные глины, хотя не исключена частичная трансформация тонкодисперсных силикатов при трении.

Второй тип глинистых минералов возникает при преобразовании первичных глинистых минералов с сохранением структуры (изоморфная трансформация с изменением химического состава, изменение степени структурного совершенства) или с изменением структуры (полиморфная трансформация). Трансформация может быть положительной (аградация) и отрицательной (деградация). К деградации относятся преобразования, связанные с выносом катионов, с уменьшением заряда слоя, который уравновешивается межслоевыми катионами с разупорядочением структуры. К деградации можно отнести разупорядочение каолинитов при транспортировке (Ю. П. Казанский, 1976 г.), преобразование биотита в монтмориллонит через смешаннослойные образования хлоритового, слюдистого и вермикулитового типов и т. д. К аградации относятся преобразования, связанные с приобретением катионов, с увеличением заряда слоя, с упорядочением структуры (Ж. Милло, 1968 г.). К аградации (Н. Д. Зхус, 1958 г.) [3] относится преобразование монтмориллонита в гидрослюду через серию смешаннослойных образований, мусковитизация гидрослюды, стабилизация разбухающих смешаннослойных структур. Поскольку трансформация может представлять собой преобразование, связанное с диффузией катионов при сохранении элементов первоначальной структуры, то она может распространяться и на другие виды силикатов при глинообразовании. Так, явление трансформации привлекается при характеристике природы каолинизации полевых шпатов в корах выветривания для ряда: каркасный силикат — слоистый силикат [6, 8], а также при преобразовании слоистых силикатов в гидротермальных условиях.

Третий тип глинистых минералов — минералы новообразованные, синтезированные из природных растворов. К таким минералам относится каолинит сухарных глин и каолинит цементов в пористых породах, глауконит, монтмориллонит бентонитовых глин, палыгорскит и т. п. Формирование аутигенных (новообразованных и трансформированных) глинистых минералов происходит в почвах и корах выветривания, в гидротермальных условиях, при фумарольно-сольфатарной деятельности, в условиях болотной, озерной, лагунной и морской седиментации. Конкретный механизм аутигенеза может быть различным. Это может быть синтез из раствора или в присутствии раствора с использованием первичной твердой фазы или ее части в виде матрицы или в виде затравки. В случае мономинеральности доказательством синтеза из раствора является высокая степень совершенства структуры глинистого минерала. Аутигенные

глинистые минералы образуются и при постседиментационных изменениях глинистых пород на различных стадиях, т. е. глинистые породы могут рассматриваться как парагенетические ассоциации, устойчивые в термодинамических условиях конкретных стадий осадочного процесса (С. Г. Саркисян, 1972 г.; S. Sarkisyan and D. Kotelnikov, 1972 г.).

Генетические типы пород. Элювиальные глинистые породы образуются в стадию гипергенеза. Это глинистые образования древних и современных кор выветривания, современных и ископаемых почв, а также глины, связанные с карстом. Характер элювиальных глин зависит от климата и состава материнских пород. В гумидном климате при выветривании гранитоидных пород формируются каолинитовые глины, а при выветривании железо-магниево-алюмосиликатных пород — хлорит-монтмориллонитовые глины. В корах выветривания терригенных пород обычно формируются гидрослюды и смешаннослойные образования, а глины, образующиеся при выщелачивании карбонатных пород и заполняющие карстовые полости, чаще всего монтмориллонитового состава. Глинистая составляющая почв полиминеральна.

В континентальных условиях формируются глины ледниковые (моренные), эоловые, пролювиальные, делювиальные, речные (русловые, пойменные, старичные, дельтовые), болотные, озерные (пресноводных и солоноватоводных водоемов) [10]. Как правило, глины континентальных отложений полиминеральны и их состав в основном определяется материалом областей сноса. В аридных и нивальных условиях глинистые породы образованы смесями гидрослюды, хлорита и монтмориллонита. В гумидных условиях, где материал подвергался длительному и устойчивому выветриванию, в глинистом материале обязателен терригенный каолинит. Мономинеральные или олигомиктовые глины образуются в континентальных условиях только в случае постседиментационного изменения терригенного материала или постседиментационного аутигенеза. Так, глины лагун и озер с повышенной соленостью (аридный литогенез) — монтмориллонитовые с примесью магнезиальных силикатов — хлорита, корренсита, палыгорскита, сепиолита и талька, а лагунно-озерные глины гумидного литогенеза — каолинитовые (подугольные и межугольные глины, сухарные глины). Эоловый разнос вулканического пепла над континентами также является фактором, стимулирующим аутигенез (тонштейны угленосных отложений, монтмориллонитовые и цеолитовые отложения озер).

В морских отложениях состав глинистых осадков определяется сносом с континента, подводной и прибереговой вулканической деятельностью и процессами постседиментационной переработки. Глинистые отложения приконтинентальной части морей и океанов обычно полиминеральны и отражают состав взвесей, поступающих с прилегающего континента, а состав глинистого материала центральной части океана зависит от эолового заноса терригенного и вулканогенного материала, разноса течениями и преобразования пирокластики в диагенезе (формирование монтмориллонита и цеолитов в красной глубоководной глине). Ископаемые глинистые морские отложения обычно полиминеральны и сложены гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и монтмориллонитом в различных соотношениях. В случаях интенсивной аутигенной переработки первичного материала могут возникнуть олигомиктовые и мономинеральные глинистые породы, например, бентонитовые прослои в мел-мергельных отложениях верхнего мела Европы, глауконитсодержащие глинистые породы рифейского и более молодого возраста и т. п.

Постседиментационные изменения. Изменения глинистого материала, как отмечалось выше, могут идти еще при транспортировке [9], однако наиболее существенное преобразование начинается с момента отделения осадка от придонного слоя воды новым свежесформированным осадком. Эти изменения относятся к стадии диагенеза и с ними связана постепенная потеря так называемой свободной воды, приводящая к уплотнению осадка и уменьшению пористости. Потеря воды сопровождается коллоидно-химическими процессами старения коллоидов и процессами кристаллизации. Провести четкую границу между минералообразованием и минералопревращениями в диагенезе и катагенезе трудно, но интенсивность и характер диагенетических реакций связаны с присутствием в осадке реакционноспособных минералов или обломков пород, реакционноспособного органического вещества, с качеством порового или илового раствора. Фациально-климатические типы глинистых пород с определенными минералами-индикаторами окончательно оформляются в диагенезе. Кроме того, эти парагенетические ассоциации проявляются особенно четко в условиях длительного диагенетического преобразования (платформенные отложения или отложения пелагических зон современных океанических впадин) [7]. Весьма чувствителен к качеству поровых и иловых вод в диагенезе состав поглощенных катионов. На стадии диагенеза идут также процессы рекристаллизации и собирательной кристаллизации всех примесей — переход опала в кристобалит, аморфных фосфатов в кристаллические, формирование рассеянных и конкреционных сульфидов, карбонатов, цеолитов, гелефикация органических растительных остатков, формирование органоминеральных соединений и т. д. Стадия диагенеза — это стадия формирования парагенетических ассоциаций глинистых и неглинистых минералов.

Постдиагенетические изменения. Изменения глинистых минералов происходят на стадиях катагенеза, метагенеза, при различных метаморфических процессах и выветривании.

Катагенез и метагенез глинистых пород сводится к их преобразованию под влиянием повышающейся температуры и давления при участии поровых растворов. Катагенетическим изменениям свойственно образование уплотненных глин и аргиллитов, потеря пластичности, постепенное исчезновение разбухающих минералов галлуазитовой, монтмориллонитовой и смешаннослойной природы, интенсивное аутигенное глинообразование в сопутствующих пористых породах. Особенностью стадийного преобразования глинистых пород является своеобразная эволюция минерального состава в пределах каждого фациально-генетического типа. Так, в катагенезе постепенно уменьшается железистость глауконитов, исчезает шамозит, увеличивается магнезиальность железисто-магнезиальных хлоритов, упорядочивается, а затем гидрослюдизируется каолинит, упорядочивается слюдистый политип 1М, сменяясь политипом $2M_1$. Хорошо изучено явление мусковитизации гидрослюд для Al группы, когда наряду с увеличением роли одновалентных катионов в межслоевых промежутках увеличивается роль Al в четверной координации, что продолжается и в метагенезе [5]. В метагенезе осуществляется коренная перестройка микроструктур и текстур глинистых пород. Породы становятся сланцеватыми, величина пористости приближается к пористости характерной для метаморфических пород (меньше 1%), а минеральный состав упрощается. Для сланцеватых аргиллитов и глинистых сланцев метагенеза характерна ассоциация упорядоченной гидрослюды мусковитового типа и триоктаэдрического железисто-магнезиального хлорита, ассоциация пирофиллита и кварца, присутствие парагонита и гюмбелита. Существует преемственность

состава глинистых пород на протяжении всех стадий осадочного процесса до региональных метаморфитов. Эта преемственность выражается сменой парагенетических минеральных ассоциаций или фаций катагенеза и метагенеза.

При региональных метаморфических изменениях глинистые породы превращаются в пирофиллитовые, фенгитовые и мусковитовые сланцы и филлиты. Постоянно присутствует хлорит. Минеральные ассоциации силикатов уже в условиях хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев характеризуются не только региональностью, но и устойчивостью для всех размерных фракций породы. В условиях локального метагенеза преобразование глинистых пород идет с образованием метаморфических структур и минералов. Любопытным примером локального метагенеза является изменение терригенных, в том числе глинистых, пород в зонах околокуполовых дислокаций в газо-нефтеносных отложениях, где за счет гидротермального подтока вещества и повышения температуры развивается диккитизация глинистого вещества и окварцевание.

В зоне гипергенеза глинистые породы обычно проявляют устойчивость, однако некоторые изменения с ними происходят. При выветривании более отчетливо проявляются текстурные особенности глинистых пород — листоватая, скорлуповатая, чешуйчатая отдельности. Интенсификация процессов окисления приводит к массовому развитию окислов и гидроокислов железа, т. е. красные и бурые окраски глинистых пород являются обычными для ископаемых кор выветривания по глинистым (и осадочным) породам. При выносе окислов — пигментов из этих кор развиваются обесцвеченные породы с новообразованными каолинитом, аллофаном, галлуазитом и гидроокислами глинозема. В корах выветривания по глинистым породам в аридном литогенезе формируются монтмориллониты и палыгорскиты. Новообразованиями в выветрелых глинистых породах могут быть ярозит, кальцит, гипс, хориды и др. Гипергенная минерализация связана также с почвообразовательным процессом.

Методы исследования глинистых пород делятся на полевые и экспериментальные. Полевые наблюдения в естественных обнажениях, горных выработках или изучение кернового материала сводятся к детальному описанию текстурных особенностей, условий залегания, характера контактов, экологическим наблюдениям. Предварительное определение валового минерального состава может быть сделано при использовании метода окрашивания и капельного метода. Отбор образцов производится с учетом задач и методов исследования (см. главу о методах исследования тонкодисперсных минералов). В лаборатории изучение текстур проводится на пришлифовках, изучение микростроения — в тонких шлифах. Исследование распределения малых элементов в глинистых породах с целью фациального анализа проводится на валовых пробах. Минералогическому анализу подвергается фракция менее 0,001 мм. Основным методом является рентгеновский. Если устанавливается смесь минералов, то использование количественного рентгеновского анализа позволяет точно определить минеральный тип породы. Дополнительными методами исследования являются термический, оптический, химический и электронная микроскопия. В случае мономинеральности или олигомиктовости образца возможно детальное изучение особенностей структуры глинистого породообразующего минерала с использованием рентгеновского структурного анализа, электронографии, инфракрасной спектроскопии. Фракции более 0,001 мм исследуются оптически, а в случае необходимости любыми методами фазового и структурного анализа.

Области применения глинистых пород определяются их составом и свойствами. Пластичность и огнеупорность глин ведет к использованию их в качестве высокоогнеупорного, тугоплавкого и легкоплавкого сырья. Глины (преимущественно монтмориллонитового состава) используются при изготовлении формовочных смесей, буровых и тампонажных растворов, адсорбентов и катализаторов. Химическая инертность глинистых пород позволяет использовать их в качестве наполнителей в различных видах промышленности. Сейчас все задачи, связанные с практическим использованием глинистых пород, сводятся к разработке оптимальных способов обжига, оптимального состава смесей, различных способов обогащения, активации и т. п. Эти инженерные задачи могут решаться только на основе установления зависимости свойств глинистой породы от ее состава. Глинистые породы могут содержать дополнительное ценное минеральное сырье, что требует их комплексного использования. Это касается глауконитовых глин, глинисто-цеолитовых пород, гиалопелитов и т. п. Минеральный тип глинистых пород наряду с гранулярным составом, минеральными и органическими примесями и обменными катионами оказывает существенное влияние на инженерно-геологические свойства пород. Особое значение имеют глинистые породы и минералы в нефтяной геологии [4, 9]. Присутствие разбухающих глинистых минералов в коллекторах уменьшает их проницаемость. В то же самое время глинистые породы обладают надежными экранирующими свойствами, причем разбухающие минералы в этом случае могут играть положительную роль. С процессами катагенетической дегидратации разбухающих глин связывается отдача нефтяных углеводородов из газонефтематеринских отложений [1]. Интенсивность постдиагенетических изменений глинистых минералов в водонасыщенных пластах по сравнению с углеводородонасыщенными используется для определения прихода нефти или газа в пласт. Практическое значение таких глинистых образований, как почвы, не требует обоснования. Характеристика вещественного состава почв, детальное изучение именно глинистой составляющей, является залогом их правильного использования и, следовательно, плодородия. Для стран с высокой развитой промышленностью очень важна также задача рекультивации земель, выведенных из строя различными промышленными объектами. Это часть глобальной задачи по охране природы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б.* и др. Роль глин в нефтеобразовании. — Сов. геология, № 3, 1975, с. 15—29.
2. *Зхус И. Д., Саркисян С. Г., Макарова Л. Н., Власова Л. В.* Глинистые минералы терригенных отложений. М., Наука, 1977. 114 с.
3. *Зхус И. Д., Бахтин В. В.* Литогенетические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М., Наука, 1979. 100 с.
4. *Клубова Т. Г.* Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., Недра, 1973. 255 с.
5. *Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., 1975, с. 60—69.
6. *Куковский Е. Г.* Превращения слоистых силикатов. Киев, Наукова думка, 1973. 103 с.
7. *Ломова О. С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М., Наука, 1979. 200 с.
8. *Русько Ю. А.* Каолинизация и каолины Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1976. 157 с.

9. *Саркисян С. Г., Котельников Д. Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1980.
10. *Фациальные* типы глинистых пород. Ред. М. Ф. Викулова. Л., Недра, 1973. 288 с.

Глава 10

КАРБОНАТНЫЕ ИЗВЕСТКОВО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

§ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Карбонатные породы, наряду с глинистыми и песчаными, одна из наиболее распространенных и важных групп осадочных образований. Часто это смеси обломочного и химически осажденного карбонатного материала. В качестве существенной, иногда господствующей части в них находятся скелетные органические остатки и их обломки. Главнейшие минералы — кальцит и доломит. Из карбонатов более редки арагонит, магнезит, сидерит и анкерит, очень редки несквегонит и гидромагнезит. Часто присутствует терригенный материал, иногда пирокластический. В качестве аутигенной примеси иногда наблюдаются опал, халцедон, кварц, сульфаты: ангидрит и гипс, реже целестин и барит. Из силикатов развиваются глауконит, палыгорскит, полевые шпаты, хлорит. Отмечены флюорит, галит, сильвин. Встречаются глинистые минералы, органическое углистое и битуминозное вещество, сульфиды железа и тяжелых металлов. Наблюдаются катагенетические: пирит, марказит, кварц, гипс, халцедон, опал, альбит, окислы железа, иногда марганца, сера. В современных осадках встречаются порошковатые и коллоидные разновидности кальцита — дрюит, бючлиит и др. Известняки цементируются преимущественно карбонатом кальция, в современных осадках — арагонитом и кальцитом, в древних породах — исключительно кальцитом. Химический состав карбонатных пород весьма разнообразен и часто зависит от соотношения между карбонатным и терригенным материалом. Зарубежные данные об элементарном составе карбонатных осадков, органических остатках и минералах приведены в статье Вольфа, Чилингара и Бисселла (Карбонатные породы, т. II, 1971 г.). Сводка данных по разным аспектам химического состава скелетных остатков и карбонатных осадков дана Ф. Липпманом. По подсчетам американских геологов известняки и доломиты составляют 14—29% всех осадочных пород Земного шара. Они наиболее распространены в ордовике, среднем и верхнем девоне, нижнем карбоне, триасе, средней и верхней юре, верхнем мелу, неогене и палеогене. Сводкой по карбонатным породам является переведенная в 1970—1971 гг. на русский язык двухтомная монография «Карбонатные породы» с огромной библиографией (свыше 2300 названий) и терминологическим словарем. Последняя универсальная сводка принадлежит Дж. Л. Уилсону [14]; она содержит 434 названия статей иностранных авторов.

Классификация и номенклатура карбонатных пород. Карбонатные осадочные породы — известняки и доломиты — подразделяются по вещественному составу (минеральному, химическому), способу образования, структуре. Некоторые более поздние авторы в качестве одного из параметров включают и гидродинамическую активность среды осадконакопления. За последние десятилетия в отечественной и зарубежной литературе предложены десятки классификаций, со-

Таблица 10-1

Известняко-доломитовые породы (С. Г. Вишняков, 1933 г.)

Порода	Содержание, %	
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
Известняк	95—100	0—5
Доломитистый известняк	75—95	5—25
Доломитовый известняк	50—75	25—50
Известковый доломит	25—50	50—75
Известковистый доломит	5—25	75—95
Доломит	0—5	95—100

Известняки (доломиты) с примесью терригенного материала (И. В. Хворова, 1958 г.)

Порода	Содержание	
	карбонаты	терригенная часть
Известняк (доломит)	95—100	0—5
Алевритистый (песчанистый) известняк (доломит) или известняк с гравием (гальками)	75—95	5—25
Алевритовый (песчаный, гравийный, галечный) известняк (доломит)	50—75	25—50
Известковый (доломитовый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	25—50	50—75
Известковистый (доломитистый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	5—25	75—95
Алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	0—5	95—100

Таблица 10-2

Известково-доломитовые породы в смеси с гипсом, магнезитом, сидеритом и кремнистым веществом (С. Г. Вишняков, 1957 г.)

Содержание известково-доломитового компонента, %	Гипсово-карбонатные породы	Магнезиально-доломитовые (известковые) породы	Сидерито-известковые (доломитовые) породы	Кремнево-карбонатные породы
0—5	Гипс	Магнезит	Сидерит	Кремень (силиколит)
5—25	Гипс доломитистый (известковистый)	Магнезит доломитистый (известковистый)	Сидерит известковистый (доломитистый)	Кремень известковистый (доломитистый)
25—50	Гипс доломитовый (известковый)	Магнезит доломитовый (известковый)	Сидерит известковый (доломитовый)	Кремень известковый (доломитовый)
50—75	Доломит (известняк) гипсовый	Доломит (известняк) магнезитовый	Известняк (доломит) сидеритовый	Известняк (доломит) кремневый
75—90	Доломит (известняк) гипсистый	Доломит (известняк) магнезитистый	Известняк (доломит) сидеритистый	Известняк (доломит) кремнистый
95—100	Доломит (известняк)	Доломит (известняк)	Известняк (доломит)	Известняк (доломит)

ставленных по различным принципам. В 1967 г. Baisent Dieter рассмотрел 36 классификаций карбонатных пород (включая советские). Общепринятой классификации еще нет. Приведем некоторые, наиболее распространенные.

Классификации по вещественному составу. По вещественному составу карбонатные породы разделяются в зависимости от содержания в них карбонатных и других минералов, от соотношения карбонатной и терригенной составляющих. В них отображены и естественные породы смешанного состава (табл. 10-1, 10-2). В ряде известняк — доломит М. В. Муратов выделяет четыре типа пород, С. Г. Вишняков и Н. М. Страхов — шесть типов, а Г. И. Теодорович — восемь типов.

§ 2. ИЗВЕСТНЯКИ

Известняки образуются преимущественно в морях и лагунах, реже в пресных водоемах. Глинисто-карбонатный материал распространен на континентальном склоне и глубже. Известняки состоят главным образом из кальцита или кальцитовых скелетных остатков организмов, очень редко из арагонита. Могут содержать примеси обломочных частиц (терригенные или карбонатные), аутигенные и катагенетические минералы.

Название известняков определяют слагающие его основные компоненты или структура (брахиоподовые, комковатые, пелитоморфные). Присутствие в породе существенной примеси форменных элементов (10—50%) отмечается в названии (известняки со сгустками, оолитами). При небольшом содержании примесей (<10%) добавляются слова «с редкими»: обломочный известняк с редкими оолитами, глинистый известняк с редкими зернами кварца, пирита и т. п. Присутствие в породах смешанного терригенного, а также карбонатного материала отмечается с помощью определений, размещенных в порядке возрастания количества терригенной или другой примеси (песчанисто-алевритисто-глинистый известняк, песчанисто-детрит-оолитовый и т. д.).

Для углубленного фациального анализа морских отложений и дробного литолого-стратиграфического расчленения важно максимально детальное их изучение и правильное выделение различных типов известняков, дробно подразделяемых в свою очередь по количественному содержанию различных компонентов и их размерности. Ниже рассматриваются наиболее распространенные классификации известняков.

Генетические и структурные классификации известняков. В 1957 г. С. Г. Вишняков предложил классификацию морских, солоноватоводных и пресноводных известняков по генетическим признакам. Он выделил органогенные, химические, обломочные и криптогенные известняки и дал схему подразделения карбонатных пород по размерности составляющих их основных фрагментов, считая это наиболее важным структурным признаком. В 1958 г. И. В. Хворова разработала генетическую классификацию, по которой известняки также подразделяются на четыре основных группы, причем на первом месте находится группа обломочных известняков, далее идут органогенные, хемогенные и криптогенные.

Среди генетических классификаций широко известна также классификация М. С. Швецова (1958 г.), выделившего основные генетические группы.

1. Известняки, сохранившие первоначальный состав, позволяющие разделить их на первичные генетические типы: а) в основной части явно органогенные

(биоморфные и строматолитовые, цельнораковинные, раковинно-детритовые, микрозернистые — частью); б) в основной части явно первично химические (известковые туфы, натеки и сталактиты, оолитовые и пизолитовые, микрозернистые — частью).

2. Известняки — продукты значительного изменения первичного материала — неизвестного происхождения: а) сильноизмененные, но сохранившие следы состава, строения и происхождения первичного материала (продукты механической переработки, продукты переработки животными — копролиты, продукты химического замещения — кальцитизации) и б) криптогенные — переработанные без сохранения следов первичного материала (продукты перекристаллизации с потерей первоначального строения, микрозернистые — частью, комковатые, узорчатые).

В США большое распространение получили классификации, позволяющие судить о гидродинамике среды осадконакопления (энергетическая концепция). Эти классификации и критика многих из них приведены во втором томе Атласа текстур... (Ершова, Либрович, 1969 г.). В «энергетических» классификациях исключительно большое значение придается оценке в шлифах соотношений количества микрита, яснозернистого кальцита цемента (спарит) и «зерен» — более крупных составляющих. Так, классификация Р. Л. Фолка (1959 г.), предназначенная для выявления ряда структурных типов пород, отражающих физическую энергию обстановки осадконакопления, построена на соотношениях привнесенных частиц (аллохемов), микрита и спарита с выделением трех основных типов пород (преобладание аллохемов и цемента из спарита; преобладание аллохемов сцементированных микритом; преобладание микрита). На этих соотношениях Р. Л. Фолк основывает важные генетические выводы, однако его представления не подтверждаются новейшими исследованиями, частью выполненными с применением сканирующего микроскопа. В связи с диагенетическими изменениями отношение микрита к спариту может не отражать интенсивности движений водной среды. Позднее Р. Л. Фолк расширил свою классификацию, выделив восемь подтипов известняков, а также рифогенные породы. Он же охарактеризовал последние достижения в области петрографии карбонатных пород.

Заслуживает внимания классификация Пламли и др., выделивших по комплексу признаков: составу зерен, их сортировке и окатанности, количеству и характеру фауны — пять главных типов обстановок с различным гидродинамическим режимом: I — спокойные воды; II — временно неспокойные; III — слабо подвижные; IV — умеренно подвижные и V — сильно подвижные воды. Авторы перечисляют критерии для полуколичественной интерпретации гидродинамики среды отложения. Принципы этой классификации могут быть использованы при обобщении материалов по карбонатным породам в отдельных регионах. В 1963 г. опубликована работа Г. Монти по классификации и номенклатуре морских известняков, отличающаяся сложной терминологией. В его работе, как и у Р. Л. Фолка, уделено много внимания образованиям сложного происхождения — сгустковым, комковатым и копрогенным известнякам. Многие геологи США и Канады пользуются классификацией Данхэма, не использующего «динамические» параметры и выделяющего типы известняков на основании крупных различий в их строении и составе. Видные американские геологи Г. Бисселл и Д. Чилингар (1970 г.) высоко оценивают классификации Г. И. Теодоровича и М. С. Швецова, переведенные на английский язык. Ими предложена генетическая классификация известняков, учитывающая состав, структуру, величину от-

ношения зерен к микриту (GMR), теоретически отражающую интенсивность течений и волн, и показатели гидродинамической активности — El (процентное содержание зерен более 0,05 мм). Авторы отмечают важность идентификации и определения относительных количеств различных зерен карбонатного материала (зерен, пеллет, комков, зерен с оторочкой и др.). В большинстве американских классификаций для органических обломков используются параметры сортировки и окатанности.

Следует отметить, что советские исследователи (Ю. А. Жемчужников, М. В. Кленова, В. И. Попов, А. В. Хабаков и др.) давно уделяют внимание влиянию изменения гидродинамической активности на среду осадконакопления и характер осадков. В качестве примера можно также упомянуть, что В. И. Марченко выделил среди пелитоморфных известняков до семи разновидностей, образование которых соответствует и зависит от постепенного ослабления гидродинамики среды осадконакопления. Для каждого из этих типов известняков выявлены изменения в составе фауны и постепенное изменение величины органического детрита от более крупного до тонкого (шлама). Известняки с тонким детритом сменяются пелитоморфными. В. И. Марченко описано также несколько типов механокластических оолитов, переносившихся и осаждавшихся при различной гидродинамической обстановке в различных зонах бассейна.

Петрографами ВНИГРИ разработана классификация карбонатных пород, основанная на их структурно-текстурных особенностях, отражающих генезис. При этом выделяется четыре больших группы пород (известняков и доломитов): I — зернистые, II — органогенные, III — обломочные и IV — переходные (или смешанные).

При изучении известняков удобнее всего пользоваться их подразделением по объективным признакам, из которых ведущее место занимают вещественный состав и структура. Вещественный состав рассматривается авторами одной из последних классификаций (Дмитриева, Либрович, Хабаков и др., 1968 г.) как самый конкретный. Структурные классификации не исключают важности генетических классификаций, тем более что структуры известняков в большинстве случаев отражают особенности их происхождения, так как зависят от генезиса породы, вещественного состава, примеси терригенного материала и степени кристаллизации. Подробная структурная классификация дана Г. И. Теодоровичем (1958 г.).

В 1968 г. Г. И. Теодоровичем опубликована несколько видоизмененная и дополненная структурно-генетическая классификация известняков, в которой выделены типы с содержанием цементируемого материала более 50%, от 10 до 40—50% и менее 10%, а также группа структурно неоднородных известняков (узорчатые, пятнистые и др.).

Структурные классификации требуют уточнения процентного содержания различных компонентов породы и это способствует углубленным фациальным исследованиям.

В позднейшей статье А. И. Осиповой [7] даны характеристика и критический обзор новейших американских классификаций карбонатных пород. В частности, показывается, что у авторов «энергетических» концепций несопоставимы классификации древних осадков с современными, которые подразделяются по размеру частиц, количеству компонентов и генезису. Во многих американских классификациях не учтены постседиментационные преобразования. Классификации, базирующиеся только на энергетических параметрах, не могут быть рекомендованы.

Для нового этапа в изучении карбонатных пород нашей страны нужна разработка единой программы описания первичных данных по шлифам. В этом отношении многие зарубежные исследователи хорошо документируют материал (Powers, 1962 г.) и представляют его в форме, пригодной для обработки на ЭВМ.

Классификация пресноводных (континентальных) карбонатных пород, охватывающая почти все их разновидности, разработана Э. Рютте (Атлас текстур..., 1969 г.), который выделил четыре группы этих пород, различающихся по происхождению: 1) механогенные породы и брекчии; 2) хемогенные, отчасти хемогенно-биогенные; 3) органогенные (водорослевые) и органогенно-обломочные и 4) породы смешанного состава и сложного происхождения.

Обзор классификаций карбонатных пород выполнил также S. Shuaib.

Еще нет общепринятой «генетической» классификации и номенклатуры карбонатных пород, в частности, известняков, по величине зерен. Удобны классификации, сходные с таковыми для обломочных пород (Хворова, 1958 г. и др.), Г. Бисселл и Д. Чилингар (1970 г.) предложили классификацию, учитывающую все ранее предложенные (размер зерен в мм): очень грубозернистые породы >4 мм, грубозернистые 1—4, крупнозернистые 0,5—1,0, среднезернистые 0,25—0,5, мелкозернистые 0,1—0,25, очень мелкозернистые 0,025 или 0,05—0,1, тонкокристаллические (тонкозернистые) 0,01—0,025 или 0,05, микрокристаллические (микрозернистые) 0,001—0,01, криптокристаллические (криптозернистые) <0,001.

В. Б. Татарский, обосновывая предложенные им границы классов пород по размеру зерен (1959 г.), считает, что в правильном выборе границ размерных классов и заключается генетический смысл классификации карбонатных пород по размеру зерен, а именно: при тонкозернистой структуре (размер зерен <0,01 мм) порода образовалась при раннем диагенезе осадка; мелкозернистая структура (0,01—0,05 мм) характерна для пород диагенетического происхождения; среднезернистая (0,05—0,25 мм) возникла почти исключительно в результате катагенетических процессов, а крупнозернистая (>0,25 мм) — всегда результат катагенетических процессов (но иногда она может образоваться при выпадении крупных кристаллов из вод бассейна или возникнуть путем инкрустаций). Хотя процессы, ведущие к изменению величины зерен известняков, сложны и многообразны, наиболее тонкозернистые разности действительно обычно встречаются в толщах, не перекристаллизованных при катагенезе.

В сборнике «Постседиментационные...» [11] освещаются современное состояние изучения карбонатных пород и принципы их классификации. Изложены методические вопросы изучения карбонатных пород и рассмотрены их вторичные изменения.

Текстуры известняков разнообразны. Подробная характеристика текстур карбонатных пород дана во второй части Атласа текстур..., 1969 г. В этой монографии выделены три группы текстур: А. Поверхности в карбонатных толщах, соответствующие перерывам, размывам и паузам в отложении. Б. Обычные текстуры на поверхностях пластов и В. Текстурные признаки внутри пластов.

Дж. Л. Уилсоном приведено описание около 80 распознаваемых седиментационных и органогенных текстур в карбонатных толщах.

Генетические типы известняков и их структуры. Проблема генезиса известняков сложна вследствие большого разнообразия структурных, минеральных и химических особенностей известковых осадков и потому, что первичные их осо-

бенности могут измениться или полностью исчезнуть во время литификации. Подавляющее большинство известняков образовалось путем литификации известковых осадков. Они образуются также при осаждении $CaCO_3$ в виде твердого вещества в результате химических, биологических или биохимических процессов, ведущих к образованию каличе, известковых корок, рифовых построек, травертинов и пещерных натечных образований. Известняки могут иногда образоваться также путем замещения кальцитом других минералов, например сернокислого кальция или кварца.

Полезно ознакомиться с упрощенной классификацией известняков, составленной на основе систематик Р. Фолка (Реф. журн., 1980 4А 21).

Для выяснения условий образования карбонатных пород нужно привлекать большой комплекс разнообразных генетических данных.

Известняки являются полигенетической группой и по генезису первичных элементов породы могут быть органогенными, обломочными, хемогенными и смешанного происхождения. За рубежом считается, что карбонаты в основном органического происхождения и образовались в теплых тропических и экваториальных водах.

В самое последнее время в связи с нахождением в весьма высоких широтах современных карбонатных осадков возник вопрос о возможной «холодноводности» некоторых древних карбонатных отложений. При этом устанавливается, что в теплых водах карбонаты распространены шире и обладают большими мощностями. Теплыми водами ограничены биохимическое и хемогенное карбонатообразование и формирование известковых илов, микритовых оболочек строматолитов, оолитов, пелоидов, а также сингенетичных доломитов и эвапоритов.

Органогенные и органогенно-детритовые известняки. Среди них выделяются зоогенные, фитогенные и фитозоогенные.

Зоогенные известняки по целостности органических остатков подразделяются на биоморфные (цельноракушечные), органогенно-детритовые (органогенно-обломочные) и смешанные — биоморфно-детритовые. Биоморфные известняки могут быть рифовыми и ракушняковыми. В рифовых известняках обычно наблюдается развитие инкрустаций, обильны поры и каверны, часто развиты процессы доломитизации. Это водорослевые, коралловые, мшанковые, археоциатовые, гидрактиноидные, губковые и другие известняки. Сейчас главные рифообразующие организмы — кораллы, кораллиновые водоросли и фораминиферы. И. К. Королюк рекомендует выделять среди органогенных известняков три группы — биогермные, тафогермные (материал перенесен с места обитания организмов) и детритовые. Понятие «биоморфные», по ее мнению (также В. П. Маслова, 1968 г. и др.), формальное, так как оно объединяет принципиально отличные породы. Ракушняковые известняки образуются на отмелях и представлены скоплениями пелеципод, брахиопод, гастропод, остракод, фораминифер; они характеризуют глубину и соленость бассейна, иногда — положение древней береговой линии. Органогенно-детритовые известняки характерны для прибрежных зон бассейнов и участков развития донных течений различной интенсивности. По размерам обломков детритовые известняки чаще всего подразделяются на грубо-, крупно-, мелко- и микродетритовые (тонкодетритовые, шламовые) с размерами обломков >3 мм, 1—3 мм, 0,1—1,0 и $<0,1$ мм. Тонкодетритовый материал обычно отлагался вместе с известковым илом при затухании движений водной среды. Прослежен переход тонкодетритовых известняков в пелитоморфные.

Фитогенные известняки образованы главным образом водорослями — кокколитами, синезелеными, красными (багряными), зелеными и харовыми. Современные известковые водоросли распространены в морских и опресненных водоемах и лагунах, преимущественно не глубже 50 м. Багряные (литотамнии, нуллипоры) — на глубине до 130—150 м, по Дж. Уилсону до 200—250 м. Харовые водоросли в палеозое были морскими, в мезозое — частично пресноводными. Сейчас встречаются только в пресных и опресненных водоемах. Водорослями образованы и строматолитовые породы.

К биогенным относят также сферовые известняки, сложенные кальцитовыми сферическими образованиями, диаметром 0,03—0,1 мм, редко до 0,15—1,0 мм. Они состоят из оболочки и полостей, заполненных микрозернистым кальцитом, реже кремнеземом, и сцементированы пелитоморфным кальцитом. Выделяют также «известняки с Problematica» к которым относят: а) «катаграфии» — по форме напоминающие комки и сгустки, по-видимому, сложного органического и неорганического происхождения и б) концентрически-слоистые образования — онколиты, органическая природа которых не всегда точно доказана.

Хемогенные известняки. Возникают при осаждении $CaCO_3$ в водоемах и образовании его на суше. Очень часто имеют сложное происхождение. К ним относится часть пелитоморфных известняков, которые могут иметь сложное биокластохемогенное происхождение, а не хемогенное. Сейчас наметились пути для определения их генезиса: определение электрокинетического потенциала карбонатов, изучение их изотопного состава, электронная микроскопия. В. И. Марченко отмечено, что определение электрокинетического потенциала некоторых пелитоморфных (и комковатых) известняков неокома Копетдага выявило их хемогенную природу. Тончайший известковый материал может переноситься в виде взвеси и имеет в таком случае обломочное происхождение. Часть известкового ила могла образоваться путем измельчения раковин или дезинтеграции арагонитовых иголочек многочисленных водорослей. Масштабы осаждения известкового ила в результате жизнедеятельности бактерий пока недостаточно ясны. Электронномикроскопический анализ пелитоморфных известняков разного возраста Австрии, ФРГ и Франции позволил выделить среди них пять генетических типов: хемогенный, биохемогенный (биохимическое выпадение карбонатного вещества под воздействием водорослей), кокколитовый, фораминиферовый и обломочный (за счет разрушения раковин).

Оолитовые и сферолитовые известняки. Существуют различные представления и гипотезы образования карбонатных оолитов. Обычно они образуются во взвешенном состоянии в прибрежных водах; один из примеров — песчанистые крупно- и среднеоолитовые известняки в неокоме Копетдага с однонаправленной или разнонаправленной крупной косой слойчатостью. У Багамских островов оптимальные условия образования оолитов — глубины меньше 1,8 м. Механизм образования современных оолитов изучен С. С. Шульцем, Л. Е. Штеренбергом и др. По В. П. Маслову (1955 г.), существуют оолиты, образующиеся без особого взмучивания осадков, а часть оолитов может образоваться в раннем диагенезе (см. также Либрович, 1969). В. И. Марченко (1962 г.) выявлены пелитоморфный известняк с оолитами и механокластические оолитовые известняки в различных зонах древнего шельфа. Известны случаи образования оолитов в спокойных водах, в пресной среде и в аллювиальных отложениях. В иностранной литературе термину «оолит» сейчас придается описательный характер,

так как учитывается, что существует несколько гипотез образования оолитов: химико-физическое происхождение, водорослевое, бактериальное и в результате выветривания.

Каличе и известковые коры образуются главным образом в результате выпадения $CaCO_3$ при испарении почвенных растворов в районах полуаридного и аридного климатов.

Травертины, известковые туфы, пещерные отложения и т. п. образуются в результате совместных действий органических и неорганических процессов. По Сендерсу и Фридману, травертины — это генетический тип для всех биохимических континентальных отложений в озерах, реках, источниках и карстовых полостях. Инкрустации (или крустификации) нарастают на твердых участках дна бассейна, а также на стенках пустот в карбонатных породах. Это твердые корки яснокристаллического кальцита.

Обломочные (кластогенные) известняки. Это широко распространенные механические образования, сложенные более чем на 50% карбонатными частицами, претерпевшими перед отложением перенос и большую или меньшую сортировку. По размерам частиц их называют известняковыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, брекчиями и конгломератами. Среди обломочных известняков различают: 1) механокластические, сложенные обломками карбонатных пород, оолитами или их обломками и 2) биокластические, с преобладанием обломков скелетов организмов карбонатного состава. Признаки обломочных известняков: следы или наличие косой слойчатости, признаки сортировки и окатанности (часто вполне отчетливые), чередование слоев с различной крупностью частиц, наличие знаков ряби, иногда (нередко) — примесь терригенного материала, увеличение количества минералов шлиховой фракции и ассоциация с песчаными породами. Распространены типы цемента: кристаллическизернистый (разнозернистый, крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистый и пелитоморфных), крустификационный, пойкилокластический (редко), базальный, контактный, коррозионный, смешанный. Выделяются структуры первичнообломочных известняков: 1) крупнообломочная (псефитовая) — щебневая, галечная, дресвяная и гравийная; 2) мелкообломочные — псаммитовая и алевритовая; 3) смешанная. Текстуры и структуры обломочных известняков могут быть изучены статистическими методами.

Известковые конгломераты, брекчии, гравелиты и песчаники небольшой мощности (<1 м) описаны И. В. Хворовой (1958 г.). В. И. Марченко выявлены в неокоме Копетдага и описаны различные типы широко распространенных механокластических известняков, часто с крупной однонаправленной косой слойчатостью, мощностью 1—5, иногда до 20 м. Некоторые из них сложены в основном обломками карбонатных пород, обычно с примесью детрита раковин и оолитов. Другие состоят из переотложенных оолитов и встречаются в пределах всего древнего шельфа, включая, по-видимому, и его внешний край. Признаки механокластических оолитовых известняков: присутствие различных типов оолитов при их сортированности, наличие косой слойчатости, иногда очень пологой и слабо выраженной, а также залегание среди относительно глубоководных отложений. К механокластическим, очевидно, можно относить и пелитоморфные известняки, образовавшиеся за счет переноса и последующего осаждения мельчайшей известковой мути. Они, вероятно, имеют большое распространение. Отдельные американские геологи (Р. Фолк) даже считают, что обломочные известняки наиболее распространены.

Обломочные компоненты карбонатных пород хорошо охарактеризованы Дж. Л. Уилсоном.

По происхождению среди обломочных известняков различают также карстовые брекчии, интракласты и эоловые известняки. Название интракласты предложено Р. Фолком для образований, формирующихся за счет размыва литифицированных карбонатных осадков на дне морей. Этот термин широко используется в различных классификациях. Обломочные известняки эолового происхождения встречаются очень редко. В иностранной литературе они называются эолианитами, эоловыми калькаренитами, «прибрежными известняками».

Различают псевдообломочные — брекчиевидные и конгломератовидные известняки (и доломиты), структура которых обусловлена неравномерной перекристаллизацией, доломитизацией, кальцитизацией, сульфатизацией и трещиноватостью первично однородных карбонатных пород. Они состоят из неправильных участков с неотчетливыми контурами близкого состава и структуры.

Комковатые, сгустковые и копролитовые известняки. Комковатые известняки сложены более или менее отчетливыми комочками пелитоморфного или микрозернистого кальцита округлой, угловатой, реже неправильной формы. Среди них выделяют комковатые (размеры комков 0,1—0,5, реже до 1—2 мм) и микрокомковатые (<0,1—0,2 мм). Некоторые авторы различают мелко-, средне- и крупнокомковатые разности (0,1—0,25; 0,25—0,50; 0,50—1,0 до 2 мм). В составе породы встречаются различные органические остатки или их обломки, по размерам близкие к комкам; наиболее часты мелкие пелециподы и гастроподы. В составе комков отмечается тонкий органогенный детрит, иногда — терригенный тонкоалевритовый материал. Порода обычно сцементирована скудным микро- или криптокристаллическим цементом. При близости структуры комков и вмещающей их массы контуры комков становятся менее четкими и порода переходит в сгустковый известняк. При несколько более грубозернистом цементе комки отчетливы. Происхождение комковатых (и сгустковых) известняков различное, часто весьма сложное или неясное. По М. С. Швецову, это результат грануляции оолитов, копролитов, детрита раковин, крупных кристаллов, иногда — обломочный материал. И. В. Хворова относит изученные ею комковатые породы к копрогенным или водорослевым образованиям, иногда это — результат жизнедеятельности грунтоедов или обломочный материал (с косой слойчатостью). В. И. Марченко выявлено широкое распространение в неокоме Копетдага комковатых известняков мощностью 1—10 м и больше, образовавшихся в средних зонах древнего шельфа вследствие дезинтеграции и переотложения кусочков слабо уплотненного известкового ила; для них характерны близость состава и структуры комков и цементирующего материала. Им прослежены постепенные переходы от типичных мелкообломочных известняков к комковатым и от последних — к пелитоморфным, соответствующие постепенному затуханию течений. Другие генетические типы рассматриваемых известняков охарактеризованы в Атласе текстур..., 1969 г. Бисселл и Чилингар (1970 г.) указывают, что в современных осадках комки представляют собой сложные зерна, которые могут образоваться путем сгущения, флокуляции и агрегации карбонатного осадка и путем разламывания свежеосажденного ила. Кусочки известкового органогенного ила в литоральной зоне также могут подвергаться взмучиванию, окатыванию, агрегации и окаменению.

В сгустковых известняках преобладают образования неправильной формы с расплывчатыми очертаниями, состоящие обычно из пелитоморфного кальци-

та. Иногда цементирующая масса почти отсутствует и тогда сгустки местами сливаются. По данным И. В. Хворовой, сгустковые известняки содержат остатки мелких пелеципод и гастропод, фораминифер, водорослей, иглокожих, брахиопод, мшанок, остракод. В некоторых разностях встречены кристаллики пирита (0,05—0,2 мм). Терригенного материала нет. В микросгустковых известняках отмечается тонкий, преимущественно неопределимый детрит (шлам). В. И. Марченко допускает, что сгустковые известняки в ряде случаев могли образоваться вследствие слабой дезинтеграции несколько уплотненного ила, не претерпевшего после этого никакого переотложения. Структура узловатых известняков с образованиями, по форме напоминающими узелки, имеет, по-видимому, конкреционное диагенетическое происхождение.

К копролитовым известнякам относят породы, сложенные в основном продуктами переработки известкового осадка донными организмами — илоедами. Образуются в открытом море, лагунах и озерах. Копролитовая структура представляет собой скопление мелких комочков — копролитов разнообразной формы, сложенных микрозернистым кальцитом. Внутри копролитов нередко содержатся мельчайшие обломки раковин фораминифер, обломки иглокожих, спикулы губок и т. п. В. П. Масловым (1960 г.) описаны «хвостатые» копролиты, имеющие линзовидную форму с пережимами, иногда соединяющими два соседних копролита. Описаны копролиты (?) с продольными внутренними просветами. Надежных критериев отличия копролитов от «комков» и водорослевых образований пока нет.

Диагенез и катагенез. При анализе генезиса карбонатных отложений решающая роль принадлежит определению роли диагенеза.

Диагенез карбонатных осадков и их катагенетические изменения вызываются многочисленными факторами и механизмами, изменяющими минеральный состав, содержание главных, второстепенных и редких элементов, содержание изотопов, структуры и текстуры. Происходит также разложение органического вещества, способного изменяться химически или физически. Характерной чертой диагенеза является перераспределение вещества в осадках. Большой вклад в раскрытие этих процессов внесен Н. М. Страховым, установившим общую схему аутигенного минералообразования в генетически различных отложениях различного типа и возраста. Процессы диагенетического изменения и преобразования известковых осадков можно сгруппировать следующим образом.

1. Физико-химические процессы: растворение, коррозия, выщелачивание, обесцвечивание, окисление, восстановление, переосаждение, инверсия (например, арагонита в кальцит), перекристаллизация, цементация, децементация, аутигенное минералообразование, рост зерен, уменьшение их размеров (грануляция), укрупнение кристаллов, метасоматическое замещение, химическое осаждение внутри осадка (карбонатного цемента, желваков и др.), переход в раствор магния, превращение высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный, удаление элементов-примесей, обогащение элементами, агрегация, аккреция, адсорбция — диффузия — абсорбция.

2. Биохимические и органогенные процессы: аккреция и агрегация, изменение формы частиц, коррозия, корразия, смешивание осадков, возникновение каналов, разрыхление осадка, образование газовых пузырьков, разложение и синтез органических и неорганических соединений.

3. Физические процессы: уплотнение, обезвоживание, усадка, почти одновременные внутренняя деформация и корразия, механическая внутренняя с

диментация, образование вторичных пустот и пор. При окончательном анализе диагенеза необходимо оценить суммарное влияние перечисленных факторов. Порядок диагенетических процессов обычно (но не всегда) таков: биологические и биохимические, физико-химические, механические; они в значительной мере перекрывают друг друга.

Значение диагенеза в формировании различных особенностей карбонатных пород очень велико. Так, например, детальнейшие исследования верхнемеловых толщ писчего мела Северной Европы с применением рентгенографии, сканирующего микроскопа и определением изотопов С и О показали, что состав писчего мела, по-видимому, везде одинаков и отличия между породами различных районов обусловлены только диагенетическими преобразованиями.

К важнейшим факторам, контролирующим диагенез, относят литификацию и уплотнение, которые могут изменить текстуру и структуру осадка. Например, слабо сцементированные фекальные комочки на глубине десятка сантиметров могут образовать бесструктурные известковые илы. Литификация осуществляется путем цементации, перекристаллизации, метасоматического замещения (например, доломитизация), скрепления известковых илов за счет их раскристаллизации, а также в результате других процессов (обезвоживания и др.).

Изучение микроструктур образцов мела из Ирландии с помощью сканирующего электронного микроскопа позволило уточнить такую последовательность диагенетических преобразований осадков: 1) отложения в мелководных неритовых условиях; 2) раннедиагенетическое уплотнение; 3) дальнейшее уплотнение осадков, растворение метастабильных минералов; 4) частичная литификация, выполнение микритовым карбонатом пор и микротрещин; 5) позднедиагенетическое частичное окремнение, резкое уменьшение пористости.

Основные диагенетические изменения карбонатных пород и их определения весьма подробно (30 примеров) описаны Дж. Уилсоном, правильно считающим их определение важной проблемой.

Метастабильные минералы, обычно возникающие во вновь образованных карбонатных осадках, в значительной мере контролируют их диагенетическую эволюцию: высокомагнезиальные карбонаты обычно преобразуются в устойчивый доломит, арагонит же способен быстро превращаться в низкомагнезиальный кальцит. На основе изучения двух тысяч петрографических шлифов из слоев Миссисипи в Канаде установлено, что к раннедиагенетическим процессам относятся растворение арагонитовых раковин моллюсков, превращение арагонита в кальцит и разрастание шестоватого кальцита. Стилолитообразование происходило вслед за окремнением скелетных остатков, развитием гематита и пиритизацией. Кремневые желваки выделялись после окремнения некоторых скелетных остатков и замещения их гематитом.

Литификация аллохтонных известняков обусловливается цементацией, происходящей в результате физико-химических процессов (пляжные пески), иногда при участии водорослей или за счет частичного растворения известкового детрита; отчасти вследствие разложения органического вещества и в результате бактериальных процессов. Источники масс карбонатов, заполняющих поры, не всегда ясны. Большая часть карбонатного цемента является, очевидно, аллохтонной, образовавшейся за счет $CaCO_3$ придонных вод, а в субаэральных условиях — за счет вод атмосферного происхождения. На VIII конгрессе седиментологов (ФРГ, Гейдельберг, 1971 г.) отмечена большая роль подземных вод в образовании кальцитового цемента. Этот «вадозный кальцит» отличается от

седиментационного и диагенетического изотопным составом С и О, иногда элементами-примесями и люминесцентной характеристикой. Цементация при участии водорослей — один из наиболее важных процессов литификации мелководных известковых осадков. Можно упомянуть, что на тропическом шельфе Бразилии, при раннем диагенезе карбонатных илов происходит трансформация водорослевых структур в микриты.

Последние данные подтверждают важиую роль микроорганизмов в осадконакоплении и диагенезе карбонатов; устанавливается конвергенция диагенеза карбонатов под действием метеорных вод и в процессе захоронения глубоководных осадков.

По данным Г. Фридмана, уплотнение играет незначнтельную роль в сокращении пористости и цементация карбонатных осадков, связанных в основном с привносом карбоната кальция со стороны. Цементация и образование в известняках вторичной пористости осуществляется в связи с циркуляцией пресных и морских вод, а также вод, в которых происходят биохимические реакции внутри осадочного тела. При влажном климате интенсивные процессы цементации карбонатных осадков и перекристаллизации известняков протекают во фреатической зоне — ниже зеркала грунтовых вод. В аридных областях основное значение имеют диагенетические процессы, осуществляющиеся в вадозной зоне. Биохимические реакции в осадках также являются важным, но часто упускаемым из вида звеном в объяснении источника карбонатного цемента. Деятельиость бактерий часто обусловливает цементацию и стимулирует другие диагенетические процессы.

Изменение структуры известняков при литификации очень часто обусловлено проявлением нескольких процессов, получивших общее название — перекристаллизация. Вопросы перекристаллизации карбонатных пород неоднократно рассматривались многими авторами: Г. А. Каледа, М. С. Швецовым, Н. М. Страховым, Р. Фолком, Д. Чилингаром, В. И. Силаевым, Г. Фрндманом и др. Р. Фолк выделил четыре типа перекристаллизации известняков. Рассматривая процессы перекристаллизации, следует особо учитывать роль давления и температуры. Перекристаллизация с укрупнением кристаллов, видимо, может проявляться лишь в условиях глубинного катагенеза. По У. Тафту (1971 г.), литификация и перекристаллизация карбонатных пород является прежде всего химической проблемой. Имеются экспериментальные данные о большой роли иона магния морской воды, контролирующего формы осаждающихся карбонатных минералов и их устойчивость.

В статье о классификации перекристаллизованных доломитизированных и битуминозных карбонатных пород для обозначения перекристаллизованных разновидностей предлагается прибавить к их структурному названию приставку «псевдо». Предложено также изменение в их градацию по размерности кристаллических структур: псевдомикрит $<0{,}005$ мм; псевдомикроспарит 0,005—0,020 мм; псевдоспарит $>0{,}2$ мм. Рекомендуется новый принцип: породы, перекристаллизованные менее чем на 10%, называть слабо перекристаллизованными; на 10—50% — частично, а более чем на 50% — сильно перекристаллизованными.

Отечественными исследователями предложен ряд методов определения окислительно-восстановительных условий диагенеза: по аутигенным минералам и вертикальному редокс-потенциалу (Теодорович), по формам серы (Гуляева), по формам железа (Страхов и Залманзон), по окислительному коэффициенту (Марченко) и др. Проблема определения окислительно-восстановительного по-

тенциала рассмотрена М. Ф. Стащуком. Чутким геохимическим индикатором условий диагенеза являются карбонатные конкреции. Стадийность диагенетического карбонатообразования в угленосных отложениях изучалась П. В. Зарицким и др. Для исследования гипергенно-катагенетических признаков осадочных пород составляются специальные карты катагенетических изменений, которые должны явиться завершающим этапом всестороннего минералого-геохимического и литолого-фациального исследования — после грубого различения седиментационно-диагенетических и гипергенно-катагенетических признаков. Некоторые современные представления о различных процессах карбонатообразования в море и на суше и особенностях катагенетических преобразований карбонатных пород приведены в монографии Г. Блатта и др. Характеристика почти полного спектра современных карбонатных осадков, образующихся в морях и океанах на всех глубинах, дана в сводке Д. К. Патрунова и Т. Н. Голубовской [8].

Библиографию работ французских исследователей по карбонатным отложениям дали P. E. Potter e. a.

В известняках наблюдаются вторичные изменения, при которых появляется ряд новообразований. Они часто подвергаются доломитизации. При этом образуются разнообразные по структуре и составу породы. Известняки подвергаются также окремнению и сульфатизации. Первое проявляется в образовании кремневых конкреций, реже — окремнелых слоев и жеод. Сульфатизация выражается в появлении среди карбонатных пород гипса, ангидрита и реже целестина. Иногда в известняках отмечаются вторичные выделения флюорита.

Палеоэкологические критерии для выявления катагенетических изменений карбонатных пород рассмотрены А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской [6].

Основные типы пористости и проницаемости карбонатных пород, важные для нефтяников, и их генезис охарактеризованы Дж. Уилсоном.

В. Ф. Бацманом детально изучена в палеозойских известняках Катарского массива последовательность изменений и процессов на стадиях седиментационной, долитификационной, литификационной и послелитификационной. На VIII конгрессе седиментологов серия докладов была посвящена карбонатным породам, в том числе и постседиментационным процессам. Постседиментационные изменения карбонатных отложений Русской платформы изучены С. Г. Саркисяном и др.; Б. Я. Полонской и др. [10]. На IX конгрессе седиментологов в Ницце (1975 г.) 23 доклада были посвящены процессам постседиментационных изменений карбонатных пород.

Совокупность сингенетических и катагенетических особенностей карбонатных пород может использоваться для интерпретации условий их образования особенно в тех случаях, когда каждая стадия оставляет различные признаки ее проявления. Детальное изучение диагенеза и катагенеза может также облегчить понимание условий локализации в карбонатных породах некоторых рудных месторождений (свинца, цинка, марганца, фосфоритов и др.).

Некоторые проблемы литологии карбонатов в свете современных данных изложил Skaček (1980 г.). В книге «Постседиментационные...» [11] освещены современное состояние изучения карбонатных пород, принципы их классификации, методические вопросы их изучения, вторичные изменения.

В самое последнее время издана большая монография Дж. Л. Уилсона, содержащая огромный фактический материал по составу, стратиграфическому

распределению, методам изучения и условиям образования карбонатных толщ различного возраста [14].

Применение известняков и их связь с другими полезными ископаемыми. Известняки — одно из важных полезных ископаемых. Их основные потребители — металлургическая и цементная промышленности. Они широко используются в строительной промышленности, химической, стекольной, сахарной и в сельском хозяйстве. С карбонатными коллекторами связаны большие залежи нефти и газа. С известняками связаны пластообразные залежи барита, магнезита, флюорита, известковистых марганцевых руд, сплошных и вкрапленных антимонитовых руд; пластообразные и жилообразные месторождения сидерита; пластообразные залежи и линзы стронция (также в доломитах и мергелях); жилообразные тела патронита и кальциевого ванадинита, связанные с асфальтитом; урано-ванадиевые и тюямунитовые руды; пласты и залежи неправильной формы вкрапленных руд Pb, Zn, Sb, Hg, Cu (Cu часто с примесью кобальта); неправильные залежи арсенопирита. В фосфоритоносных и битуминозных известняках, наряду с высоким содержанием P, встречаются повышенные количества Sr, Ba, Mo, U и др. Древние карсты в карбонатных породах в ряде случаев содержат бокситы, руды Ni, Co, Cu, Fe и Mn, драгоценные камни, фосфориты, каолины, огнеупорные глины, стекольные пески, охры. Среди карбонатных пород в жилах и пустотах встречаются стяжения исландского шпата.

При изучении промышленных месторождений как рудных, так и неметаллических полезных ископаемых, связанных с известковыми осадками, важнейшее значение имеет ясное представление о фациальной обстановке. Так, например, в карбонатных отложениях Северного Нуратау с осадками иловых и застойных зон связаны сингенетическая и диагенетическая свинцово-цинковая минерализация, а с осадками обломочных зон — сингенетично-катагенетическая. Локализация отдельных месторождений свинца, цинка и марганца может четко определяться химическими, биогенными, раннедиагенетическими и структурными особенностями карбонатных пород.

§ 3. МЕРГЕЛИ

Общая характеристика. Мергели — порода смешанного глинисто-карбонатного состава. Большинство исследователей называет ими породу, состоящую на 50—75% из карбоната и на 25—50% из нерастворимого остатка (SiO_2+ +R_2O_3). Это пелитоморфные мягкие или твердые породы с землистым изломом, окрашенные в светлые тона серого цвета с желтоватым, зеленоватым или розоватым оттенком, иногда они темносерые; в красноцветных толщах яркоокрашенные. Карбонатная часть представлена в мергелях пелитоморфным или микрозернистым кальцитом или доломитом, иногда обоими минералами.

В зависимости от породообразующего карбонатного минерала выделяют мергели (известковые) и доломитовые мергели. Прилагательное «известковый» обычно не употребляется, так как такие мергели преобладают.

Распределение в породе карбонатного и некарбонатного материала обычно совершенно равномерное. Отдельные частицы в мергелях часто неразличимы под микроскопом, но для известково-глинистой породы в целом всегда характерна относительно высокая интерференционная окраска. Некарбонатная часть сложена главным образом глинистыми минералами (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит); в доломитовых мергелях иногда — магнезиальным

хлоритом. Кремнезем в мергелях бывает представлен мельчайшими (не больше 0,01 мм) округлыми опаловыми образованиями. Если нерастворимый остаток представлен опаловыми частицами, мергель называется «кремнеземистым», а «глина известковистая» — «опокой известковистой». В качестве примеси присутствуют обломочные зерна алевритовой размерности кварца, полевых шпатов, слюды, акцессорных минералов. Отмечаются аутигенные — глауконит, барит, цеолиты (преимущественно морденит), мельчайшие, часто сферические зерна пирита и марказита. В доломитовых мергелях встречаются кристаллики гипса, ангидрита, целестина и флюорита. Окислы и гидроокислы железа придают породе желтоватые и красноватые оттенки. Иногда присутствует органическое и углистое вещество. Кремнистые конкреции представлены обычно халцедоном, кварцем или опалом. Мергели образуются в морских бассейнах (включая континентальный склон и большие глубины), лагунах и пресноводных озерах. Условия их образования — одновременное поступление глинистого и карбонатного материала при ограниченном поступлении терригенного (алевритового).

Состав фауны в мергелях зависит от условий и глубины их образования. В них встречаются остатки моллюсков, остракод, фораминифер и другие раковины, часты остатки мельчайших известковых водорослей — рабдолитов и кокколитов. В доломитовых мергелях определимых органических остатков обычно нет.

Г. И. Бушинским (1954 г.) выделено два типа мергелей Днепровско-Донецкой впадины: обычные (глинистые) мергели и кремнистые с силикатным модулем ($SiO_2 : R_2O_3$) больше четырех, в которых кремнезем находится только в виде опала. Мергельно-меловые отложения Русской платформы состоят только из карбоната кальция и глины. В. И. Марченко (1962 г.) изучались мергели неокома Копетдага, отлагавшиеся на значительных глубинах, по-видимому, соответствующих континентальному склону. Это серые и темно-серые массивные или микрослоистые мергели (нерастворимый остаток 26—34%), мощностью 3—8 до 14 м, с незначительной примесью (0,5—1%) мельчайших (0,01—0,03 мм) частиц обломочного кварца, редкими остатками мелких фораминифер и крайне редкими единичными остатками пелеципод (*Nuculana?, Astarte*), размерами не больше 3—5 мм. Мергели другого типа (нер. ост. 30—43%), возможно, отложенные в основании континентального склона, — темно-серые, до почти черных, массивные, мощностью до нескольких десятков метров, не содержат кластогенного материала и остатков фауны (кроме исключительно редких находок аммонитов и очень мелких неопределимых обломков иглокожих). В некоторых слоях встречаются мельчайшие зерна пирита. Глинистая часть описанных мергелей представлена гидрослюдами.

Мергели широко применяются в цементной промышленности. С ними бывают связаны промышленные типы сплошных и вкрапленных антимонитовых руд, а также линзы и пластообразные залежи целестина. Мел относится к мягким абразивам, используется в лакокрасочной промышленности, для фильтров и очистителей, в качестве наполнителя при производстве резины и бумаги.

Классификации глинисто-карбонатных пород. Существует много классификаций глинисто-карбонатных пород. Большинство классификаций рассмотрено в Атласе текстур..., 1969 г., с помещением классификационных схем (треугольников). За основу почти всегда принята классификация С. Г. Вишнякова (табл. 10-3). При наличии терригенной примеси (5—25%) мергели называются алевритистыми или песчанистыми. Мергели, содержащие 75—80% $CaCO_3$, на-

Таблица 10-3

Порода	$CaCO_3$, %	Глина, %
Известняк (доломит)	95—100	0—5
Глинистый известняк (доломит)	75—95	5—25
Мергель (или доломитовый мергель)	50—75	25—50
Глинистый мергель (или доломитовый мергель)	25—50	50—75
Известковая глина	5—25	75—95
Глина	0—5	95—100

зываются цементными мергелями, или «натуралами», так как их химический состав соответствует необходимому для производства цемента. Не всякую породу с соответствующим содержанием кальцита (или доломита) можно назвать мергелем. Необходимо микроскопическое исследование шлифа или штуфа. Классификации глинисто-карбонатных пород разделяются на 2 группы: технологические и петрографические. Первые основываются на количественном содержании компонентов в техническом продукте, вторые — на их содержании в породе.

Некоторые вопросы улучшения классификации и номенклатуры мергелей рассмотрены в Атласе текстур... (1969 г.) и отчасти в статье Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровича и др. (1968 г.).

Структуры и микротекстуры мергелей. По внешнему виду мергели очень однообразны, и только с помощью предложенного Г. И. Бушинским метода — пропитывания породы маслом или другой жидкостью — впервые удалось изучить их строение, выявить ходы илоедов, микротекстуры, пятнистость, трещиноватость и т. п.

В мергелях различают структуры неорганического происхождения: пелитоморфную, алевропелитоморфную и псаммоалевропелитоморфную; смешанные (органогенная+пелитоморфная): водорослевые (рабдолитовые и кокколитовые) и раковинные, а также недостаточно ясного происхождения: нодулярную (или узловатую) и сгустковую. К текстурам и микротекстурам относятся: ихнитовые, связанные с ходами и жизнедеятельностью илоедов, подробно описанные в Атласе текстур..., трещиноватые и брекчиевидные, видимо, связанные с уплотнением осадка при диагенезе, а также слоистые и микрослоистые. С. И. Шуменко (1965 г.) при детальном изучении мергельно-меловой толщи Сев. Донца выделены текстуры неорганического происхождения: жильчатые, мраморовидные, текстуры смещения, перерыва (взмучивания), микрослоистые и органогенные — ихнитовые. Некоторые разновидности микрослоистости выявлены В. И. Марченко в глубоководных мергелях верхнего баррема Копетдага. Микрослоистость обусловлена здесь чередованием слойков по 0,01—0,06 мм — более темных, обогащенных глинистым материалом, и более светлых, представленных прозрачными кальцитовыми обломочными размерами 0,01—0,03 мм с редкими обломочками кварца такой же величины, либо скрытокристаллическим кальцитом. Более светлые слойки, видимо, соответствуют времени возникновения слабых движений придонных вод, прекращающих осаждение глинистых частиц. Сходная микрослонистость встречается в илах континентального склона и на дне морских бассейнов (Черное море, Южный Каспий, Средиземное море и др.).

В Атласе текстур... отмечено, что определять генезис мергелей (морские, лагунные, озерные) только по составу и структуре «довольно затруднительно» и что для этого нужно еще учитывать сингенетические минералы и включения. Но и этого очень часто недостаточно. Для детального и обоснованного генетического и фациального анализа мергелей, в особенности морских, необходим учет большого комплекса факторов (см. часть «Учение о фациях»), а также характера фауны. Это позволит в ряде случаев более точно и обоснованно относить образования мергелей к тем или другим батиметрическим зонам морских бассейнов. Для изучения микроструктур и других особенностей некоторых мергелей, очевидно, нужно применять новейшие методы (электронная микроскопия и др.), давшие прекрасные результаты при изучении пелитоморфных известняков.

§ 4. ДОЛОМИТЫ

Доломитами называются карбонатные породы, состоящие более чем на 50% из минерала доломита. Этот минерал является двойной углекислой солью Ca и Mg и содержит, в пересчете на окислы, 30,4% CaO, 21,8% MgO, 47,8% CO_2; химический состав его соответствует формуле $CaMg(CO_3)_2$. Минерал был открыт французским минералогом Доломье при изучении карбонатных пород Тироля и позже назван в его честь.

В доломитах обычно присутствует кальцит, реже магнезит; из аутигенных минералов часты гипс и ангидрит, реже встречаются выделения халцедона и кварца, характерны, но относительно редки вкрапления целестина и флюорита. Почти всегда обнаруживается закись железа, которая изоморфно замещает Mg; окисные соединения железа часто слагают зонарные оболочки кристаллов. В доломитах соляных месторождений в значительных количествах присутствует галит, но кристаллы соли легко растворяются и часто от них остаются лишь правильные отпечатки кубической формы. В некоторых доломитах есть вкрапления сульфидов железа, свинца и цинка; обычно эти породы обогащены и органическим веществом. Иногда органическое вещество включено внутри кристаллов доломита. Поры в доломитовых породах нередко заполнены нефтью.

Глинистая примесь обычна и представлена почти исключительно магнезиальными разностями глинистых минералов (палыгорскит, сепиолит, монтмориллонит). Песчаный и алевритовый материал некарбонатного состава в доломитах редок.

Окраска доломитов разнообразна: белые, желтоватые или серые, вплоть до почти черных (от примеси органического вещества или сульфидов), коричневые от битума и зеленоватые, голубоватые, красноватые от соединений Fe и Mn.

В осадочных толщах доломиты слагают мощные пласты, линзовидные слои и тела неправильной формы; они нередко переслаиваются с известняками и близки к ним внешне. Для того чтобы различить их в полевых условиях, на породы воздействуют слабым раствором соляной кислоты (2—5%): крепкие доломиты в куске не вскипают, пелитоморфные разности вскипают, но значительно медленнее, чем бурно вскипающие известняки.

При послойном описании обнажений и кернов должны быть отобраны свежие образцы для изготовления шлифов, пришлифовок и для различных анализов (химического, термического, спектрального, рентгеноструктурного, изо-

топного, люминесцентного и др.). Выбор того или иного вида анализов (или комплекса их) определяется задачами исследований, но первыми и необходимыми должны быть изучение петрографических шлифов и выполнение рациональных химических анализов.

Рациональный химический анализ представляет собой одну из частей комплексного изучения вещественного состава пород и должен следовать за минералого-петрографическим исследованием, выявляющим все основные минералогические компоненты пород.

Рациональный химический анализ карбонатных пород имеет целью не только выяснить количественное содержание основных породообразующих элементов, но и определить количественное содержание минералогических компонентов.

Опыт показывает, что при передаче доломитов на химический анализ без предварительного микроскопического изучения часто пропускаются целестин, диффузно рассеянный в породе, примесь флюорита, магнезиальных силикатов и др. Только предварительные петрографические определения этих компонентов позволяют подобрать подходящую схему лабораторного химического анализа и затем правильно оценить содержание тех или иных минералов.

Рациональный химический анализ карбонатных пород, как правило, предусматривает определение из слабой солянокислой вытяжки (HCl около 2%) немногих компонентов: CaO, MgO, CO_2, а также нерастворимого остатка. Определение CO_2 обязательно, так как без этого невозможен достоверный пересчет анализа на карбонатные минералы. Методика пересчета освещена во многих руководствах (Залманзон и Страхов, 1957 г.; Доминиковский, 1958 г.; Флоренский и др., 1964 г.).

Для диагностики различных карбонатных минералов (кальцит, доломит, анкерит, магнезит, брейнерит, сидерит, арагонит) и выявления их взаимоотношений в породах применяется окрашивание в шлифах без покровных стекол при помощи различных реактивов. Многочисленные способы окрашивания хорошо освещены в литературе.

Классификации доломитовых пород. Классификация по вещественному составу. Имея результаты химических анализов и их пересчет на минералы, исследователь может достаточно объективно классифицировать изучаемые породы и отразить в их названиях содержание основных минеральных компонентов, согласно принятой классификации.

В разделе об общей классификации карбонатных пород (В. И. Марченко) приведены наиболее распространенные классификации по вещественному (химико-минералогическому) составу: 1) для чистых известняков и доломитов; 2) для тех же пород, содержащих значительное количество терригенной примеси, и 3) для содержащих гипс (или ангидрит), сидерит, магнезит и кремень (см. табл. 10-1 и 10-2).

В этих классификациях, предложенных С. Г. Вишняковым и И. В. Хворовой, в рядах известняк — доломит, гипс — доломит, магнезит — доломит, доломит — алевролит предусматривается выделение шести градаций. Для пород ряда известняк — доломит и для пород системы известняк — доломит — глина Г. И. Теодоровичем дана более дробная классификация с выделением соответственно 8 и 21 градации. В классификации пород ряда известняк — доломит, принятой в США, даны следующие подразделения по содержанию доломита: 1) более 90% — доломит, 2) 90—50% — известковый доломит, 3) 50—10% —

доломитовый известняк; 4) 10—5% — магнезиальный известняк; 5) менее 5% — известняк. Обсуждая эту классификацию, Р. В. Фейербридж отметил, что в самых молодых по возрасту породах кристаллы доломита появляются при содержании $MgCO_3$ около 15%, а ниже этого уровня магний находится в твердом растворе в кальците и потому такие породы следует называть обогащенными магнием, но не доломитовыми. В палеозойских и мезозойских породах ромбоэдры доломита появляются уже при содержании $MgCO_3$, равном 2—3%.

Для пород ряда известняк — доломит — магнезит, где присутствие магнезита указывает на высокую стадию осолонения вод и приближение раствора к насыщению NaCl, может быть использована классификация Е. К. Фроловой (1955 г.), которая опубликована также Г. Д. Бисселом и Д. В. Чилингаром (1970 г.).

Для оценки доломитов как промышленного сырья применима классификация С. С. Виноградова (1961 г.). В ней доломиты разделены на две группы: с содержанием MgO 21,9—19% и 19—17%, а по составу примесей выделены четыре градации.

Структурные и генетические классификации. Доломиты прежде всего подразделяют по структурным признакам, а затем по мере дальнейшего изучения выясняют их генезис. Одна из наиболее детальных структурных классификаций предложена Г. И. Теодоровичем, который подразделил доломиты на три группы: 1) с преобладанием основной минеральной массы, 2) с преобладанием цементируемого материала и 3) кавернозно-пористые с отрицательными реликтовыми структурами. Каждая из этих групп затем дробно подразделяется в зависимости от характера органогенных остатков, хемогенных структур (оолитовой, микрокомковатой и др.) и обломочных структур, а также по размерности зерен в основной массе породы. Эта схема высоко оценена Г. Бисселом и Д. Чилингаром и приведена в сводной работе по карбонатным породам (1970 г.), где она рекомендуется для использования; в качестве другой рекомендуемой классификации ими предложена схема, основа которой, как отмечают авторы, заимствована из генетической классификации известняков М. С. Швецова (1958 г.). Заимствование выразилось в том, что кроме трех типов доломитов, охарактеризованных М. С. Швецовым, в классификацию Г. Биссела и Д. Чилингара механически включены почти все типы известняков, выделенные М. С. Швецовым, но с заменой слова «известняк» словом «доломит» или с добавлением слова «доломитизированный». Вследствие этого среди типов доломитов и появились такие странные образования, как сахаровидные доломиты, образовавшиеся по кальцитизированным песчаникам, доломитизированный туф и др.

Общие схемы для классификации известняков и доломитов были опубликованы И. В. Хворовой (1958 г.), Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровичем, О. И. Некрасовой, А. В. Хабаковым (1968 г.) и В. Н. Киркинской. Классификация И. В. Хворовой для пород карбона Русской платформы является хорошим примером комплексного подхода. И. В. Хворова разделила карбонатные породы прежде всего (1) по вещественному составу, в зависимости от содержания кальцита, доломита и терригенной составляющей. Затем (2) по происхождению карбонатного осадочного материала породы делятся на три группы: обломочные, органогенные и хемогенные. В особую группу выделяются криптогенные породы, генезис которых неясен; среди них преобладают породы, сильно измененные вторичными процессами (доломитизированные и др.). Более

дробные подразделения даются по признакам структурным (размер, окатанность и др.) и генетическим ((происхождение и состав фрагментов— фитогенные, зоогенные, копрогенные и др.).

В классификации Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровича и др. (1968 г.) выдержан принцип подразделения карбонатных пород по значительным петрографо-генетическим признакам. Выделены шесть групп пород: 1) органогенные, 2) биохемогенные и хемогенные (включая все кристаллически зернистые), 3) детритусовые, 4) обломочные, 5) псевдообломочные и 6) перекристаллизованные. Среди группы обломочных карбонатных пород впервые выделены, следуя Р. Фолку, интракластические, образовавшиеся при размыве недавно отложенных и в разной степени затвердевших карбонатных осадков, и экстракластические, образовавшиеся при разрушении карбонатных пород суши. Седиментационные доломиты отнесены к двум первым группам пород, а доломиты замещения рассматриваются как могущие образоваться в стадии диагенеза и гипергенеза по всем типам известняков.

По классификации карбонатных пород В. Н. Киркинской *известняки, доломиты и породы смешанного известково-доломитового состава* (на 50% и более состоят из кальцита и доломита) по структурным и генетическим признакам делятся на четыре группы пород: I — зернистые, II— органогенные, III — обломочные, IV — переходные (смешанные).

I. Зернистые (50% и более карбонатной части породы представлено зернистым карбонатным материалом) подразделяются по размеру зерен (мм) на коллоиднозернистые (<0,001), тонкозернистые (0,001—0,01), мелкозернистые (0,01—0,05), среднезернистые (0,05—0,25), крупнозернистые (0,25—1,0) и грубозернистые (>1,0).

Все эти разновидности делятся на *равномернозернистые, неравномернозернистые и первично неоднороднозернистые*.

Дальнейшее разделение *неравномернозернистых* пород производится по характеру чередования участков различной зернистости: пятнистые, полосчатые, линзовидно-слоистые, линзовидно-пятнистые и т. д.

Первично неоднороднозернистые (50% и более карбонатной части породы принадлежит хемогенным форменным образованиям) разделяются по характеру форменных образований и их размерам (мм) на оолитовые, сферолитовые, пизолитовые, сгустковые (<0,1), комковатые (0,1—1,0) и пятнистые (>1,0).

II. *Органогенные* (50% и более карбонатной части породы принадлежит органогенным остаткам) подразделяются на фитогенные и зоогенные.

Фитогенные по характеру органогенных остатков и их размерам (мм) делятся на водорослевые, микрофитолитовые, сгустковые (<0,1), комковатые (0,1—1,0), пятнистые (>1,0).

Зоогенные разделяются по целостности органогенных остатков и их размерам (мм) на цельнораковинные (0,1) — биоморфные, детритовые — и шламовые (0,1), и по групповому составу органогенных остатков (брахиоподовые, мшанковые, криноидные, фораминиферовые и т. д.).

III. *Обломочные* (50% и более карбонатной части породы принадлежит обломкам карбонатных пород) подразделяются по размерам обломков согласно градациям, принятым для обычных обломочных пород.

IV. *Переходные* (более 50% карбонатной части породы составляют в сумме различные форменные элементы I, II и III групп) делятся по составу

форменных элементов на органогенно-обломочные, обломочно-микрофитолитовые, комковато-органогенные, оолитово-обломочные и т. д.

Большинство доломитов войдет в I группу, которую следует называть группой кристаллическизернистых пород, поскольку зернами (grains) в зарубежной литературе называют различные дискретные частицы (скелетные, копролиты, интракласты и др.) размером более 0,004—0,06 мм. В I группе по размеру зерен выделяется шесть типов структур, с которыми связываются определенные генетические представления: первичными структурами считаются коллоидные и тонкозернистые (седиментационные и раннедиагенетические) и мелкозернистые (диагенетические); вторичными — крупно- и грубозернистые, которые возникают при эпигенезе и частично при процессах метаморфизма. Однако В. Б. Татарский (1955 г.) отмечает, что размер зерен не следует использовать как абсолютный критерий для определения генезиса доломитов. Во II группе должны быть выделены образования из скелетных остатков организмов, нараставших друг на друга и создававших устойчивый каркас: их называют биолититами, баундстоунами, биогермами и органогенными постройками. С этими уточнениями схема В. Н. Киркинской, применяемая в лаборатории петрографии ВНИГРИ и в других лабораториях нефтяных организаций, может быть рекомендована в качестве рабочей классификации доломитовых, известково-доломитовых и ангидрито-доломитовых пород; последние найдут свое место в четвертой группе.

Разнообразные текстуры и структуры доломитовых пород (от пелитоморфных до сильно перекристаллизованных) очень полно представлены в Атласе текстур и структур, и в Атласе карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы.

Данные об эволюции доломитообразования и условиях накопления современных доломитов. В истории Земли доломитообразование не было стабильным: одной из характерных черт его является ослабление в течение геологического времени и особенно резкий спад в конце палеозоя. Эта главная закономерность обоснована трудами многих исследователей и может считаться твердо установленной для отложений трех платформ: Русской, Северо-Американской и Китайской. Такое течение процесса доломитообразования определялось изменением состава атмосферы, и прежде всего падением содержания CO_2.

По-видимому, в протерозое доломитообразование было основным видом карбонатного процесса и было широко распространено не только в аридных, но и в гумидных зонах. Процессы выветривания были очень интенсивны и за счет них, а также за счет термальных вод щелочные земли поступали в моря в большем количестве, чем в более поздние геологические эпохи.

В течение палеозоя в морях аридных областей доломитообразование было весьма интенсивно, но в мезозое и особенно в кайнозое, в связи с прогрессирующим падением давления CO_2 в атмосфере, доломитовое вещество ушло гораздо дальше от насыщения, чем в морях верхнего палеозоя. Доломитообразование в лагунах и в морях поэтому резко сократилось даже в аридных зонах и поддерживалось лишь в некоторых специфических обстановках: в тех лагунах, заливах и участках моря, куда реки (или подземные воды) поставляли много $MgCO_3$ или $MgCO_3+Na_2CO_3$. Озерные доломитные осадки известны как в мезозое, так и в кайнозое.

В современных водоемах впервые массовые накопления доломитовых илов

были обнаружены Д. Г. Сапожниковым в озере Балхаш и описаны им в 1942 г. Генезис осадков этого водоема рассматривался Н. М. Страховым и Д. Г. Сапожниковым, причем было установлено, что параллельно с прогрессирующим осолонением происходит рост щелочного резерва и pH и возрастает концентрация иона магния, а в осадке, наряду с углекислым кальцием, появляются соединения магния в виде доломита.

В дальнейшем при планомерном изучении осадкообразования в различных водоемах на территории СССР было подтверждено значение факторов, контролирующих доломитообразование — повышенный щелочной резерв (6—8 г/л) и pH около 8,9—9, а также выявлена роль грунтовых вод в водно-солевом питании карбонатообразующих водоемов. Были выделены три карбонатных типа вод осолоняющихся бассейнов и установлено, что доломит образуется только в тех озерах аридной зоны, которые принадлежат к содовому и углемагниевому типам, но не углекальциевому. Уже в начале 50-х годов доломит был охарактеризован как полигенный минерал, образующийся в бассейнах с весьма различной соленосностью вод (Н. М. Страхов).

В последующие годы большое развитие получили работы по изучению минералогии карбонатных осадков и форм нахождения магния в скелетном веществе организмов. Было установлено, что магний часто находится в твердом растворе в кальците: атомы магния замещают атомы кальция в кристаллической решетке кальцита, но значительно реже встречаются в арагоните. Чейв назвал высокомагнезиальными кальцитами разности, содержащие более 1% Mg (4% $MgCO_3$), а разности с меньшим содержанием магния отнес к низкомагнезиальным кальцитам. Градации содержания $MgCO_3$ для разностей кальцита и названия этих разностей не являются общепринятыми и выражаются в процентах массовой или молекулярной концентрации в зависимости от методов определения. Например, в осадках Тихого океана содержания $MgCO_3$ были даны в процентах массовой концентрации (по пересчету химических анализов) и к магнезиальным кальцитам были отнесены разности, содержащие от 4 до 30% $MgCO_3$, а разности, содержащие менее 4%, назывались просто кальцитом (Лисицын, Петелин, 1970 г.). В карбонатных осадках Атлантического океана содержание $MgCO_3$ определялось методом рентгеноструктурного анализа [6] и были выделены низкомагнезиальные кальциты (до 3% $MgCO_3$), магнезиальные кальциты (3—8% $MgCO_3$) и высокомагнезиальные (более 8% $MgCO_3$).

Трудами многих исследователей была установлена зависимость содержания $MgCO_3$ в биогенных карбонатах от ряда факторов: температуры и солености вод, принадлежности к разным систематическим группам и даже видам. Наибольшее значение имеет температура. Как правило, интенсивность накопления магния возрастает с повышением температуры вод.

Высокомагнезиальный кальцит и арагонит являются неустойчивыми метастабильными фазами и со временем превращаются в низкомагнезиальный кальцит, освобождая ионы магния для доломитизации. По данным одних авторов таким путем могли образоваться лишь низкие концентрации доломита, по мнению других — может произойти локальная доломитизация в толще известковых осадков.

В середине 50-х годов состояние знаний о типах и генезисе доломитовых пород было охарактеризовано Н. М. Страховым и Р. Феирбриджем. Разнообразие возможных условий формирования доломитов и доломитизированных

известняков по Р. Фэйрбриджу отражено в Атласе текстур и структур осадочных горных пород (1969 г.)

Дальнейшая разработка методов рентгеноструктурного анализа и возросший интерес к изучению карбонатных образований в связи с обнаружением больших залежей нефти и газа в известняках и доломитах привели к открытию доломитов во многих современных и плейстоценовых отложениях. Вместе с тем при помощи рентгеноструктурного анализа было установлено, что доломит встречается в них преимущественно в виде метастабильной разности, названной протодоломитом. Протодоломит отличается от доломита по составу (содержит до 10% избыточного кальция) и по строению: он имеет неупорядоченную кристаллическую решетку.

Доломиты, доломитово-известковые осадки и высокомагнезиальные карбонаты не образуют мощных отложений в современных морях и накопляются в основном в самой прибрежной (приливо-отливной зоне), прилегающих к ней низинах, в лагунах и приморских озерах. Большое внимание литологов привлекло доломитообразование на юго-востоке Австралии, в лагуне Куронг и особенно в отчленившихся от нее мелких, часто пересыхающих озерах, где соленость местами в два раза меньше морской, а pH днем повышается до 9,5 и 10,2, но ночью может значительно понижаться — менее 8 [12]. Мощность магнезиально-карбонатных осадков на дне лагуны и озер достигает нескольких метров.

Другой регион интенсивного доломитообразования был обнаружен в 60-х годах на побережье лагун Персидского залива (Абу-Дхаби и другие) в осадках обширной засоленной надприливной равнины, называемой себкха. Ширина себкхи местами достигает 10—16 км; от лагуны она отделяется неширокой (около 1 км) приливо-отливной зоной, занятой синезелеными неизвестковыми водорослями, которые при высыхании растрескиваются. Доломит находится в верхних 30—60 см осадка себкхи, где встречаются и крупные кристаллы гипса [12].

Высокие значения отношения магния к кальцию (более 10) многими исследователями считаются главным фактором, определяющим доломитизацию. Одиако, как подчеркнул Н. М. Страхов, данные об отношениях Mg/Ca недостаточны, так как в этих отношениях участвуют не только карбонаты, но и сульфаты Mg и Ca, а осаждение карбонатных соединений контролируется карбонатными равновесиями, которые в регионах современного доломитообразования еще не изучены.

При изучении древних отложений ассоциацию эвапоритовых минералов с доломитом и строматолитами, несущими следы высыхания и растрескивания, часто рассматривают как отложения типа прибрежной себкхи. Следует подчеркнуть, что эвапоритовый диагенетический процесс на себкхах приводит к формированию доломита на значительном расстоянии от моря, а в осадках соседней лагуны Абу-Дхаби, соленость вод которой высокая (до 6,7%), и на морском мелководье преобладает арагонит (81—89%); сумма низко- и высокомагнезиального кальцита составляет 7—11%, а содержание доломита не превышает 1,6%.

За последние 5000 лет доломитовые осадки мощностью до 1,5 м, в которых обычны водорослевые строматолиты и трещины усыхания, образовались на побережье некоторых островов Атлантического океана (Канарские, Багамы), а также в надприливных отложениях о-ва Бонайре (Малые Антильские острова) и на отмелях во Флоридском заливе. Все перечисленные объекты

находятся вблизи северного тропика, и это обстоятельство послужило поводом для пересмотра палеоклиматического значения доломита как индикатора аридного климата, поскольку, как пишет Ю. П. Казанский [1], доломит обнаружен в аридной и во влажной тропической зонах. Однако в работах океанологов весь Карибский бассейн, к которому относятся упомянутые местонахождения, рассматривается как уникальный для всего Мирового океана регион аридной зоны [3]. В противоположность доломитовым осадкам побережья Персидского залива, здесь отсутствуют гипс и другие эвапоритовые минералы, характерные спутники доломитов из областей ярко выраженного аридного климата. Это объясняется тем, что гипс, который мог быть продуктом происходящих реакций, вымывается приливными водами и дождями, обычными в этой области, сочетающей особенности аридного и гумидного климатов.

Доломитизацию некоторых современных рифов, находящихся в Тихом и Атлантическом океанах, связывают с воздействием на карбонатные отложения рассолов, образовавшихся в результате испарения морской воды с чем согласуется обогащение их тяжелыми изотопами кислорода.

В осадках холодноводного Гудзонова залива на глубинах около 200 м довольно обильны зерна терригенного доломита, поступающего с суши, сложенной карбонатными породами. Такой доломит обнаружен также в море Бофорта и у берегов Канадского арктического архипелага, где в тяжелых фракциях осадков доломит составляет 15—40%. К другому типу терригенных карбонатов, тяготеющих к зонам аридного климата, относятся зерна доломита, переносящиеся с эоловой пылью. Таковы, например, зерна доломита (размер 0,1—0,01 мм), обнаруженные в осадках у островов Зеленого Мыса, которые, по-видимому, поступают с Африканского континента, где доломит образуется в пустынных областях при высыхании такыров и образовании карбонатных корок. В глубоководных отложениях Тихого и Атлантического океанов и в Средиземном море известны редкие находки относительно крупных (0,1—0,8 мм) ромбоэдров доломита и их скоплений. Образование доломита связывают с процессами подводного вулканизма или считают его обломочным [6].

В лабораторных условиях доломит был получен как первичный минерал и как вторичный за счет магнезиального кальцита, который в водной среде довольно быстро (через два года) превращался в стабильный доломит [9]. Однако в природе этот процесс протекает медленно. Как видно на примере отложений Черного моря, время не является решающим фактором в процессе перехода магнезиальных карбонатов в доломит.

В континентальных условиях доломит обнаружен не только в озерных осадках и в почвах засушливых областей в виде корок, образующихся при испарении грунтовых вод, но и в пещерных отложениях, где протодоломит, по-видимому, образовался при воздействии богатых магнием подземных вод на аратонит.

Несмотря на большие успехи в изучении современных доломитовых осадков, процессы доломитообразования, происходящие в разных условиях, остаются еще не раскрытыми. Неправомерными представляются попытки выделения какого-либо одного фактора, контролирующего образование доломита (высокие значения отношения Mg/Ca, pH, щелочного резерва, парциального давления CO_2), поскольку данные опытов и наблюдения в природе свидетельствуют о совокупном действии ряда факторов и, в частности, о большом значении структуры щелочного резерва. Пределы колебаний солености вод могут быть

значительны, а роль солености оценивается по разному. Одни исследователи считают, что для доломитообразования необходимо лишь некоторое повышение солености, подводящее щелочной резерв к тем высоким значениям, какие нужны для достижения доломитом насыщения в данном растворе (Н. М. Страхов), а другие рассматривают повышенную соленость, наряду с температурой, как основной фактор, определяющий высокую концентрацию магния в растворе и снижающий степень гидратации ионов магния [2, 8]. Большое значение биогенного фактора проявляется как в концентрации магния в скелетах морских животных и слоевищах известковых водорослей, так и в жизнедеятельности фитопланктона и фитобентоса (водоросли и морские травы), которые при интенсивном фотосинтезе поглощают CO_2. Вследствие этого местами на мелководье резко возрастает pH, что способствует осаждению доломита; таким образом, процесс, обычно называемый хемогенным, по существу является биохемогенным.

Данные об условиях образования современных доломитовых осадков необходимо учитывать при восстановлении условий образования древних доломитов, но они явно недостаточны для решения общей проблемы доломитообразования прошлых эпох, где этот процесс был грандиозным по масштабу и осуществлялся в разнообразных обстановках, от которых сейчас сохранились лишь реликты.

Основные генетические группы доломитов. Среди многочисленных типов доломитовых пород, описанных из морских отложений разного возраста, выделяют две основные генетические группы: I — доломиты седиментационные и II — доломиты метасоматические.

I. Седиментационные доломиты, рассматриваемые как первичные хемогенные образования, называются также протогенными, сингенетическими или пластовыми. Последнее название характеризует основную особенность морфологии их тел — выдержанность на больших расстояниях (до первых сотен километров). Доломиты этой группы имеют устойчивый химический состав, близкий к нормальному доломиту. Структура породы пелитоморфная или микро- и тонкозернистая (обычно менее 0,01 мм), излом мучнистый; перекристаллизация заметно развита лишь в первично пористых разностях (оолитовых, строматолитовых и др.). Отсутствуют кавернозность и следы метасоматического замещения кальцита доломитом. Характерна микрослоистость, часто возникающая за счет появления прослоек глинистого материала; при возрастании его доломиты переходят в доломитовые мергели. Среди глинистых минералов обычны аутигенные магнезиальные силикаты: сепиолит, палыгорскит и монтмориллонит. Остатки организмов отсутствуют, очень редки или представлены комплексом мелкорослых и тонкораковинных форм, состав которых обедняется по мере возрастания степени доломитности породы. Исключением являются водоросли, которые могут быть породообразующими, поскольку легко приспособлялись к существованию в водах ненормальной соленостью.

II. Метасоматические доломиты и доломитизированные известняки характеризуются весьма неправильной формой тел: гнезда, измеряемые несколькими метрами, с прихотливыми очертаниями, которые секут первичную слоистость; линзы, иногда пластообразные, протягивающиеся на сотни и тысячи метров, но часто заключающие остаточные участки известняка. В связи с этим содержание доломита на коротком расстоянии может резко меняться от 90—95% до 2—3%. Породы пористы и кавернозны: одни исследователи это объясняют сокра-

щением объема породы при замещении кальцита доломитов, а другие — особенностями процесса метасоматоза, в котором сочетаются растворение, замещение и осаждение. Скелетные остатки обычно растворены и от них сохраняются лишь отпечатки, полости и ядра. В шлифах хорошо видны следы метасоматоза доломита по кальциту: относительно крупные (0,04—0,20 мм) и прозрачные идиоморфные ромбоэдры доломита заключают осадочный пелитоморфный кальцит, выделяющийся темными пятнами («оспенная» структура). При более полной доломитизации пелитоморфного кальцита остается мало и он довольно равномерно запыляет зерна доломита, которые, плотно срастаясь, образуют неравнозернистую мозаичную структуру. Часто зерна имеют зональное строение: ядро из пелитоморфного карбоната или гидроокислов железа, окаймленное чередующимися железистыми и доломитовыми оболочками (Атлас, 1969 г., табл. 158—159). Иногда внутри зерен доломита находятся битум или микрокапельки нефти, служившие центром кристаллизации. Раньше всего подвергается доломитизации тонкозернистый кальцит, цементирующий скелетные остатки, затем раковины фораминифер и различный органогенный детрит, вплоть до члеников криноидей, которые замещаются в последнюю очередь. Такую последовательность доломитизации предположительно объясняют тем, что тонкозернистый кальцит обладает значительно большей реагирующей поверхностью и большей свободной поверхностью и большей свободной поверхностной энергией, чем крупнозернистый кальцит. Ромбоэдры доломита часто замещают кальцитовые оолиты или (в случае сильного растворения) образуют цепочки зерен по контурам оолитов и раковинного детрита. При высоком содержании доломита первичная структура породы обычно стирается полностью и возникает доломит замещения с весьма неоднородной структурой — от тонкозернистой, почти пелитоморфной, до средне- и крупнозернистой (более 0,5 мм) и едва видимыми «тенями» скелетных остатков. Структура исходного известняка сохраняется лишь в незамещенных участках, а также в кремневых конкрециях, образующихся в раннюю стадию диагенеза, где халцедон так хорошо фиксирует тончайшие детали строения раковин фораминифер, что возможно их изучение для определения возраста пород. Некоторые разности метасоматических доломитов, состоящие из хорошо образованных ромбоэдров доломита, близких по размеру (0,05—0,10 мм), имеют излом, напоминающий своей зернистостью и искристым блеском излом песчаника, вследствие чего их в поле часто принимают за песчаники. Такие разности называют песчаниковидными доломитами, Dolomitsandstein (нем.), sable dolomitique (фр.) или saccharoidal dolomite (англ.).

В противоположность доломитам первой группы, часто содержащим большую примесь глинистого материала, метасоматические доломиты характеризуются очень малым нерастворимым остатком (обычно менее 1%, редко 3%), что свидетельствует о большой чистоте карбонатов, подвергавшихся доломитизации. Отличительной особенностью метасоматических доломитов является также то, что состав заключенных в них скелетных остатков не отражает специфики обитания при условиях, отклоняющихся от нормальных морских, а может представлять разнообразный бентос, населявший любые известковые фации.

Данные об условиях образования доломитов основных генетических групп. Для всех доломитов первой группы характерны интенсивность и продолжительность доломитообразования, обусловившие возможность накопления достаточно мощных и выдержанных пластов, а также приуроченность преимущест-

венно к мелководным условиям. Но другие факторы, определявшие образование отдельных типов, существенно различались, что, как отмечалось выше, было в основном следствием общей эволюции геологических и биологических процессов. В докембрии преобладали хемогенные доломиты, позже превращенные в мраморы; во многих из них сохранились следы первичных текстур (горизонтальная и косая слоистость, трещины усыхания, знаки ряби), оолитовая, обломочная и водорослевая структуры, свидетельствующие об образовании на мелководье. Большое распространение имели строматолитовые и онколитовые доломиты, возникавшие в результате накопления карбоната в слоевищах водорослей, хемогенного осаждения, механического улавливания частиц и, возможно, при участии бактерий. В рифее Восточной Сибири подобные образования составляют до 50% по мощности платформенных карбонатных отложений. Своеобразные структуры доломитов этого типа показаны в Атласе текстур и структур (1969 г.). Водорослевые доломиты имели большое распространение и в палеозое; позже их роль уменьшалась, но даже в неогене онколитовые и строматолитовые доломиты местами составляют значительную часть карбонатных отложений. Вместе с ними встречаются оолитовые хемогенные и обломочные доломиты, также известные из древнейших отложений, и копролитовые доломиты, появляющиеся в палеозое. Уже в докембрии отмечена приуроченность фосфоритов к доломитам и, в частности, к строматолитовым постройкам. Последнее объясняется тем, что повышение pH в результате жизнедеятельности водорослей способствовало осаждению фосфора [4]. В кембрийском морском бассейне Малого Каратау хемогенное доломитообразование периодически чередовалось с накоплением фосфатов и формировались тонкослоистые фосфатно-доломитовые ритмиты, часто претерпевавшие оползание и брекчирование. Ассоциация с доломитами вообще характерна для богатых пластовых фосфоритов мира.

Особый и широко распространенный тип представляют пластовые доломиты, парагенетически связанные с эвапоритами; они часто переходят в доломит-ангидриты, иногда заключают скопления целестина, флюорита, галита и боратов. Образование их происходило в краевых лагунах, крупных сильно осолоненных заливах, в краевых частях платформенных морей и во внутриконтинентальных солеродных морях. Присутствие водорослей, оолитов, трещин усыхания, брекчий взламывания и следов переотложения осадка указывает на мелководность доломитообразующих зон эвапоритовых бассейнов. Периодические изменения солености обусловливали ритмическое переслаивание доломитов с ангидритом или гипсом, а местами и с галитом. Такие породы с выделением ряда структурных разностей наиболее полно описаны из кембрийских отложений Сибирской платформы и данково-лебедянских отложений Русской платформы. В более глубоких и застойных частях некоторых бассейнов отлагались тонкослоистые и темноокрашенные доломиты и ангидриты, иногда битуминозные. Примером могут служить цехштейновые доломиты Западной Европы.

Пластовые доломиты образовывались и в заливах с пониженной соленостью вод, которые имели затрудненное сообщение с открытым морем и принимали много речных вод, богатых карбонатами и солями магния. Примером являются доломиты алайского и туркестанского ярусов палеогена Ферганы. В сходных условиях образовались эуриптеровые доломиты силура Эстонии и некоторые миоценовые доломиты юга СССР. Пластовая форма залегания присуща также и доломитным хемогенным осадкам современных солоноватовод-

ных озер (оз. Балхаш и др.) и их ископаемым аналогам — доломитам юрского озера хр. Каратау, миоценовым доломитам Центральной Европы и др. Таким образом, древнее хемогенное доломитообразование происходило как при повышенной солености, так и в солоноватоводных бассейнах.

Во второй генетической группе доминируют доломиты замещения и доломитизированные известняки, сформировавшиеся в раннем диагенезе; подчиненное значение имеют образования более поздних стадий. В практике литологов используется ряд признаков, не имеющих абсолютного значения, но помогающих выделить метасоматические доломиты, образовавшиеся в разные стадии бытия породы. Так, раннедиагенетическим доломитам свойственны хорошо выраженные реликтовые структуры по скелетным остаткам, оолитам и др.; часто растворены только арагонитовые составляющие, но сохраняются крупные кальцитовые раковины. Поры и пустоты имеют небольшие размеры; размер зерен 0,01—0,05 мм. Характерны переходы по простиранию в доломитовые и чистые известняки, а также своеобразная локализация на дне бассейнов: 1) между зоной с преобладанием пластовых доломитов и зоной известняков с фауной и флорой; 2) в горловинах крупных лагун, в местах поступления менее соленых морских вод; 3) в эфемерных лагунах, среди лабиринта отмелей, где колебания солености препятствовали длительному и интенсивному доломитообразованию. Такая локализация хорошо согласуется с известной концепцией Н. М. Страхова о седиментационно-диагенетическом образовании метасоматических доломитов. По данным Н. М. Страхова, доломитообразование начиналось при соленостях воды в 4—4,5% и продолжалось до минерализации около 15%, когда начинается садка гипса.

Следует отметить, что после описания диагенетического доломита в отложениях себкхи на побережье лагун Персидского залива аналоги таких доломитов были обнаружены из многих отложений; убедительными примерами являются своеобразные типы пород из перми Днепровско-Донецкого прогиба и пестроцветные доломитовые породы с гипсом и ангидритом из силура Прибалтики.

Для многих эпигенетических доломитов характерна приуроченность к трещинам, зонам трещиноватости и разломам. В США установлен особый тектонически контролируемый тип доломитов замещения (T-dolostones); некоторые из них ассоциируются с рудами свинца и цинка и характеризуются очень высокой проницаемостью.

Эпигенетически Т-доломиты, не связанные с рудами, описаны из кембрийских, ордовикских, нижнедевонских и нижнекаменноугольных отложений США. Отмечено, что в ордовикских эпигенетических доломитах нет следов первичной структуры осадка, хорошо сохраняющейся в известняках, примыкающих к доломитизированной зоне. Изотопный анализ показал обогащение этих доломитов тяжелыми изотопами кислорода (^{18}O) и углерода (^{13}C). Это рассматривается как доказательство того, что доломитизация осуществлялась рассолами, претерпевшими испарительную концентрацию, а не связана с магматогенными процессами. В других случаях тектонически контролируемый доломит считают гидротермальным.

Метасоматическая доломитизация с сульфидной минерализацией, приуроченная к тектоническим нарушениям и зонам дробления, была обнаружена в ордовикских известняках Прибалтики; она связывается с воздействием восходящих магнезиальных вод [5, 13]. Развитие эпигенетической доломитизации

вдоль вертикальных разрывов и субрегиональных разломов подтверждено более поздними работами в Прибалтике и в Белоруссии. Доломит замещения в значительных количествах образовывался и в процессе карбонатизации рыхлых песчаных отложений, происходившей при подъеме восходящих термальных вод по разрывным нарушениям. Эпигенетическая доломитизация раннекаменноугольных известняков Московской синеклизы и Волго-Уральской области предположительно связывается с воздействием минерализованных вод, подымающихся по зонам трещиноватости или разломам девонских и протерозойских отложений.

Н. М. Страхов при обсуждении проблем доломитизирования отмечал, что в природе нет источника магния, за счет которого могла бы происходить эпигенетическая доломитизация. Ими были произведены расчеты, опровергавшие возможность интенсивной доломитизации как растворами, проникавшими сверху в толщу известняков карбона, так и солеными межкристальными водами, просачивающимися через породы; был сделан вывод, что подавляющая масса доломитов имеет седиментационно-диагенетическое происхождение. Однако возможность и масштабы доломитизации за счет вод, восходящих из более глубоких горизонтов, пока не оценены.

Весьма сильное воздействие на карбонатные породы оказывают подземные воды, богатые углекислотой, которые приобретают свойства кислоты, разлагающей силикаты и алюмосиликаты и способны извлекать магний из них и из первичных доломитовых пород. К классу углекисло-углеродных вод относятся нефтяные воды, часто имеющие высокую температуру. При проникновении их в известняки в стадию катагенеза (в понимании Н. Б. Вассоевича), когда преобразование породы происходит под влиянием возрастающей температуры, давления и изменения химического состава флюидов в результате взаимодействия различных смежных пластов, осуществляется процесс доломитового метасоматоза и образуется пористая и кавернозная порода с высоким содержанием доломита (до 76%). Проявления такой доломитизации локальны; например, в отложениях палеогена Ферганы они по мощности (до 12 м) соизмеримы с мощностью продуктивных слоев в нефтеносных горизонтах этого региона, прослеживаются на сотни метров и, по-видимому, контролируются тектоническими структурами.

В оценке масштаба эпигенетической доломитизации мнения резко расходятся: одни авторы утверждают, что за счет перечисленных выше источников магния возникают лишь прожилки доломита, небольшие пятна заполнения трещин и пор (Н. М. Страхов), другие считают, что образуются крупные гнездообразные и пластообразные тела и линзы. Размер их колеблется от немногих метров до нескольких сотен метров или до нескольких километров. Огромные доломитизированные тела мощностью до 160 м и протяженностью до 200 км описаны в нижнекембрийских отложениях Сибири. Весьма крупные массивы древних рифов часто почти нацело доломитизированы, что, как показал В. Г. Кузнецов [2], не может быть объяснено процессами первичного и седиментационно-диагенетичского осаждения магния.

Своеобразным типом эпигенетических доломитов являются доломиты, приуроченные к поверхностям стратиграфических перерывов.

Среди доломитов замещения имеются разности, формирование которых связано с процессами гипергенеза. В отложениях, представленных доломитами и ангидритами, гипергенные процессы даже в нижних частях зоны приводят

к замещению сульфатов доломитов (деангидритизация, по Я. К. Писарчик). При этом доломит наследует тонковолокнистую структуру ангидрита или форму его удлиненных кристаллов с гранями призмы.

На дневной поверхности гипергенные доломиты замещения развиваются вдоль трещин отдельности в известняках и от них распространяются к центру глыб, так что местами остаются лишь небольшие участки неизмененного известняка.

Изменения доломитов и доломитизированных известняков в зоне выветривания. Сложные гипергенные процессы, происходящие при взаимодействии вод и пород в зоне выветривания, приводят не только к замещению доломитом сульфатов и известняков, но и к дедоломитизации (раздоломичиванию) доломитов, их растворению, и дезинтеграции, реже окремнению и ожелезнению. Дедоломитизация распространена довольно широко, но редко распознается. Большинство исследователей считает, что этот процесс связан только с зоной выветривания, где воды, несущие сульфат кальция, действуют на доломит, по обратной реакции Гайдингера: $CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4 = 2CaCO_3 + MgSO_4$.

Доломиты тяготеют к наиболее проницаемым частям пластов и развиваются вдоль трещин, по поверхностям наслоения, вокруг каверн и пор; нередко залегают в виде жил, секущих пласты значительной мощности. Такое залегание и присутствие в некоторых местах налетов сернокислого магния служит подтверждением тому, что раздоломичивание происходило после образования трещин и осуществляется сейчас. При интенсивном развитии процесса образуются псевдобрекчии замещения доломита известняком, в которых остаточные участки доломита имеют вид обломков, а находящийся между ними новообразованный кальцит выглядит как цемент. Но, в отличие от истинных брекчий, псевдообломки совершенно не смещены, и их слоистость иногда улавливается в новообразованном кальците, что позволяет восстановить первичный облик породы. Обычно псевдообломки менее крепки, чем вторичный кальцит, и, выветриваясь, превращаются в доломитовую муку, которая легко удаляется; на месте ее образуются углубления и обнажается «каркас» дедоломита, образованный крепким вторичным известняком. В обнажениях эти породы выделяются своей неоднородностью: пласт то слагается тонкозернистым доломитом, то замещается брекчиевидной породой, то почти нацело переходит в крепкий известняк с блестящим изломом, иногда мраморовидный. Микроструктура разных стадий раздоломичивания полно описаны В. Г. Махлаевым, В. С. Сорокиным и И. В. Хворовой; для этих пород характерны в той или иной степени растворенные зерна доломита, заключенные в крупнокристаллический (до 1,5 мм) кальцит.

В зоне активного обмена десульфатизация обычно опережает дедоломитизацию, происходит интенсивное растворение гипса, что приводит к образованию вторичных брекчий. Среди них различают брекчии заполнения трещин, расширенных карстом, и брекчии обрушения кровли полостей. В последних местами обломки располагаются так, что напоминают косую слоистость и их можно спутать с краевыми рифовыми брекчиями. Наибольшей интенсивности дедоломитизация и образование брекчий обрушения достигают в зонах повышенной трещиноватости. В самых верхних частях зоны выветривания под влиянием почти пресных поверхностных вод с преобладанием аниона HCO_3' происходит растворение кальцита и в дедоломитах возникают каверны с доломитовой мукой, образовавшейся из реликтовых зерен доломита. Так проявляются конеч-

ные стадии гипергенеза — выщелачивание и декальцитизация пород. Переход в мучнистое состояние свойствен только доломитам; эта их особенность, как показывают структурные исследования, определятся строением кристаллической решетки. Доломитовая мука может образовывать залежи мощностью до 40 м [13].

В. Г. Махлаев (1964 г.), основываясь на экспериментах О. К. Янатьевой и своих наблюдениях, допускал. что дедоломитизация могла происходить под воздействием не только сульфатных вод, но и углекислых. Это подтверждается нахождением раздоломиченных пород в палеогене Ферганы, которые по микростроению сходны с обычными дедоломитами, но отличаются тем, что раздоломичивание захватило нефтеносные известняки, ранее претерпевшие доломитизацию. Доломитизация и раздоломичивание рассматриваются здесь как последовательные этапы воздействия на породы нефтяных вод, менявших во времени свой состав в зависимости от протекающих реакций, разного давления газов, степени сообщения с дневной поверхностью и другими факторами [10].

Из прнведенных далеко не полных данных видно, что группа пластовых доломитов и особенно группа метасоматических доломитов включают генетически весьма разнородные образования, выяснение происхождения которых нередко крайне осложнено из-за развития эпигенетических процессов, сильно искажающих первичный облик пород. Достижения ренгеноструктурного и изотопного анализов и изучения рассеянных элементов (Sr и др.), освещенные в работах последних лет, позволяют надеяться на широкое использование их при выясненни генезиса доломитов. Для распознавания доломитов разного происхождения новые возможности открывает также люминесцентный анализ, примером чего могут быть результаты изучения доломитовых пород карбона Южного Тимана. Заслуживает внимания и метод длительного свободного водонасыщения доломитов, еще недостаточно апробированный. Однако все эти методы исследования должны применяться к материалу, предварительно хорошо изученному петрографически и фациально. Н. М. Страхов (1957 г.) отмечал, что при геохимических исследованиях оперирование только статистическими данными, без учета фациальной природы изучаемого материала, должно быть решительно отвергнуто, так как может создавать превратные представления. Необходимость первоначального изучения обстановок осадконакопления рекомендует и Дж. Уилсон, предложивший развернутую программу изучения карбонатных пород.

При проведении фациального анализа в связи с изучением доломитов большое значение имеют палеоэкологические данные. Они использовались многими исследователями для реконструкции условий образования первичных доломитовых осадков и выявления вторичных доломитов и послужили основанием для выделения эпигенетических доломитов среди карбонатных пород палеогена Ферганы [10], а также среди нижнекаменноугольных доломитов Московской синеклизы, которые А. Б. Ронов считал седиментационными и раннедиагенетическими.

Оценка палеоэкологических критериев неоднозначна: высказано суждение, что они не имеют значения при решении вопроса об эпигенетической доломитизации (Н. М. Страхов) и, наоборот, приведены новые факты, подтверждающие важность палеоэкологических данных для выявления эпигенетической доломитизации [5].

Анализ развития представлений о генезисе доломитов дан Н. М. Страховым, а ранее взгляды ряда исследователей критически обсуждались им во многих публикациях и вызывали дискуссию. Авторы почти всех рассмотренных Н. М. Страховым исследований изучали каменноугольные и пермские отложения Русской платформы, которые принадлежат к числу наилучше изученных в СССР. Тем не менее существуют разные представления об условиях и времени образования доломитов этого региона.

Очень слабо изученными остаются доломиты геосинклинальных формаций, которые, в отличие от доломитов платформенных областей, сильно перекристаллизованны и мраморизованы, иногда заключают пластообразные залежи магнезита и часто содержат значительную примесь вулканогенного и терригенного материала. В геосинклиналях известны сильно доломитизированные рифовые массивы с остатками разнообразного бентоса [5]. При сравнении распределения доломитов и известняков по крупным геотектоническим структурам намечается преобладание доломитов на платформах [2].

Применение доломитов в народном хозяйстве и связь их с другими полезными ископаемыми. Главным потребителем доломитов и доломитизированных известняков является черная металлургия, где эти породы используются в качестве огнеупорного материала, флюса и руды на магний. В промышленности строительных материалов доломит идет на производство магнезиального цемента, термоизоляционных материалов, извести, а также на облицовочный материал и строительный камень, высокопрочный цемент и др. При изготовлении стекла доломит вводится в состав шихты как магнезиальный компонент, повышающий химическую стойкость и механическую прочность стекла. Доломиты, содержащие ничтожную железистую примесь, используются в производстве глазурей для фарфора. В химической промышленности из доломита получают карбонат магния, магнезиальных солей и фармацевтические препараты. В небольших количествах доломит используется в резиновой, кожевенной и бумажной промышленности, в абразивном производстве, а также в сельском хозяйстве для известкования кислых почв.

Установлено, что в ранней стадии аридного литогенеза доломитообразование сопровождается осаждением меди, свинца и цинка (в рудных концентрациях), тогда как для поздней стадии характерна ассоциация доломита с галитом и сульфатами. Выше при описании седиментационных доломитов была отмечена связь фосфатонакопления с доломитообразованием, приводившая к формированию пластовых высокопроцентных фосфоритов. Образование некоторых эпигенетических месторождений урана, меди, свинца, цинка, ванадия и других металлов часто сопровождается весьма значительной доломитизацией. Вторичные преобразования карбонатных пород существенно влияют также на пористость и проницаемость пород, вмещающих крупные нефтяные и газовые залежи. Карбонатные породы не являются инертными вместилищами нефти и нефтяных вод, но за время своего бытия, в зависимости от состава растворов, насыщенности их газами и термодинамических условий, они неоднократно изменяют состав карбонатных минералов и физические свойства (пористость, проницаемость, крепость) и обогащаются вновь образующимися минералами. Изучение вторичных преобразований, включающее многообразные и сложные процессы эпигенеза и гипергенеза, представляет лишь часть крупной общей проблемы взаимодействия подземных вод и пород, которая требует согласованной коллективной работы разных специалистов — литологов, палеоэкологов,

геохимиков, нефтяников, гидрогеологов и тектонистов и становится одной из важнейших задач литологии.

Самые последние концепции и модели доломитизации, распространенные за рубежом, изложили D. H. Zenger и J. B. Dunham (1980 г.). Интерес к доломиту обусловлен также связью с залежами углеводородов и оруденением. Особенностью доломитов является разнообразие их типов и способов образования. В начале 70-х годов было показано, что доломитизация известковых осадков может вызываться поровыми водами с почти нормальными соленостью и отношением Mg^{2+}/Ca^{2+} и происходить в зоне смешения соленых и пресных вод. Тем не менее, остается фактом существование ассоциаций доломитов с эвапоритами. Большинство американских исследователей разделяет точку зрения о том, что основная масса доломитов является продуктом замещения и образуется путем растворения — осаждения. Многие аспекты проблемы доломитообразования остаются до сих пор неясными. Это прежде всего геохимия и минералогия доломитов. При изучении доломитов нельзя переоценивать значение их современных аналогов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Казанский Ю. П.* Седиментология. Новосибирск, Наука, 1976. 272 с.
2. *Кузнецов В. Г.* Геология рифов и их нефтегазоносность. М., Недра, 1978. 304 с.
3. *Лисицын А. П., Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н.* Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. Новосибирск, Наука, 1977. 256 стр.
4. *Никольская Ю. П., Гордеева Г. Н.* Физико-химические исследования условий формирования доломита в природе. — В кн.: Доклады I-го Междунар. геохим. конгресса. Т. IV. Кн. 1, М., 1973, с. 314—325.
5. *Опыт* изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Таллин, Изд-во АН Эст. ССР, 1977.
6. *Осипова А. И., Бельская Т. Н.* Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород и некоторые особенности этих изменений (на примере отложений палеогена Ферганы). — Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1, 1975, с. 68—81.
7. *Осипова А. И.* О классификации карбонатных пород и их генетической интерпретации. — В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., 1975, с. 260—277.
8. *Патрунов Д. К., Голубовская Т. Н.* Современное карбонатообразование. — Общая геология, том 7. М., Наука, 1976. 99 с.
9. *Пачугин М. С., Пуура В. А., Вингисаар П. А., Эрисалу Э. К.* Региональные проявления метасоматической доломитизации в связи с тектоническими нарушениями. — Советская геология, 1976, № 10, с. 78—90.
10. *Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андриянова А. Г.* Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М., Наука, 1975. 104 с.
11. *Постседиментационные* изменения карбонатных пород и их значения для историко-геологических реконструкций. Ред. Кузнецов В. Г., М., Наука, 1980. 96 с.
12. *Силаев В. И.* Перекристаллизация карбонатных пород при эпигенезе. — Докл. АН СССР, 1974, 216, № 2, с. 414—417.
13. *Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Копорулин В. И.* Проблемы литологии на IX Международном седиментологическом конгрессе, Ницца (Франция), 6—12 июля 1975 г. — Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 2, 153—158.
14. *Уилсон Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории. Перев. с англ. Ред. В. Т. Фролов. М., Недра, 1980, 463 с.

Глава 11

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Классификация и номенклатура. Породы, основной составляющей которых является аутигенный кремнезем (свободный и водный), определяют как кремнистые, или силициты. Для них было предложено несколько классификаций. Широкое распространение получила классификация Г. И. Бушинского, детализированная в специальной работе, посвященной текстурам и структурам кремнистых пород.

Все силициты подразделяются на две группы: опал-кристобалитовую и халцедон-кварцевую. Между ними существуют переходные разности, но тем не менее эти группы довольно четко обособлены, и в палеозое представители первой практически отсутствуют. Кремнистое вещество имеет не только разный минеральный состав, но и различную структуру: 1) колломорфную в том или ином выражении, 2) кристалломорфную и 3) промежуточную — колломорфно-кристалломорфную и субкристалломорфную. Этот ряд отражает процесс раскристаллизации кремнезема в связи с изменением его минеральной формы. Главными факторами, влияющими на степень и характер раскристаллизации, являются время и глубина погружения (геотермический градиент).

По структурным признакам сами силициты разделяются на абиоморфные (органических остатков нет или немного), биоморфные* и обломочные. Абиоморфные — представлены тремя типами, отличающимися преобладанием одной из упомянутых структурных разновидностей кремнистого вещества. Биоморфные силициты — это диатомиты, силикофлагеллиты, радиоляриты и спонголиты. Средн силицитов есть и органогенно-детритовые разности, но хорошо устанавливаются они только в спонголитах, другие же органические остатки настолько малы, что их детрит почти не различим. Вследствие этого нет необходимости выделять в классификационной схеме раздел органогенно-детритовых пород. Обломочные силициты включают различные гранулометрические разности: от брекчий и конглобрекчий до крупнозернистых алевролитов. Они состоят из обломков кремнистых пород, сцементированных кремнеземом. Очевидно, такие монолитные кремнеобломочные породы следует включить как особое подразделение в группу силицитов, подобно тому как обломочные известняки включают в группу карбонатных пород.

На основе перечисленных признаков составлена классификационная схема (табл. 11-1). От прежних она отличается главным образом уточнением структуры кремнистых пород выделением нового подразделения — обломочных силицитов.

Кремнистые породы часто содержат примеси, поэтому кроме основной классификации необходима дополнительная, отражающая их состав и количество. Эта классификация должна быть в принципе сходна с даваемой для других осадочных пород. К силицитам обычно относятся породы, содержащие свободного кремнезема 50% и более. Примесь в количестве $<10\%$ в названии породы не отмечается, примесь в больших количествах выражается соответствующим прилагательным — например, глинистый или пеплистый силицит; когда

* В структурном смысле лучше употреблять термин «биоморфный», чем «органогенный» (обычно принятый), так как последний отражает генезис, а не структуру, которая часто исчезает при перекристаллизации кремнистого вещества.

Таблица 11-1

Классификация седиментационных кремнистых пород

Минеральный состав кремнезема	Общая структура	Название породы	Микроструктура основной массы кремнезема
Опал-кристобалитовый	Абиоморфная	Трепел	Глобулярная, агрегатно-глобулярная, сгустковая, леписферная
		Опока	
		Перекристаллизованная опока (опоковидный силицит, порцелланит)	Глобулярно-кристалломорфная, агрегатно-кристалломорфная
		Гейзерит	Колломорфная, агрегатно-глобулярная
	Биоморфная	Диатомит	Хлопьевидная с глобулями и червячкообразными телами
		Силикофлагеллит	?
		Радиоляриты (радиоляриевая земля)	Те же, что в опоках и порцелланитах
		Спонголит, спикулит	?
	Обломочная	Опоковая брекчия	Как и у опок
Халцедон-кварцевый	Абиоморфная	Фтанит	Агрегатно-кристалломорфная, субкристалломорфная с реликтами глобулярной
		Фтанитоид и др. кремни	Агрегатно-кристалломорфная, субкристалломорфная, участками кристалломорфная
		Яшма, новакулит	Кристалломорфная
	Биоморфная	Радиоляриты (радиоляриевые яшма, фтанит, фтанитоид и др.)	Та же, что в фтанитах, фтанитоидах, яшмах и др. кремнях, но более неоднородная
		Спонголит (спонгиевые яшма, фтанит, фтанитоид и др.)	
	Обломочная	Кремниевые брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты	Та же, что в биоморфных силицитах

примеси >25% породу можно определять как сильно глинистый или сильно пеплистый силицит (синоним туфосилицит). Если примесь двухкомпонентна и оба компонента составляют >10%, они вводятся в название породы в порядке, обратном содержанию (например, песчано-глинистый силицит).

Кроме седиментационных силицитов в природе широко распространены постседиментационные, представленные конкрециями, линзами и гнездовидиыми образованиями.

Номенклатура кремнистых пород создана не на основе заранее разработанной классификации, она возникала постепенно, по мере изучения регионального материала и установления характерных типов (яшмы, фтаниты и т. д.). Это привело к появлению синоиимов (опока, порцелланит) и несколько разному толкованию одних и тех же терминов (например, кремень). Попытки упорядочить номенклатуру встречают трудности, и работа в этом отношении не завершена. Тем не менее, большинство традиционных наименований выдержало испытание временем. Не все типы кремнистых пород, однако, обладают признаками, резко выделяющими их среди других, поэтому широко пользуются терминами общего значения. В нашей литературе это — силицит, кремень* или кремнистый сланец; два последних термина обычно относят к твердым разностям преимущественно халцедон-кварцевого состава. В зарубежной литературе широко применяется термин chert; иногда он используется для всех кремнистых пород, но существует тенденция ограничить его применение халцедон-кварцевыми разностями (chert-s. str), опал-кристобалитовые же называть порцелланитами.

Седиментационные силициты. Происхождение и условия образования. При рассмотрении генезиса силицитов возникают две проблемы: происхождение кремнистых осадков и трансформация их в литифицированные породы.

Первая проблема имеет три аспекта: 1) источник кремнезема, 1) способ его перехода в твердую фазу и 3) физико-географическая обстановка кремненакопления.

1. Источником SiO_2 являются: суша (вынос растворенного кремнезема реками), магматические очаги и сами воды морей и океанов, содержащие огромные массы «обезличенного» кремнезема, утратившего связь с первичными источниками.

2. Переход SiO_2 в осадок возможен и биогенным, и хемогенным способом; последний большинством литологов сильно ограничивается или даже отрицается на основании того, что современная гидросфера резко недосыщена кремнеземом. Растворимость аморфной SiO_2 при обычной температуре 100—140 мг/л, а содержание в морской воде от 0,1 до 10 мг/л; в иловой воде концентрация SiO_2 в несколько раз выше, но и здесь не достигает обычно насыщения по отношению к аморфной фазе, хотя в 5—7 раз выше равновесия растворимости кварца. Эксперименты показали, что гидроокислы некоторых металлов способны соосаждать кремнезем из разбавленных растворов; при этом образуются гидроокислы силикатов, диагенетическое преобразование которых может привести к освобождению SiO_2. Несомненно такой процесс существует, но едва ли

* Некоторые исследователи кремнями называют только конкреционные силициты, другие употребляют этот термин более широко, определяя им все твердые кремнистые породы. Последнее прочно вошло в литературу, поэтому если из текста неясно, надо указывать, о конкреционных или пластовых силицитах идет речь.

он способен обеспечить накопление мощных толщ высококремнистых пород. Если считать, что гидросфера прошлых геологических эпох была столь же недосыщенной кремнеземом, что и сейчас, то хемогенная садка в больших масштабах была невозможной, за исключением особых условий (близость к местам высачивания гидротерм). Существуют данные, что до массового расцвета диатомовых водорослей, сильнейших извлекателей SiO_2, содержание последнего в гидросфере должно было быть выше и, следовательно, легче могли создаваться условия для хемогенного кремненакопления. Таким рубежом считается середина мезозоя.

3. Обстановка кремненакопления разнообразна: это — океаны, моря и озера. В каждой из них для образования высококремнистых накоплений необходимо не только поступление больших масс кремнезема в осадок, но и малое разбавление другими веществами. Особое значение имеет разделение кремнистого и карбонатного материала. Три причины этому способствуют: климатические условия, батиметрия и подводный вулканизм (вынос CO_2 и других кислых газов). В разных случаях каждый из этих факторов приобретает определяющее значение.

Океаны с их краевыми морями и заливами являются главной областью современного кремненакопления. Высококремнистые осадки приурочены к трем широтным поясам: южному циркумполярному (главный пояс), северному Тихоокеанскому и экваториальному, прослеживаемому в Тихом и Индийском океанах [3]. Всюду здесь кремненакопление связано с зонами высокой биологической продуктивности, что обусловлено подъемом глубинных вод, богатых питательными веществами (зоны дивергенции). Кроме того аккумуляция кремнезема наблюдается локально, главным образом у западных окраин континентов, тоже в связи с дивергенцией. На распределение кремнистых осадков в пределах поясов кремненакопления влияет батиметрия: выше уровня карбонатной компенсации (4600—4700 м) высококремнистые осадки исчезают, уступая место известковым. Источником SiO_2 являются сами воды океана. Отложение кремнезема происходит в основном биогенным путем. При этом главное значение имеют диатомовые водоросли, образующие осадки во всех трех поясах. Второе место занимают радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые илы, распространенные в основном в экваториальном поясе. Все это преимущественно пелагические образования, хотя известны и неритические диатомовые, обогащающие шельфовые отложения кремнеземом. Меньшее значение имеют кремнегубковые осадки, развитые локально на шельфе, обычно в пределах поясов кремненакопления.

В последнее время на количественной основе представлена модель современного накопления аморфного кремнезема в пелагиали Тихого океана (Богданов и др., 1980).

Бурение в океанах показало, что в неогене размещение кремнистых осадков было близким к современному, а в палеогене и мелу хорошо прослежен сейчас лишь экваториальный пояс, простиравшийся в Атлантику.

Среди морских кремнистых пород, развитых в пределах континентальных блоков, различаются платформенные и геосинклинальные.

В платформенных бассейнах было два главных ареала кремненакопления. В мезо-кайнозойских морях (мел-палеогеновых), лучшими примерами которых являются Южнорусский и Западносибирский бассейны, кремнистые осадки отлагались в мелководной периферической зоне, окаймлявшей низменный конти-

нент и острова. К берегу они сменялись песками, а в глубь бассейна либо глинистыми, либо известковыми осадками. В целом кремненакопление тяготело к северным участкам, сменяясь в южном направлении карбонатообразованием, что отражает влияние климатического фактора на разделение этих седиментационных процессов. По поводу происхождения рассматриваемых силицитов существуют разные взгляды. Одни считают их биогенными, другие — частично хемогенными; появилось также представление, что некоторые разновидности силицитов — это измененный пепел [4]. В палеозое закономерности размещения платформенных кремнистых осадков были иными. Они обычно приурочены к краевым частям платформ и латерально связаны с геосинклинальными кремнистыми формациями.

В геосинклиналях известны две главные обстановки кремненакопления, соответствующие разным стадиям геосинклинального развития.

Во-первых, это бассейны ранних стадий*, для которых характерны подводные излияния основных лав. Кремнистые породы и эффузивы образуют парагенез, известный во всех палеозойских и раннемезозойских геосинклиналях. Планетарные закономерности размещения силицитов здесь иные, чем современных кремнистых осадков. Они сосредоточены не в широтных поясах, а располагаются в соответствии с положением геосинклиналей; часто это меридиональные зоны (Кордильерская, Аппалачская, Уральская). Силициты представлены радиоляритами, реже спонголитами, чередующимися с кремнистыми породами, не содержащими органических остатков. Батиметрический диапазон кремненакопления большой, но преобладали относительно глубоководные пелагические условия. Вулканогенный источник SiO_2 играл существенную роль в формировании силицитов, возникавших и биогенным, и хемогенным способом. Характерно широкое развитие бескарбонатных силицитов, чему очевидно способствовало поступление кислых вулканических газов, а иногда и преобладание глубоководных условий.

Во-вторых, кремнистые осадки в большом количестве появлялись в бассейнах, располагавшихся рядом с островными вулканическими дугами, поставлявшими много пирокластики. Примером являются мезозойские и третичные отложения Тихоокеанского обрамления. Кремнистые породы здесь чаще представлены диатомитами и продуктами их изменения, реже радиоляритами. Они чередуются с туфами и сами часто обогащены пирокластикой. Формировались отложения в батиальных и шельфовых условиях. Источником SiO_2 могли быть как морская вода, так и вулканогенные продукты (гидротермы, тонкая пирокластика).

Большая новая информация о геосинклинальных кремнистых породах, их составе, происхождении и закономерностях размещения дана в работе коллектива авторов [5].

Озерное кремненакопление связано, во-первых, с пресноводными водоемами послеледникового ландшафта и, во-вторых, с озерами (запрудными, кальдерными) областей активного вулканизма. В первом случае это диатомиты, во втором, кроме того, хемогенные отложения.

Вторая проблема — трансформация кремнистых осадков в твердые породы — обратила на себя особое внимание в связи с обработкой материалов океанического бурения. Появилась возможность наблюдать в едином разрезе посте-

* В последнее время эти стадии стали определять как океанические.

пенный переход современных биогенных илов в литифицированные силициты. Большую популярность приобрела гипотеза «вызревания» (maturation), согласно которой биогенный аморфный кремнезем в диагенезе переходит в неупорядоченный кристобалит (опал и люссатит), замещающийся в катагенезе халцедоном и кварцем. Процесс этот, таким образом, двустадийный. Была сделана попытка примерно оценить продолжительность каждой стадии на основании данных бурения. Первая стадия охватывает по крайней мере 20—50 млн. лет, вторая — около 70—90 млн. лет. Трансформация опала в кварц через кристобалитовую стадию была воспроизведена и экспериментально. Главными факторами, определяющими скорость минеральных превращений, являются температура и время. Одни исследователи считают, что оба превращения осуществляются путем инверсии в твердом виде, другие — что по крайней мере первое связано с растворением опала и выпадением из поровых растворов неупорядоченного кристобалита.

Хотя механизм трансформации аморфного кремнезема в кристаллический не вполне ясен, но, по-видимому, оба способа трансформации могут иметь место в природе.

Главные типы пород. В опал-кристобалитовой группе выделяются следующие типы пород.

Опоки* — относительно плотные и твердые породы (ноготь не оставляет черту или последняя выражена слабо; острый металлический предмет царапает породу); они имеют разную окраску: белую, серую, почти черную, коричневую и зеленую разных оттенков. Выделяются две разновидности, связанные постепенным переходом: «нормальные опоки» и «окремнелые опоки». Первые — тонкопористые, легкие (средняя плотность 1—1,6 г/см³, обычно 1,2—1,3 г/см³) с полураковистым изломом, вторые — плотнее и тверже (средняя плотность 1,4—1,8 г/см³), «звонкие» с раковистым изломом; в их составе появляются халцедон и кварц.

Микроструктура опок: глобулярная, агрегатно-глобулярная, сгустковая, но в некоторых разностях (преимущественно геосинклинальных) появляются кристалломорфные участки. Изучение опок с помощью сканирующего микроскопа показало, что часто глобули состоят из тонких (30—50 нм) пластинчатых кристаллов люссатита (рис. 11-1); такие образования получили название «ежиков», или леписфер. В. И. Муравьевым было установлено, что кристаллы образуют лишь внешнюю оболочку, ядра же леписфер состоят из опала. Органических остатков в опоках обычно мало. Между типичными опоками и биоморфными опал-кристобалитовыми породами существуют переходы.

Содержание кремнезема колеблется в больших пределах (50—85% и выше) из-за разного количества примесей. Из аутигенных минералов характерны монтмориллонит, глауконит, пирит и цеолиты.

Трепелы по существу являются разновидностью опок, обладающей меньшей средней плотностью (0,7—1,2 г/см³). Микроструктура их глобулярная, с хорошо выраженными леписферами. Органических остатков нет или мало. Содержание SiO_2 колеблется в больших пределах, но обычно не превышает 70—75%. Примесь та же, что в опоках.

---

* В зарубежной литературе, особенно американской, термина опока нет; более мягкие их разности относятся к трепелам, более твердые, фарфоровидные определяются как порцелланиты.

Диатомиты — белые, желтовато-серые и темно-серые мягкие, тонко пористые, с землистым изломом, состоящие из мельчайших (0,01—0,2 мм) панцирей диатомей, количество которых в наиболее чистых разностях достигает 30—70 млн в 1 см³. Средняя плотность от 0,21 до 1 г/см³; на её увеличение влияют глинистая примесь и степень изменения створок диатомей. Образованы породы опалом и кристобалитом. При электронномикроскопическом изучении видно скопление мельчайших глобуль внутри створок (начало превращения органических остатков в глобулярный кремнезем). Пространство между створками представляет собой колломорфную массу. Содержание SiO_2 достигает 80—95%, особенно высоко оно в диатомитах вулканических озер. Кроме чистых диатомитов встречаются глинистые и пеплистые разности.

Силикофлагелиты — легкие (средняя плотность 0,9—1,2 г/см³), светло-серые и коричневато-серые породы, в которых главным породообразующим компонентом являются кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагелиты); вместе с ними часто присутствуют диатомеи. Этот тип силицитов установлен недавно [1].

Радиоляриты опал-кристобалитового состава похожи на обычные опоки и их можно определять как радиоляриевые опоки. Легкие мягкие разновидности радиоляритов иногда называют радиоляриевыми землями. При фоссилизации раковины радиолярий часто растворяются, а пустоты заполняет халцедон, возникают халцедон-кристобалитовые радиоляриты.

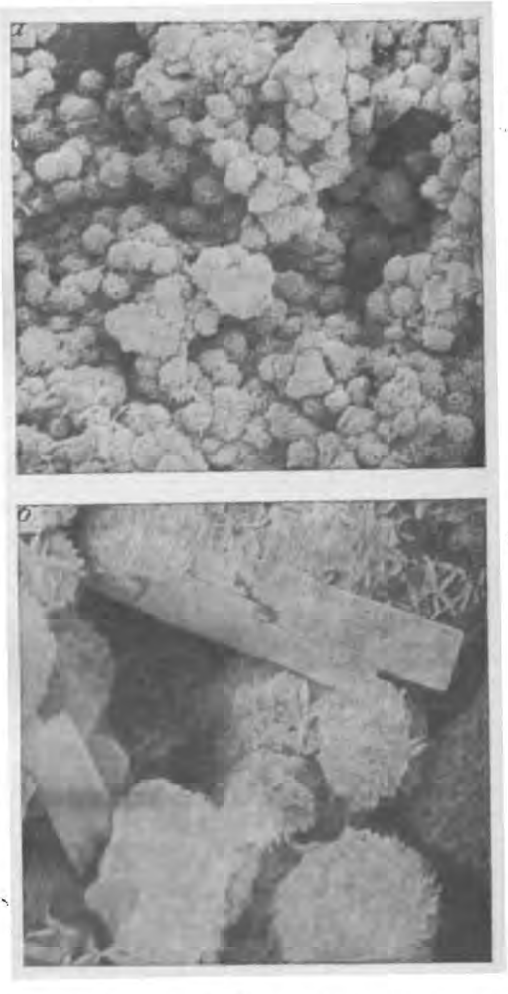


Рис. 11-1. Леписферная («ежиковая») структура опок (материал В. И. Муравьева).

а — эоцен, Донбасс, увел. 1500; *б* — сенон, Брянская обл., увел. 10 000

Спонголиты бывают от почти белых до темно-серых разных оттенков. Средняя плотность от 0,8—1 до 1,4—1,5 г/см³, твердость различна. Примесь та же, что в опоках, причем особенно характерна известковая. Рыхлые разности спонголитов есть предложение называть спикулитами. Пористые некрепкие кристобалитовые или халцедон-кристобалитовые породы с содержанием спикул губок

от 10 до 50% иногда определяют как гэзы. Этот термин был введен Л. Кайе, но широкого распространения не получил из-за некоторой неопределенности. Местами, однако, он используется.

Группа силицитов халцедон-кварцевого состава представлена следующими типами пород.

Фтаниты (лидиты) — темные, иногда почти черные, твердые породы с блестящим или матовым раковистым изломом. Текстура как однородная, так и тонкослоистая, что связано с неравномерным распределением минеральных примесей и органических остатков. Обычно порода очень тонко раскристаллизована и обладает субкристалломорфной и агрегатно-кристалломорфной микроструктурой, с реликтами глобулярной. Докембрийские представители — шунгитовые фтаниты — имеют уже хорошо выраженную кристалломорфную микроструктуру. Существенной частью фтанитов часто является халцедон и поэтому иногда такие породы определяют как халоцедонолиты. Органические остатки в одних слоях отсутствуют или редки, в других являются породообразующими. Характерны радиолярии и спонгии (радиоляриевые и спонгиевые фтаниты). Иногда довольно обильны остатки с хитиноидным скелетом (акритархи, хиолиты и др.). Содержание SiO_2 различно, достигая 95%; наиболее обычная примесь — глина, в некоторых толщах кроме того карбонатный материал; спорадически присутствует пирокластика. Фтаниты обладают некоторыми особенностями состава: в них повышено содержание $C_{орг}$ (до нескольких процентов), вследствие чего железо находится в закисной форме, обычно пиритной; нередко отмечаются фосфатизация и повышенные значения V, Mo, а иногда Cu и Au. При длительном выветривании, особенно на пенеплене, фтаниты обесцвечиваются, приобретая фарфоровидный облик (патинизация).

Фтанитоиды — внешне похожи на фтаниты, но менее темные, обычно с синим, голубым и зеленым оттенками. Основные структурные и текстурные особенности у них тоже сходны, но фтанитоиды несколько лучше раскристаллизованы и обладают агрегатно-кристалломорфной микроструктурой с кристалломорфными участками. Органические остатки — радиолярии и спонгии. Общий химический состав тот же, что и у фтанитов, но в среднем содержание $C_{орг}$ и фосфора — ниже, марганца — выше; в некоторых фтанитоидных толщах встречаются редкие и небольшие марганцевые рудопроявления. Все отмеченные отличия прямо или косвенно связаны с уменьшением органического вещества, и чем его меньше, тем меньше сходства с фтанитами.

Есть предложение рассмотренные халцедоно-кварцевые силициты объединить под общим названием «яшмовидная порода».

Яшмы* — твердые породы с раковистым изломом. Они чаще красные разных оттенков, или зеленые, а также полосчатые: красные прослои чередуются с зелеными, желтыми, лиловыми; изредка встречаются темно-коричневые и почти черные разности, образующие линзы и прослои среди красных или зеленых. Текстура — как однородная, так и слоистая. Породы от тонко- до криптокристаллических; преобладает кристалломорфная микроструктура. Органические остатки представлены обычно радиоляриями, реже спикулами кремневых губок. Они либо редко рассеяны в породе, либо являются породообразующими (радиоляриевые и спонгиевые яшмы). Часто наблюдается тонкое чередование биоморфных прослоев и прослоев с редкими органическими остатками или без

* Глубоко метаморфизованные яшмы, утратившие черты осадочной породы и яшмы не осадочного происхождения (яшмоиды) здесь не рассматриваются.

них. Содержание SiO_2 колеблется в широком пределе, достигая 95—97%. Наиболее обычной примесью является глинистое и карбонатное вещество, причем во многих палеозойских формациях яшмы бескарбонатны. Некоторые особенности химического состава резко отличают яшмы от фтанитов. В яшмах железо представлено окисной формой (гематит, гётит), причем его содержание иногда достигает значений, при которых порода должна уже квалифицироваться как железистая. Углерод и фосфор в яшмах почти отсутствуют, но содержание марганца, как правило, превышает средние значения для осадочных пород; распределен он неравномерно, образуя местами рудные концентрации.

Новакулиты — («арканзасский камень») — молочно-белые породы с полураковистым изломом. Для них характерен близкий размер породообразующих частиц (обычно в пределах 15—25 мк); микроструктура кристалломорфная с плотной упаковкой. Минеральный состав — кварцевый; халцедон обычно присутствует в незначительном количестве. Органические остатки представлены либо радиоляриями, либо спикулами губок; как правило, их мало. Новакулит самая высококремнистая порода — SiO_2 достигает 99% и более. Кроме типичного новакулита, стали выделять и субновакулит, отличающийся менее однородной структурой и составом; в нем отмечаются алевритовая примесь и включения пирита или гематита.

Кремнеобломочные породы представлены брекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками, меньшее значение имеют алевролиты. Спонголитовые конгломераты и гравелиты известны в платформенных меловых отложениях, а обломочные фтаниты и фтанитоиды (реже яшмы) — среди палеозойских эвгеосинклиниальных толщ. Состоят такие породы из обломков силицитов, без примеси или с незначительной примесью другого материала. Обломки имеют различную окатанность и сортировку. Связующей массы, как правило, очень мало и она тоже кремнистая. Текстура разная, часто градационная; иногда отмечаются текстуры, характерные для подводных оползней. Обычно крупнообломочные породы являются внутриформационными образованиями и могли возникать либо при обмелении моря и последующей трансгрессии, либо при разрушении внутрибассейновых кордильер, сложенных местными кремнистыми породами.

Особым типом седиментационных кремнистых образований являются гейзериты, возникающие вблизи выходов термальных источников. Они состоят из силикагеля, имеющего характерную глобулярную структуру и нередко плойчатую текстуру (чередование плотных опаловидных «слойков» с порошковатыми, состоящими из относительно крупных глобуль). Гелевый кремнезем довольно быстро переходит в опал и кристобалит. В ископаемом состоянии гейзериты сохраняются исключительно редко.

Постседиментационные силициты. В природе широко распространены диа- и катагенетические кремни, причем во многих случаях нельзя уверенно определить, к какой из этих двух стадий они относятся. Меньшее значение имеют гипергенные образования.

Диа- и катагенетические кремни обычно представлены конкрециями; нередко они приурочены к определенным горизонтам, иногда переходящим в сплошные кремневые линзы и пласты. Механизм образования кремнистых конкреций в принципе тот же, что для конкреций вообще (см. стр. 59). Источником SiO_2 здесь являются, во-первых, седиментационный кремнезем, рассеянный во вмещающем осадке, и, во-вторых, кремнезем, освобождающийся при пост-

седиментационном минеральном преобразовании некоторых нестойких силикатов.

Конкреции имеют различный минеральный состав: опал-кристобалитовый, кварц-халцедон-кристобалитовый, кварц-халцедоновый; встречаются и зонарные конкреции с кварцевым ядром и внешними зонами из кристобалита, иногда с халцедоном, и кристобалита и кальцита. В конкрециях, как и седиментационных силицитах, имеет место «минеральное вызревание», причем начинается оно с центра конкреции.

Конкреции возникают в осадках и породах разного состава. Существуют разногласия по поводу влияния последнего на минеральный состав конкреций. Одни исследователи отрицают такое влияние, другие — придают большое значение составу вмещающего материала; по их данным, в осадках, обогащенных глинистым веществом, предпочтительно развиваются кристобалитовые конкреции, а в чисто известковых — кварцевые. По-видимому, в общем виде вопрос этот окончательно не решен.

Структура конкреционных кремней, их форма и процесс формирования во многом определяются характером вмещающей породы.

Особенно часто кремневые конкреции присутствуют в карбонатных породах. Состоят конкреции из халцедона и кварца, реже из кристобалита и халцедона. Структура вмещающей породы определяет таковую кремней. Так, в писчем мелу последние (они получили название флинтов) крипто-микрокристаллические однородные и имеют глобулярную или агрегатно-глобулярную микроструктуру. Внешне флинты — плотные, часто зонально-полосчатые, с характерным жирным блеском на раковистом изломе; в тонких осколках они полупрозрачны, имеют острые режущие края. В тонкозернистых известняках встречаются конкреции флинтовидных силицитов. Они менее равномерно раскристаллизованы и в них появляются участки с кристалломорфной микроструктурой. В известняках первично неоднородных: детритовых, оолитовых и др. кремни неравномерно и более крупно раскристаллизованы, в них обычно хорошо различимы очертания органических остатков, оолитов и других породообразующих частиц. Иногда в кремнях заметны контуры ромбоэдров доломита (обычно окремнение — процесс более поздний, чем доломитизация). Образование рассматриваемых конкреций связано с метасоматическим замещением карбонатного материала кремнистым. Некоторые исследователи полагают, что этот процесс происходил через нестабильную промежуточную фазу силиката кальция.

Другой тип кремней, имеющих явно диагенетическое происхождение и образующих как конкреции, так и прослои, известен в молодых отложениях некоторых щелочных озер вулканических областей. Механизм формирования кремней здесь существенно иной. Воды этих озер богаты растворенным бикарбонатом натрия, их pH достигает 11, и они способны удерживать в растворе большое количество SiO_2. Местами здесь возникают накопления содовых силикатов: магадиита и др., которые с погружением исчезают, уступая место кремнистым образованиям, причем наблюдается постепенный переход этих минеральных накоплений в кремень. В основе трансформации лежит реакция:

$$NaSi_7O_{13}(OH)_6 \cdot 3H_2O + 2H^+ \longrightarrow 7SiO_2 + 8H_2O + Na^+.$$

Возникающие здесь кремнистые конкреции серые и зеленовато-коричневые, плотные, с характерной тонкой белой корочкой. В конкрециях много ядер солевых кристаллов (галит, трона). Состоят кремни из тонкокристаллического

халцедона и кварца, а белая корочка — из минералов содовых силикатов, иногда с кварцем и цеолитами. Характерно, что несмотря на очень молодой возраст, эти кремни, получившие название «Magadi-type», не содержат кристобалитовой фазы, так же как не обнаружен в них и опал. Поэтому есть основания считать, что кремнезем здесь осаждался прямо в виде кварца.

Образование постседиментационных кремней связано также с изменением вулканических пеплов. Пепел трансформируется в монтмориллонит или монтмориллонит+цеолиты. Этот процесс был изучен на примере Монтерейской туфово-кремнистой формации. Здесь установлены все стадии изменения витрических туфов в бентониты. Глинизация пепла связана с уменьшением в породе содержания SiO_2 (от 72 до 50%) и щелочей. Освобождающийся кремнезем отлагался либо в самом туфовом пласте, либо в соседних слоях. Свежие пеплы приурочены к верхней части разреза и ассоциируют с диатомитами, а измененные (включая бентониты) — к нижней, и чередуются с порцелланитами. Последние являются более высококремнистыми породами, чем предполагаемые исходные диатомиты, что определяется «добавкой» SiO_2, освобождающейся при девитрификации пепла, к диатомиту.

Гипергенные кремни характерны для определенных климатических обстановок. В областях теплового гумидного климата в зоне поверхностного выветривания происходит декальцитизация кремнистых известняков и образуются сильно пористые высококремнистые породы. В условиях тропического климата с сухими сезонами имеет место окварцевание известняков медленно фильтрующимися водами и возникают своеобразные кремневые плиты — террешты. В корах выветривания известно накопление «мучнистого кварца» — маршаллита, образующегося по тонкозернистым известнякам. Окремнение характерно также для жарких и сухих бессточных областей, где иногда оно распространено на больших пространствах. К таким образованиям относятся «силькреты», или «поверхностные кварциты».

Методы исследования. Кроме обычных методов, применяемых при изучении необломочных осадочных пород, силициты из-за особенностей их состава, структуры и физических свойств требуют применения некоторых дополнительных анализов и специфических приемов интерпретации аналитических данных.

Одной из задач является определение минеральной формы породообразующего кремнезема. При этом используются три метода: инфракрасная спектроскопия, рентгеноструктурный и химический анализы.

ИК-спектроскопия — метод простой, быстрый, требующий мало материала. Для кремнезема характерны полосы поглощения в области 1250—1100, 830—750 и 530—460 $см^{-1}$. Но кроме них у каждой минеральной формы есть свои специфические полосы. У α-кварца — 1167, 784, 695 и 526 $см^{-1}$; у α-кристобалита — 1200 и 625; халцедон не всегда диагностируется точно, в большинстве образцов отмечаются полосы кварца иногда с дополнительной полосой 560 $см^{-1}$, кроме того в некоторых случаях присутствует небольшое количество молекулярной воды (полосы около 1640 $см^{-1}$). Спектры поглощения опалов весьма разнообразны; в осадочных силицитах это обычно спектры α-кристобалита с добавлением полосы 1640 $см^{-1}$ (молекулярная вода). Использование рассматриваемого метода при изучении кремнистых пород показало, что с его помощью нельзя выявить все присутствующие модификации SiO_2, так как на спектрах обычно отражается только преобладающая, другие же улавливаются неотчетливо или совсем не улавливаются. Поэтому метод может быть использован

для определения принадлежности породы к тому или иному типу, но для точных минералогических исследований он не пригоден.

Более надежен в этом отношении рентгеноструктурный анализ. Опал определяется по одному широкому слабому рефлексу около 0,4 нм; подобная дифрактограмма получена при исследовании раковинок диатомей и радиолярий; она сходна с таковой кремнистых стекол и гелей. Неупорядоченный кристобалит (люссатит) устанавливается по базальному рефлексу 0,404 нм и некоторым другим; практически в кристобалитовых силицитах главный рефлекс проявляется в области 0,406—0,411 нм, а второй по интенсивности — в интервале 0,247—0,249 нм. Кварц определяется по рефлексам 0,334; 0,424 нм и др. Интенсивность рефлексов позволяет судить об относительном количестве минералов. Некоторым недостатком метода является то, что не всегда можно оценить роль рентгеноаморфного вещества и что халцедон не отличим от кварца.

Химический анализ силицитов, кроме полного силикатного, включает определение форм кремнезема методом растворимости. Силикатный анализ не позволяет прямо оценить количество свободного кремнезема, так как SiO_2 входит в алюмосиликаты, всегда присутствующие в кремнистых породах и представленные чаще всего либо глиной, либо хлоритом и пеплом, иногда цеолитами. Все эти минералы содержат разное количество SiO_2: в сериците — 1,2 части, в гидрослюдах 1,5—2, в хлорите 1—1,9, в монтмориллоните 2,5—3, в липарите — около 5 и т. д. (приблизительные цифры). Поэтому чтобы рассчитать количество алюмосиликатного SiO_2, необходимо определить минеральный состав примесей и выбрать соответствующий коэффициент; затем из валового SiO_2 вычитается SiO_2 — алюмосиликатное и находится приблизительное количество свободного кремнезема. Полученная цифра будет завышенной, если в породе есть примесь обломочного кварца, что необходимо учитывать в тех случаях, когда она значительна. Для определения модификаций кремнезема часто используют различную растворимость опала и кварца в щелочных растворах. Для определения легко растворимой формы (кристобалит) одни исследователи рекомендуют пятикратную обработку 5%-ным раствором соды, другие — 5%-ным раствором КОН, при котором извлечение более полное. Оба способа дают важную информацию о минеральном составе, но далеко не точную, так как они не позволяют определить относительное содержание опала и кристобалита, и кроме того в раствор могут перейти тонкораскристаллизованный халцедон, частично вулканическое стекло и некоторые алюмосиликатные минералы.

Хотя каждый из рассмотренных методов имеет недостатки, в совокупности они дают достаточно точное представление о количестве свободного SiO_2 и его минеральной форме. Последнее необходимо при изучении мезо-кайнозойских силицитов, где присутствуют разные модификации SiO_2, определяющие полезные свойства пород. Для палеозойских представителей главная задача — определение свободного кремнезема; при этом основное значение имеет силикатный анализ.

Структура силицитов, как и других осадочных пород, определяется обычным петрографическим методом. Но так как среди силицитов преобладают очень тонко раскристаллизованные, то большое значение приобретает изучение структуры (микроструктуры) с помощью электронного микроскопа. Существует два способа: «сканирующий» и «репликовый». Первый выразительнее и особенно удобен для изучения опал-кристобалитовых пород (получение высококаче-

ственных реплик из них сопряжено с трудностями); однако и второй способ дает хорошие результаты, он имеет преимущество перед первым, когда необходимы особенно большие увеличения (>40 000) и когда поверхность скола не рельефна. Электронный микроскоп позволяет при очень больших увеличениях видеть характер сколовой поверхности, определяемой формой породообразующих частиц и их соотношением. При этом надо иметь в виду, что площадь каждого препарата очень небольшая (1,5—3 мм^2), а многие, даже внешне однородные породы обладают сложной микроструктурой. Поэтому чтобы правильно ее определить, необходимо просмотреть несколько (10—15) препаратов из каждого образца.

Опыт работы с силицитами показал, что разнообразие сколовых поверхностей можно свести к нескольким характерным типам, объединяемым в 3 группы. Первая представлена блоковыми поверхностями, вторая — разнообразными бугорковыми (бугорковые, лопастевидные, натековидные и др.), третья — сложными, состоящими из разного сочетания элементов, характерных для двух первых групп. Каждой из этих поверхностей отвечает определенная микроструктура кремнистого вещества. Блоковым поверхностям соответствует кристалломорфная структура; бугорковым — глобулярная, сгустковая, хлопьевидная и другие колломорфные структуры; поверхности третьей группы характерны для пород, в которых кристалломорфные участки сочетаются с глобулярными, или в которых глобули и их агрегаты начинают приобретать кристаллические очертания. В целом ЭМ изучение силицитов показывает структурное развитие пород, сопровождающее их «минеральное вызревание». Использование электронного микроскопа потребовало введение новых градаций размерности для структур, ранее определявшихся как крипто- и микрокристаллические. Были сделаны различные предложения. Приводится следующая номенклатура микроструктур: <0,1 мк — ультрамикропелитовая, 0,1—1 мк — микропелитовая, 1—2,5 — мелкопелитовая, 2,5—5 — среднепелитовая и 5—10 — крупнопелитовая. Такие наименования основаны на том, что частицы в 10 мк и менее определяются обычно как пелиты.

Различные типы опал-кристобалитовых пород обладают характерными физическими и физико-химическими свойствами, определяющими их значение как полезных ископаемых. Это главным образом: средняя плотность, удельная поверхность и пористость (определяющие адсорбционные свойства), гидравлическая активность и некоторые другие. Для типизации пород, как мы видим, иногда важную роль играет средняя плотность (трепел, опока). Методы определения упомянутых свойств даны в специальных работах.

Для установления происхождения кремней стал применяться изотопный анализ кислорода [2]. Для соотношения ^{18}O к ^{16}O первостепенное значение имеет температура формирования. В гидротермальных кварцах $\delta\,^{18}O$ 14—16%, достигая максимума 18%. Предполагается, что для кремней эндогенного происхождения следует ожидать величин $\delta\,^{18}O$ порядка 20—25% и ниже. В морских осадочных силицитах $^{18}O/^{16}O$ много выше, причем наблюдается тенденция снижения этого отношения с увеличением геологического возраста. В кремнях из океанических осадков $^{18}O/^{16}O$ колеблется от +31,0 до +37,5%, что соответствует температуре образования 10—30 °С. Близкие значения получены для кремней из осадочного чехла Европейской платформы [2].

Приведенные цифры относятся к нормально-морским образованиям; при увеличении солености $\delta\,^{18}O$ возрастает. Так, на примере озерных отложений

Восточной Африки было установлено, что $\delta^{18}O$ в кремнях из сильно осолоненных озер имеет значение 42,1%, из умеренно соленых 38%, из слабо соленых 33,6% [11].

Содержание посторонней примеси может исказить значение $\delta^{18}O$ кремнезема, поэтому для изучения пригодны лишь образцы, в которых SiO_2 составляет не менее 90%.

Практическое применение. Большое значение как полезное ископаемое имеют опал-кристобалитовые породы. Благодаря ряду физических и физико-химических свойств они широко используются как гидравлические добавки, как теплоизоляционные, строительные и фильтрационные материалы, как наполнители, катализаторы, адсорбенты. Это, таким образом, многоцелевое сырье. Их потребителями являются 14 отраслей народного хозяйства, главные из которых — цементная, теплоизоляционная и строительная промышленности. Породы приобретают все более важное значение в связи с возможностью их использования как осушителей природного газа и нефти.

Основные месторождения опал-кристобалитового сырья связаны с морскими платформенными отложениями; крупные высококачественные месторождения выявлены также среди озерных толщ вулканического и ледникового ландшафта.

Применение кварцевых и халцедоновых силицитов более ограниченно. Они используются в строительной, огнеупорной и поделочной промышленности, а также при некоторых технологических процессах в металлургии (флюсующие добавки). Ценным сырьем являются новакулиты, используемые в качестве тонкого абразива.

Силициты имеют и косвенное практическое значение, так как с ними ассоциируют некоторые полезные ископаемые, такие как марганцевые и железные руды, фосфориты, ванадиеносные отложения, бариты. Для их поисков необходимо знать и характер связей с определенными типами кремнистых пород и закономерности размещения последних. Марганцевые руды встречаются как с опал-кристобалитовыми, так и с халцедон-кварцевыми силицитами. С первыми связаны такие месторождения, как, например, Чиатурское. Очень характерна ассоциация марганцевых руд с яшмами; месторождения здесь обычно небольшие, но их много. Железо местами обогащает яшмы, образуя кремнисто-гематитовые тела; в виде сульфидов оно концентрируется во фтанитовых толщах. Однако сколько-нибудь богатых месторождений в кремнистых толщах фанерозоя нет. В докембрии железо тесно связано с кремнеземом, при этом содержание его гораздо выше и известно много богатых месторождений. Фосфориты и ванадиеносные сланцы ассоциируют с фтанитами и фтанитоидами, причем иногда образуют богатейшие залежи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дистанов У. Г., Глезер З. И.* Силикофлагеллит — новый тип опаловых кремнистых пород. — Литол. и полезн. ископ., № 2, 112—114, 1974.

2. *Левитан М. А., Донцова Е. И., Лисицын А. П., Богданов Ю. А.* Генезис кремней в осадках Тихого океана по данным изотопного состава кислорода и анализа особенностей их распределения. — Геохимия, № 3, 420—429, 1975.

3. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 438 с.

4. *Муравьев В. И.* О генезисе опок. — Литол. и полезн. ископ., № 4, 94—106, 1973.

5. *Осадкообразование* и вулканизм в геосинклинальных бассейнах/Т. Н. Хераскова, И. В. Хворова, В. Н. Григорьев и др. М., Наука, 1979. 236 с.

Глава 12

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ И АЛЮМИНИЕВЫЕ РУДЫ

Алюминий является одним из широко распространенных элементов. Его кларк в земной коре — 8,8, или 16,4 глинозема (Al_2O_3). Кларки глинозема в литосфере колеблются в значительных пределах (табл. 12-1). Кларки концентраций алюминия в различных типах его промышленных руд не велики и не превышают 2,5—4, а в нефелиновых рудах и анортозитах значительно меньше (содержание Al_2O_3 в промышленных нефелиновых рудах колеблется в пределах 22—28%, а в анортозитах 25—30%). Отнесение породы к алюминиевой руде определяется не только содержанием в ней Al_2O_3, а также рядом других параметров, и в первую очередь кремниевым модулем (Al_2O_3/SiO_2), количеством щелочей (полезная примесь), серы, кальция, сидерита (вредные примеси). Кроме того иногда существенное значение для использования породы в качестве руды на алюминий приобретает экономический фактор (глубина залегания пород, освоенность района, гидрогеологическая обстановка).

Таблица 12-1

Кларки глинозема в горных породах (по А. П. Виноградову, с дополнениями по Ф. Кларку)

Порода	Кларк %	Порода	Кларк %
Глинистые породы и сланцы	19,7	Основные породы	16,5
Песчаники	4,8	Средние породы	16,7
Известняки	0,8	Кислые породы	14,5

Кроме бокситов потенциальными источниками глиноземного сырья могут явиться аллиты, нефелиновые руды, алуниты, анортозиты, кианитовые сланцы, каолины, давсонитовые породы.

Ниже мы остановимся только на осадочных (метаморфизованных и неметаморфизованных) и вулканогенно-осадочных высокоглиноземистых породах и рудах, не затрагивая эндогенных и гидротермальных образований. В. Н. Разумовой [2] выдвинута гипотеза гидротермально-осадочного происхождения всех промышленных месторождений бокситов, не разделяемая подавляющим большинством исследователей.

Аллиты и бокситы. Аллиты и бокситы относятся к группе неметаморфизованных осадочных, либо остаточных (элювиальных) высокоглиноземистых пород.

Общепринятого толкования этих терминов нет. Ряд исследователей предлагает к аллитам относить породы с кремниевым модулем более 1 г, либо более 0,87. Смысл такой границы состоит в том, что процентное отношение глинозема и кремнезема, равное 0,87, соответствует их молекулярному соотношению в породе, равному 1 : 2, т. е. присуще каолиниту — минералу, очень широко распространенному во многих типах аллитов и бокситов. Более высокий кремниевый модуль в существенно каолинитовых породах обычно указывает на присутствие минералов «свободного» глинозема (гиббсита, бемита, диаспора). Но это не всегда так. Существует большая группа высокоглиноземистых осадоч-

ных пород, в частности шамозитовых, галлуазит-аллофановых, не содержащих минералов «свободного» глинозема, но с кремниевым модулем более 0,87 (например, аллофан-галлуазитовые породы в карбоне южного крыла Московской синеклизы; шамозитовые породы в визейских отложениях Белгородского района КМА). И, наоборот, известны породы, содержащие минералы «свободного» глинозема, но с кремниевым модулем меньше 0,87. Таковыми, например, являются кварцевые песчаники с каолинит-гиббситовым цементом, известные в латеритных покровах Австралии.

Нам представляется целесообразным под аллитом понимать осадочную (или элювиальную) неметаморфизованную породу, содержащую минералы «свободного» глинозема — гиббсит, бёмит и диаспор. Аллиты, как правило, ассоциируют с бокситами, генетически связаны с ними и являются прямым поисковым признаком на эти руды. Кроме минералов «свободного» глинозема в аллитах обычно содержатся: каолинит (либо шамозит) и минералы железа (гематит, гидрогематит, реже гётит), встречаются кварц, сидерит, минералы титана, иногда смешаннослойные минералы глин, а также вторичные — пирит, гипс, кальцит. При таком определении термина «аллит» боксит будет представлять собой разновидность этой породы, удовлетворяющую на сегодняшний день требованиям промышленности на алюминиевое сырье. А эти требования в различных странах колеблются в очень широких пределах.

Впервые бокситом была названа красная непластичная порода, встреченная в 1821 г. французским химиком Бертье в карстовой воронке вблизи деревни Бо (Baux) на юге Франции. Порода состояла из глинозема (52%), окиси железа (27%) и связанной воды (20%). В последующем этот термин был распространен на все осадочные и остаточные руды алюминия, состоящие преимущественно из гиббсита, бёмита и диаспора. В настоящее время в разных странах существуют различные требования к бокситам как алюминиевым рудам. Так, например, Канадская алюминиевая компания «АЛКОА» определила следующие кондиции на бокситы, пригодные для добычи и перевозки из Западной Африки в Канаду: Al_2O_3 — более 55%, SiO_2 — менее 2%.

В табл. 12-2 приведены данные по составу бокситов эксплуатируемых месторождений различных стран мира.

Таблица 12-2

Содержание породообразующих компонентов в бокситах основных бокситорудных районов Мира

Рудные районы	Содержание, %			Кремниевый модуль
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	
Гвинея	0,5—2	44—60	—	20
Австралия	3—5	50—58	—	10—20
Гайана	1—2	55—58	—	30
Венгрия	4—5	50—55	—	10
Югославия	2,5—6	48—55	—	10
Греция	2,5—6	50—55	—	10

Введенный в 1974 г. в Советском Союзе новый ГОСТ (972-74) на бокситы регламентирует два основных параметра: содержание глинозема и кремниевый модуль. Согласно этому ГОСТу наиболее высокий сорт бокситов — Б-00 дол-

жен содержать не менее 50% Al_2O_3 при кремниевом модуле более 12. Самый низкий сорт — Б-6, используемый исключительно в мартеновском производстве, имеет более 37% Al_2O_3 и кремниевый модуль более 2. При этом содержание серы не должно превышать 0,2% и пятиокиси фосфора 0,6%.

Минеральный и петрографический составы бокситов. Минеральный состав в значительной мере определяет технологические свойства бокситов. Формирование его зависит от типа материнских пород, фациальных обстановок бокситонакопления и, вероятно, от характера последующих процессов преобразования осадков (диа-, катагенеза и метаморфизма).

Таблица 12-3

Содержание глинозема в промышленных минералах алюминиевых руд

Минерал	Химический состав	Содержание глинозема, %
Гиббсит	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	65,4
Бёмит, диаспор	$Al_2O_3 \cdot H_2O$	85,0
Каолинит	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$	39,5
Высокоглиноземистый шамозит	$Al_2O_3 \cdot 1{,}5SiO_2 \cdot 2FeO \cdot 2H_2O$	27,4
Алунит	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$	37,1
Кианит, силлиманит, андалузит	$Al_2O_3 \cdot SiO_5$	63,1
Давсонит	$NaAl(OH)_2CO_3$	18,7
Аллофаны	$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$	23,5—41,6

Основными рудными минералами в бокситах являются: гиббсит, бёмит и диаспор. Кроме того при переработке бокситов значительная часть глинозема также извлекается из каолинита и высокоглиноземистого шамозита (табл. 12-3). Кроме перечисленных минералов, определяющих практическую ценность бокситов, для них также характерно постоянное присутствие минералов железа (гематит, гётит, алюмогематит и алюмогётит), титана (рутил, анатаз, лейкоксен), карбонатов (сидерит, кальцит, доломит), сульфидов (пирит, мельниковит), а также кварца, главным образом в форме аллотигенных обломочных зерен.

Практически все минералы алюминия, железа и титана в бокситах встречаются в виде тонкодисперсных колломорфных масс, часто скрытокристаллических, трудно поддающихся диагностике. В связи с этим для качественного и особенно количественного минералогического анализа приходится применять комплексную методику, включающую рентгеновский, термический и химический анализы, дополняемые иногда ИК-спектрометрией, электронографией, микрозондированием и другими методами исследований тонкодисперсных пород [1, 3, 4, 9].

Петрографические типы бокситов. Изучение бокситов под микроскопом в прозрачных шлифах, наряду с полевыми наблюдениями за морфологией залежей, макротекстурами и природными парагенезисами, является одним из основных путей восстановления их генезиса, закономерностей формирования, размещения и, в конечном счете, выдачи прогнозных рекомендаций различного направления.

Бокситы подразделяются на две крупные группы: 1) остаточные (элювиальные), сохранившие реликтовые структуры материнских пород — псевдоморфные бокситы и 2) переотложенные осадочные.

Псевдоморфные бокситы характеризуются в различной степени четко выраженными реликтовыми структурами пород, за счет выветривания которых они возникли. Наиболее распространены бокситы с реликтовыми структурами основных пород: базальтов и долеритов. Лейсты полевых шпатов в этих породах замещены гиббситом, либо бёмитом. По порфировым вкрапленникам оливина и пироксена развиваются скелетные псевдоморфозы гематита, реже других минералов окиси железа. Основная масса замещается колломорфными агрегатами тонкодисперсных частиц минералов «свободного» глинозема, окисного железа, а иногда каолинита и шамозита.

Псевдоморфные бокситы также возникают по другим алюмосиликатным породам: амфиболовым, хлоритовым, серицитовым сланцам, гнейсам, туфам, грауваккам. Известны случаи возникновения бокситов по породам, богатым кварцем: аркозам, гранитам, кварц-серицитовым сланцам.

При формировании псевдоморфных бокситов, особенно на породах, бедных глиноземом, большую роль играют процессы гипергенного алюминиевого метасоматоза. При этом количество глиозема в отдельных горизонтах латеритных профилей, полностью сохраняющих объем материнской породы, иногда увеличивается в 2—3 раза. Метасоматоз происходит за счет полного разрушения приповерхностных частей латеритного разреза и частично путем латерального привноса глинозема.

Для верхних частей латеритных покровов, заключающих псевдоморфные бокситы, характерны различные типы контракционных структур. Последние возникают в процессе усадки пород, вызванной интенсивным выщелачиванием составляющих их компонентов.

Структуры и текстуры переотложенных (осадочных) бокситов крайне разнообразны, как и их внешний вид. Следует иметь в виду, что даже опытные геологи, десятки лет занимающиеся изучением бокситов, подчас не могут в штуфе определить эту породу. Боксит многолик. Иногда это мучнисто-глинистая рыхлая белая порода со средней плотностью 2 г/см^3, очень похожая на каолины из коры выветривания, в других же случаях бокситы представляют собой очень плотные темно-серые, почти черные, зернистые (кристаллические) породы, внешне сходные с габбро-порфиритами. Кроме белых и черных, бокситы могут быть красными, коричневыми, желтыми, серыми, зелеными. Но наиболее характерен для бокситов красно-коричневый цвет, обусловленный почти постоянным присутствием в них тонкодисперсного гематита и гидрогематита.

Подавляющее большинство переотложенных бокситов в процессе диа- и катагенеза приобретает различные разновидности бобовых и оолитовых структур. Характерны также конгломератовые и брекчиевые структуры. Бобовины в бокситах обычно представлены затвердевшими сгустками колломорфного вещества гиббсит (бёмит, диаспор)-гематитового состава. В бобовинах иногда устанавливаются гипергенные корунд и магнетит. Часто бобовины несут следы переноса (обломаны либо стерты края, сортированы по крупности и пр.). Практически для всех бобовин и их обломков характерно последующее обволакивание их (появление «рубашки») алюмо-железистым гелем, что отчасти приближает бобовины к оолитам. Бобовые бокситы чаще встречаются в парагенезисе с обломочными, конгломератовыми и брекчиевидными рудами. Оолитовые бокситы довольно частые образования на месторождениях осадочного типа. Обычно они ассоциируют с глинистыми и глиноподобными разностями руд, указывая, таким образом, на более спокойный характер осадконакопления.

Бокситоносные формации. Бокситоносная формация представляет собою естественно-исторический комплекс горных пород, объединенных генетической, либо парагенетической связью с бокситами.

Известные (конкретные) бокситоносные формации объединяются в три группы: карбонатную, терригенную и латеритную, каждая из которых харак-

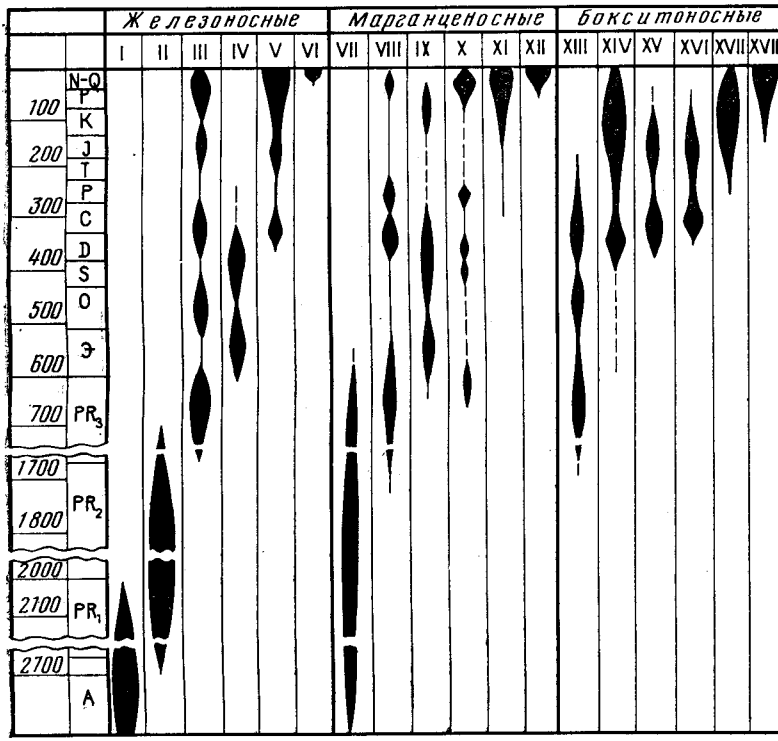


Рис. 12-1. Эволюция гипергенеза в истории Земли.

Железоносные формации (формации железистых кварцитов): I — глубокометаморфизованные вулканогенно-кремнистые; II — известково-сланцево-кремнистые, итабиритовые; III — оолитовые (до мезозоя преимущественно гематитового состава, после — гётит-гидрогётитового); IV — сланцево-кремнистые (существенно гематитового состава); V — латеритные; VI — гематит-магнетитовых россыпей. Марганценосные формации: VII — гондитовая; VIII — карбонатные и карбонатно-кремнистые; IX — кремнистые и эффузивно-кремнистые; X — известняково-песчано-глинистые; XI — латеритные; XII — железо-марганцевых конкреций. Бокситоносные формации: XIII — терригенно-карбонатная; XIV — карбонатная; XV — сублатеритная; XVI — терригенная (пестроцветная и углистая) с пластовым типом оруденения; XVII — терригенная пестроцветная с карстовым типом оруденения; XVIII — латеритных покровов

теризуется строго определенным набором пород, типом рудных залежей, положением в тектонической структуре и временем максимального распространения в истории Земли (рис. 12-1).

Группа карбонатных формаций характеризуется широким развитием в их составе «чистых» карбонатных пород (известняков и доломитов), большими мощностями (сотни метров, километры), присутствием в разрезе континентальных перерывов. Именно к этим иногда кратковременным (век, часть века)

перерывам и приурочено накопление бокситов. Бокситы обычно заполняют карстовые формы рельефа, а на выклинивании карстовых плато в сторону моря образуют маломощные плащевидные залежи. Качество бокситов в карстовых залежах карбонатных бокситоносных формаций обычно высоко. Оно ухудшается по мере появления в карбонатном разрезе вулканогенного и терригенного материала.

Карбонатные бокситоносные формации более характерны для эвгеосинклинальных зон геосинклинальных структур, где они обычно обрамляют внутригеосинклинальные поднятия, сложенные более древними породами основного

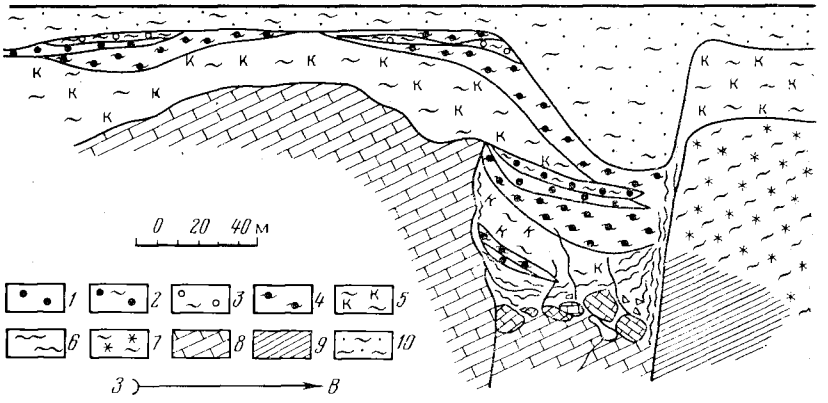


Рис. 12-2. Разрез через южную часть Аркалыкского месторождения бокситов.

1 — бокситы каменистые; *2* — бокситы глинистые; *3* — аллиты сухаристые; *4* — глины бокситовые; *5* — глины каолинитовые, пестроцветные, белые, часто огнеупорные; *6* — глины серые, пестрые, часто перемятые с плоскостями скольжения; *7* — глины блеклофиолетовые, серые иногда с реликтовой сланцеватостью — кора выветривания на осадочных породах D_3lr; *8* — известняки, часто доломитизированные — D_3lm; *9* — сланцы песчано-глинистые аргиллиты D_3lr; *10* — покровные отложения P_3—Q

состава. Если посмотреть с позиции «тектоники плит», то эти формации возникают в пределах глубоководных желобов, развитых над зонами Беньофа, и формируются на островных дугах, либо в краевых частях континентов.

Терригенные бокситоносные формации характеризуются преобладанием в их составе глинистых существенно каолинитового состава пород, обычно пестро окрашенных в красные, желтые и фиолетовые цвета. Часто (особенно в верхних горизонтах формаций) присутствуют серые углистые глины и даже непромышленные пласты бурых углей. Эти формации обычно развиты на платформах в основании трансгрессивных циклов. В пределах молодых платформ они располагаются в основании платформенного чехла в зоне сочленения плит и щитов; на древних платформах — либо на окраинах плит, либо в обрамлении крупных внутриплатформенных поднятий.

Мощность терригенных бокситоносных формаций обычно невелика и не превышает первых десятков метров. Форма рудных тел, а также качество руд в формациях существенно зависят от субстрата.

При залегании формации на ровном алюмосиликатном субстрате возникают плоские линзовидные залежи с рудами низкого качества. Если же бокситоносные отложения накапливаются на закарстованной поверхности, сложенной

дислоцированными карбонатными и вулканогенно-карбонатными толщами, то формируется иной — карстовый тип рудных залежей, характеризующийся более высоким качеством руд (рис. 12-2).

Группа латеритных формаций включает по крайней мере две существенно различные формации: латеритных покровов и сублатеритную.

Формация латеритных покровов представлена сложным комплексом гипергенных образований, формирующихся в условиях жаркого переменновлажного климата. Латеритный покров сам по себе представляет полифациальное полипородное образование, состоящее из латеритных кор выветривания и продуктов его ближайшего переотложения (делювия, пролювия, балочного аллювия). Бокситы в латеритном покрове приурочены исключительно к верхним горизонтам кор выветривания, развитым на наиболее возвышенных участках расчлененного рельефа — обычно на поверхностях и склонах «столовых» гор — бовалей. В условиях предельно выровненного рельефа и в низинах латеритные покровы лишены бокситов и представлены железистой кирасой. Бокситы латеритных покровов часто высококачественны и как правило имеют высокий кремниевый модуль.

Сублатеритная формация, в отличие от формации латеритных покровов, характеризуется строгой приуроченностью к зонам развития высокоглиноземистых пород. Более того, бокситы сублатеритной формации часто располагаются не только на возвышенностях, но и в мелких понижениях рельефа, возникая здесь в результате интенсивного привноса глинозема в верхние горизонты более древних кор выветривания. Для сублатеритной формации характерны перемещенные на склоны латеритные бокситы, которые подчас залегают уже на другом субстрате (например, сублатеритная формация Среднего Тимана) (рис. 12-3). Качество бокситов этой формации хотя и хорошее, но, как правило, содержание кремнезема в них больше, нежели в бокситах латеритных покровов.

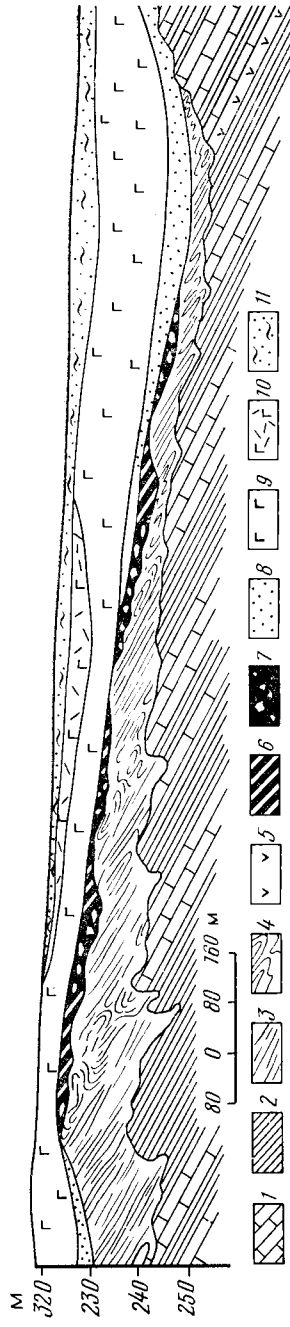


Рис. 12-3. Разрез Вежаю-Ворыквинского месторождения бокситов на Среднем Тимане.

1 — доломиты и глинистые доломиты PR_3; *2* — сланцы PR_3; *3* — структурная кора выветривания на сланцах; *4* — контракционная кора выветривания на доломитах; *5* — эффузивы PR_3; *6* — бокситы с реликтовыми структурами сланцев; *7* — бокситы с обломочными структурами; *8* — песчано-глинистые отложения D_2–$_3$; *9* — базальты D_3fr; *10* — туффы базальтов D_3fr; *11* — покровные суглинки и суглеси Q

Эволюция бокситонакопления в истории Земли. Наиболее древнее (правда, непромышленное) месторождение бокситов на земном шаре известно в карбонатной существенно доломитовой формации позднего протерозоя в Восточном Саяне. Здесь высококремнистые бокситы гематит-диаспорового состава образуют крупные линзовидные прослои мощностью до 3—8 м среди железисто-аллитовых сланцев, приуроченных к частично закарстованной поверхности доломитов. Образование бокситов происходило, по-видимому, в прибрежной зоне морского бассейна.

Несмотря на многолетние исследования, ни бокситов, ии прямых признаков их возможного обнаружения в корах выветривания, либо в терригенных формациях докембрия и нижнего палеозоя не обнаружено (см. рис. 12-1). Первой рудоносной эпохой с промышленными месторождениями бокситов является средне-позднедевонская [7], в течение которой существенно диаспоровые бокситы формировались также исключительно в областях карбонатонакопления (Урал, Салаир, Северный Пакистан и др.). Бокситовые месторождения возникали в периоды кратковременных регрессий моря на островах либо на карстовых прибрежных плато. Лишь со второй половины девона появляются первые месторождения бокситов, размещение которых хотя и контролируется развитием карбонатного субстрата, но по ряду признаков их можно отнести к сублатеритной бокситоносной формации (Средний Тиман).

Первые промышленные бокситы, отчетливо сохранившие реликтовую структуру материнских пород и залегающие в линейно-вытянутых зонах согласно их простиранию, известны только с раннего карбона (район КМА).

С начала карбона, точнее с визейского века, наиболее широкое распространение получили также терригенные пестроцветные и углистые бокситоносные формации, развитые на прибрежно-морских равнинах и реже во внутриконтинентальных впадинах.

В мезозое существенно изменился характер бокситонакопления. С одной стороны, продолжалось формирование бокситовых месторождений в областях карбонатонакопления, главным образом в альпийских геосинклиналях (Греция, Венгрия, Югославия), с другой стороны — появилось, а в конце мезозоя широко распространилось бокситообразование в карстовых и суффозионно-карстовых депрессиях на обширных закарстованных плато в глубине континентов (месторождения Западного Тургая, Чадобецкого поднятия в Восточной Сибири).

К концу мезозоя относится появление первых достоверных признаков формирования латеритных бокситоносных покровов (Украинский щит, Центральный Тургай). Последние широко распространились в более поздние эпохи кайнозоя, а начиная с олигоцена стали основным типом промышленных месторождений бокситов. В связи с особенностями современной климатической зональности, унаследованной, по-видимому, с олигоцена, месторождения бокситов в латеритных покровах располагаются в гумидных тропиках Земли.

При рассмотрении характера последовательной смены бокситоносных формаций обращает на себя внимание удивительно согласованное с развитием органического мира перемещение областей бокситонакопления «из моря на сушу». В процессе этого перемещения видоизменялись процессы природного разделения алюминия и кремния, возникали новые типы бокситоносных формаций, усложнялось строение рудных залежей и, в конечном счете, прогрессивно росли объемы накапливавшихся бокситов. Максимум бокситонакопления при-

ходится на наиболее молодую — олигоцен-четвертичную эпоху, в отложениях которой заключено более 80% промышленных запасов бокситов мира.

Некоторые рекомендации по поискам, полевому и камеральному изучению бокситов. Практически все исследователи бокситов согласны с тем, что бокситы являются продуктом гипергенеза, характеризующегося строго определенными параметрами природных сред. Для областей молодого — олигоцен-четвертичного латеритообразования, где возникают формации латеритных покровов, эти параметры более или менее ясны (табл. 12-4).

В каких условиях образовывались другие формационные типы на более древних этапах развития Земли, пока что не достаточно ясно. Есть все основания предполагать, что бокситообразование — процесс, протекающий в условиях теплых ((жарких) влажных климатов на континенте либо в прибрежных зонах морских бассейнов. Все отложения, несущие следы формирования в подобных условиях, очевидно, заслуживают определенного внимания на предмет поисков в них бокситовых месторождений.

Локальными критериями обнаруженія бокситов являются: наличие перерывов в осадконакоплении в карбонатных толщах, широкое развитие древнего карста; присутствие в базальных горизонтах трансгрессивных серий красноцветных, пестроцветных существенно каолинитовых пород; развитие в районе каолинитовых кор выветривания на породах основного состава. Прямыми поисковыми признаками на бокситы является обнаружение латеритных кор выветривания, аллитов либо диаспор-шамозитовых железных руд.

Наличие хотя бы одного из перечисленных признаков требует от геолога тщательной документации разреза и отбора образцов из всех «подозрительных» пластов.

К сожалению, до настоящего времени отсутствуют надежные быстрые и дешевые методы полевого определения содержания глинозема в любой породе. Используемый в ряде организаций радиоактивационный прибор «Боксит» не всегда позволяет однозначно ответить на вопрос, поэтому следует рекомендовать обязательное проведение химического экспресс-анализа на 4 компонента: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (общ.) и п. п. п. Результаты этого анализа позволяют не только получить требуемые ГОСТом данные, но и высказать приближенное суждение о минеральном составе породы. В камеральный период для получения более полных минералогических характеристик следует провести термический и рентгеновский анализы породы.

Существенную помощь в определении состава и структуры пород оказывает изучение бокситов в шлифах. Поскольку бокситы часто содержат в промышленных количествах редкие и рассеянные элементы (Ga, Ge, V и др.), необходимо проведение полного спектрального анализа пород.

Алунитовые породы и руды. Алунит — двойной сульфат алюминия и калия — характерный минерал зоны гипергенеза в областях развития сульфидсодержащих пород. Иногда часть калия в алуните замещена натрием. Алунит является ценным сырьем для получения квасцов.

Экономически выгодными в настоящее время для получения глинозема представляются руды со следующими показателями: а) содержание алунита (преимущественно калиевого) для руд, не нуждающихся в обогащении, не менее 48—50%; б) то же, для руд, нуждающихся в обогащении, 30—45%; в) содержание глинистых минералов — не более 15%; г) содержание аморф-

Таблица 12-4

Фациальные обстановки олигоцен-четвертичного бокситонакопления в гумидной зоне тропического пояса Земли

Факторы, приводящие к росту латеритных покровов	Факторы, приводящие к деградации латеритных покровов
1. Жаркий, постоянно либо переменно-влажный климат, определяющий высокую температуру грунтовых вод, интенсивный гидролиз вещества, вынос щелочных земель, Si и фиксацию Al, Fe, Ti. Интенсивное развитие микрофлоры, уничтожающей органическое вещество и продуцирующей углекислоту	1. Аридизация климата, приводящая к ограничению или прекращению выноса щелочей, щелочных земель и кремнезема за пределы выветривающейся толщи
2. Высокие содержания углекислоты в почвенном воздухе, повышающие pH грунтовых вод, способствующие перераспределению (метасоматозу) Al и Fe с образованием алюможелезистых покровов — кирас	2. Похолодание климата, угнетающее процессы гидролиза, а также деятельность бактерий, что приводит к росту содержания органических кислот в почвенных водах, широкому развитию органоминеральных систем, переводу Al и Fe в растворимое состояние и выносу их за пределы выветривающихся толщ
3. Широкое развитие силикофильной (в первую очередь травянистой) растительности, продуцирующей огромные количества зеленой массы. Эта растительность, разлагая алюмосиликаты, извлекает на дневную поверхность Si, который в дальнейшем водными потоками переносится в область аккумуляции	3. Развитие лесных ценозов. Последние хотя и продуцируют большое количество зеленой массы, но содержат много алюмофилов. Кроме того, лесной опад обычно минерализуется на месте, и входящие в его состав элементы в значительной мере участвуют в малом (почвенном) кругообороте вещества, не удаляясь из системы
4. Поступление в области бокситонакопления воздушных масс со стороны океана. Эти ветры приносят влагу, лищенную кремнистой пыли и, наоборот, обогащенную щелочами и щелочными землями, что благоприятствует процессу разложения пород	4. Поступление в области бокситонакопления воздушных масс, привносящих значительные количества силикатного материала из пустынных внутренних частей континентов, что резко тормозит процесс бокситообразования
5. Очень медленное воздымание территории на фоне относительного тектонического покоя	5. Интенсивная тектоническая деятельность, сопровождающаяся широким развитием эрозионных и аккумулятивных процессов
6. Развитие основных пород и их осадочных и метаморфизованных аналогов, содержащих значительное количество щелочей, глинозема, щелочных земель и легко подвергающихся гидролизу	6. Развитие кислых пород и их осадочных и метаморфизованных аналогов, содержащих кварц и малые количества щелочей и щелочных земель

ных силикатных форм — опала и вулканических стекол — не более 3%; д) содержание окиси железа — не более 10%. Руды должны быть легко обогатимы и количество их в промышленном месторождении должно быть не менее 100 млн. т [5]. Скопления алунита, которые представляют (или могут пред-

ставлять) интерес как промышленное сырье, возникают в различных геологических обстановках: 1) крупные стратиморфные залежи среди туфогенно-осадочных толщ; 2) верхние горизонты гидротермально-переработанных кислых и реже основного состава эффузивов; 3) линзовидная вкрапленность в корах выветривания богатых сульфидами пород.

1. Стратиморфные залежи алунитовых пород содержат богатые руды и поэтому представляют наибольший практический интерес. Алунитовые породы часто содержат туфовый материал, иногда скапливающийся в виде изолированных линз и прослойков. Содержание алунита в них колеблется от 30—40 до 60—70%. Руды характеризуются постоянным присутствием кремнезема, окиси натрия и калия. Образование алунитовых руд происходило в водном бассейне в условиях интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности как на прибрежной суше, так, возможно, и непосредственно в бассейне.

2. Зоны гидротермальной переработки кислых и средних эффузивов. В вертикальном разрезе гидротермально переработанных пород обычно выделяются следующие зоны (снизу вверх): 1) материнские породы — кварцевые порфиры, порфириты с вкрапленностью пирита, пирротина, иногда халькопирита, галенита, сфалерита и других сульфидов; 2) зона пропилитов — серицитизированных окисленных и частично окварцованных пород; 3) кварц-каолинитовая (кварц-диккитовая) зона; в этой зоне часто встречается вкрапленность диаспора; 4) кварц-алунитовая зона; 5) зона вторичных кварцитов.

Породы кварц-алунитовой зоны обычно пористые, кавернозные светлого желтовато-серого и серого цветов. Содержание алунита в них колеблется в пределах первых десятков процентов (10—30%), очень редко достигая 40%.

Поиски алунитовых пород гидротермального происхождения обычно основаны на детальном изучении полей вторичных кварцитов, широко распространенных среди вулканогенных образований.

3. Алунитовые породы кор выветривания обычно представляют собой небольшие (до 1—2 м длины) линзовидные обособления рыхлого глинистого вещества желтовато-серого и белого цвета. Содержание алунита в них, как правило, невелико и не превышает 10—20%. Основная масса представлена каолинитом с примесью гидрослюд. Эти породы практически не поддаются обогащению и поэтому не представляют промышленного интереса. Обнаружение их может служить лишь признаком присутствия на глубине пород, богатых сульфидами.

Нахождение алунита в корах выветривания ведет за собой необходимость тщательного металлометрического опробования разреза на полиметаллы, медь, а также на золото.

Высокоглиноземистые метаморфические породы. Общепринятого определения «высокоглиноземистые породы» в геологической литературе нет. Наиболее часто этот термин используется при описании глубокометаморфизованных образований (сланцев, гнейсов и др.), в составе которых присутствуют высокоглиноземистые минералы (кианит, силлиманит, андалузит, а также ставролит, кордиерит, гранат). Содержание глинозема в этих породах обычно превышает 20%, достигая иногда 40—50%.

За последние годы в связи с резким расширением работ в области изучения докембрийских кор выветривания появилось довольно много сторонников отнесения высокоглиноземистых пород к древним латеритным корам выветривания, продуктам их переотложения и даже к метаморфизованным бокситам

(А. В. Сидоренко, Е. А. Кулиш и др.). Наиболее показательна в этом отношении свита кейв.

Верхнеархейская свита кейв, развитая на одноименных возвышенностях центрального водораздела Кольского полуострова, представлена сланцами смешанного состава, содержащими кварц, мусковит, биотит, гранат, ставролит, и только в одной пачке мощностью 25—300 м широко распространены высокоглиноземистые слюдяно-ставролито-кианитовые и кианитовые сланцы. Это обычно черные либо темно-серые высокоуглеродистые породы, состоящие из порфиробластических агрегатов кианита, погруженных в основную мусковит-кварцевую массу. Средний состав кианитовых сланцев: кианит 30—65%, кварц 40—70%, мусковит 0—15%. Обычно присутствуют: ставролит, ильменит, рутил, ортит, биотит, гранат, плагиоклаз, хлорит, углеродистое вещество. Химический состав сланцев свидетельствует о постоянном присутствии в них щелочей, щелочных земель и большого количества кремнезема. Очевидно нет никаких оснований делать вывод о происхождении подобных пород за счет метаморфизма бокситов. Более вероятно представление И. В. Белькова (1963 г.) о том, что кианитовые сланцы, как и вся свита кейв, представляет собой глубокометаморфизованную первично слоистую углисто-алеврито-глинистую толщу пород существенно кварц-каолинит-гидрослюдистого состава.

Ряд исследователей (В. В. Жданов, Б. Я. Хорева и др.) считают, что подобные породы могут возникать в результате вторичного метасоматического обогащения глиноземом и кремнеземом метаморфических пород, изначально содержащих глиноземистые минералы.

Давсонитовые породы. Давсонит ($NaAl(OH)_2CO_3$) относится к группе содовых минералов и обычно встречается в парагенезе с $NaCO_3$. Наиболее крупные скопления его, выдвигаемые в качестве потенциального источника для производства глинозема, известны только в битуминоидных, содержащих прослои туфов сланцах палеогена, во впадине Пайсинес-Крик (штат Колорадо, США). Здесь средние содержания давсонита и сопровождающего его нахколита ($NaCO_3$) соответственно составляют 10,7 и 15,5% при мощности содоносных зон до 250 м (Patterson, 1967 г.). Подобных образований на территории СССР пока не найдено. Давсонит в парагенезе с содой известен лишь в донных осадках современных содовых озер Заволжья, где он представляет только минералогический интерес.

В нашей стране известные проявления давсонитовой минерализации (давсонитсодержащие породы) имеют иную природу: это либо продукты гидротермальной деятельности, либо катагенетические образования, возникшие в результате воздействия содовых вод на глиноземсодержащие породы. Теоретически можно себе представить катагенетические месторождения давсонитовых пород, но пока что таковые не выявлены. В настоящее время известно два самостоятельных типа эпигенетических давсонитовых пород: белорусский и кузбасский [6].

Белорусский тип распространен в карбоне Припятского прогиба. Здесь прослои давсонитовых пород мощностью до 0,6—0,8 м (содержание давсонита до 60%) приурочены к толще пестроцветных каолинитовых глин визе, заключающих аллиты и бокситы. Эта толща непосредственно залегает на карбонатных местами соленосных отложениях девона. Интересно отметить, что давсонитовые прослойки встречены только вблизи средней части девонской солянокупольной структуры на глубинах 450—550 м. Никаких признаков гидротермаль-

ной деятельности не обнаружено. Поблизости известны проявления нефти и газа.

Кузбасский тип встречен в юго-восточной части Кузбасса. Здесь давсонит в виде тонких прожилок располагается в пачке туфогенных пород мощностью до 17 м, переслаивающихся с углистыми. Наибольшие содержания давсонита приурочены к зонам глубинных разломов, по которым вероятно и циркулировали щелочные углекислые воды.

До недавнего времени давсонит на территории СССР считался редким преимущественно гидротермальным минералом. За последние годы установлено его весьма широкое распространение в экзогенных образованиях. Трудность диагностики осложняет работы по его выявлению. Определение давсонита требует использования комплексной методики, включающей химический, термический, рентгеновский и ИК-спектрометрический анализы.

По поводу состава, строения и генезиса бокситоносных латеритных покровов современного тропического пояса Земли существует обширная как зарубежная, так и отечественная литература. Итоги работы советских геологов за последние 20 лет по этому вопросу подведены в обобщающей статье коллектива авторов [10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бенеславский С. И.* Минералогия бокситов. М., Наука, 1974. 168 с.
2. *Бокситы.* Сб. науч. тр. ВНИИМС, Ред. Н. И. Орлова. М., 1980, 227 с.
3. *Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., Недра, 1975. 415 с.
4. *Валетон И.* Бокситы. М., Мир, 1974. 213 с.
5. *Геологические* предпосылки расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности в Сибири и на Дальнем Востоке/Б. М. Михайлов, В. А. Броневой и др. — Сов. геол., № 7, 1976, с. 3—14.
6. *Давсонит* и перспективы его поисков в СССР. — Сов. геол., № 3, 1975, с. 30—39.
7. *Кривцов А. И.* Домезозойские бокситы СССР. Л., Недра, 1973. 382 с.
8. *Михайлов Б. М.* Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. Л., Недра, 1977. 85 с.
9. *Михайлов Б. М., Куликова Г. В.* Фациальный анализ кор выветривания. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 228, 1977. 158 с.
10. *Состав,* строение и условия образования бокситоносных латеритных покровов тропической зоны Земли/Б. М. Михайлов, В. А. Броневой, Ю. П. Селиверстов и др. — Литол. и пол. ископ., № 5, 1981.

Глава 13

МАРГАНЦОВИСТЫЕ ПОРОДЫ И МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

Марганец широко распространен в земной коре. Его кларк в литосфере 0,1. Наибольшие концентрации марганца приурочены к породам ультраосновного и особенно основного состава. Кларки концентраций марганца в промышленных рудах высоки и составляют 200—400, но, несмотря на это, месторождения марганца осадочного генезиса встречаются сравнительно часто.

Понятия «марганцовистая порода» и «марганцевая руда» весьма неопределенны. К группе марганцовистых обычно относят породы, содержащие первые проценты марганца, в какой бы форме он ни находился. Обнаружение таких

пород уже свидетельствует о былом аномальном поведении марганца и требует обязательной оценки территории на марганцевые руды.

Единого ГОСТа на марганцевую руду нет. Это объясняется в первую очередь тем, что марганец применяется в различных областях народного хозяйства: в черной металлургии, как легирующая добавка при выплавке качественных сталей (основной потребитель), в цветной металлургии, в химической промышленности, в стекольной и керамической промышленности и др. Каждое производство предъявляет свои требования к марганцевой руде.

В Советском Союзе для каждой эксплуатируемой группы месторождений (а их всего четыре: Никопольская на Украине, Чиатурская в Закавказье, Карахсальская и Джездинская в Центральном Казахстане) установлены свои требования.

Подробная технологическая классификация марганцевых руд была разработана А. Г. Бетехтиным (Бетехтин, 1946 г.; Зверев, Конторович, 1960 г.), но в настоящее время она имеет скорее научное значение.

Для общей ориентировки при геологических исследованиях достаточно иметь в виду следующее: промышленные руды марганца, не требующие обогащения, должны содержать не менее 35—40% металла. Сырая же руда, при условии ее легкого обогащения (флотации, рассеивания и др.), может иметь порядка 10—20% марганца. Труднообогатимые руды (например, представленные силикатами марганца) пока что вообще не используются промышленностью.

Минеральный и петрографический состав марганцевых руд и марганцовистых пород. Подавляющее большинство рудных минералов марганца встречается в форме тонкодисперсных колломорфных образований, трудно поддающихся диагностике. Более того, в составе марганцевых минералов очень часто присутствуют различные примеси, форма вхождения которых в решетку минералов неясна (Суслов, 1964 г. и др.).

Наибольшую промышленную ценность представляют кислородные соединения марганца (табл. 13-1). Следует иметь в виду, что под псиломеланом обычно понимается группа гидроокислов марганца сложного и непостоянного состава. Порошковатые разности псиломелана часто называют вадом. Отмечается способность псиломелана сорбировать барий, кальций, кобальт и другие элементы.

Таблица 13-1

Содержание Mn в промышленных минералах марганцевых руд

Название минерала	Химический состав	Содержание Mn, %
Псиломелан	$mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ ...	До 65
Пиролюзит	MnO_2	63,2
Манганит	$Mn_2O_3 \cdot H_2O$ ...	62,5
Гаусманит	Mn_3O_4	72,0
Браунит	$3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$	70,7
Родохрозит	$MnCO_3$	47,8
Олигонит	$(Fe, Mn)CO_3$	32,2
Манганокальцит	$(Mn, Ca)CO_3$	35,5
Родонит	$(Fe, Ca, Mn)SiO_3$	До 35,6
Спессартин	$Mn_3Al_2 \cdot (SiO_4)_3$	33,3

Помимо кислородных соединений, в некоторых промышленных месторождениях широко распространены его карбонаты. Наиболее ценный карбонат — родохрозит, как правило, в чистом виде не встречается, так как всегда содержит изоморфную примесь железа, кальция, магния и часто переходит в манганокальцит либо в олигонит.

Силикаты марганца самостоятельного промышленного значения не имеют, но по ним часто развиваются высококачественные окисные руды. Наиболее распространены среди силикатов марганца — родонит (орлец), используемый как ценный поделочный камень, бустамит и марганцевый гранат — спессартин. Иногда среди карбонатных руд марганца встречается его сульфид алабандин.

Типы марганцевых руд. Марганцевые руды подразделяются на три минералого-петрографических типа, резко отличных по своим технологическим свойствам: окисные, карбонатные и силикатные. К ним тесно примыкают окисленные, возникшие в корах выветривания на карбонатных и силикатных марганценосных породах.

Окисные руды состоят преимущественно из минералов окиси и гидроокиси марганца. Среди окисных руд выделяются две разновидности: неметаморфизованные руды и руды, в той или иной степени подвергшиеся метаморфизму.

Неметаморфизованные руды содержат главным образом псиломелан, пиролюзит, вернадит и в меньшей мере манганит. Это обычно легко обогатимые, наиболее ценные для промышленности конкреционные либо оолитовые разности. Содержание марганца в получаемых из них концентратах составляет 45—50%. Этот же минеральный состав характерен и для железо-марганцевых конкреций, образующих обширные поля на дне современных океанов [2]*.

Метаморфизованные окисные марганцевые руды содержат преимущественно браунит и гаусманит. Это плотные, часто окремненные черного цвета породы, кроме минералов марганца содержащие различные формы кремнезема. При обогащении часть кремнезема всегда остается с минералами марганца, что не позволяет получать из этих руд высококачественные концентраты. Метаморфизованные окисные руды характерны для марганцевых месторождений складчатых областей. Промышленные скопления их известны в кремнисто-карбонатных и эффузивно-кремнистых марганценосных формациях Казахстана (верхний девон), Урала (девон — нижний карбон), Кавказа (мел — палеоген).

Окисленные руды возникают в обстановках широкого развития кор выветривания на марганецсодержащих породах и рудах. Они всегда представлены соединениями гидроокиси марганца, и лишь в небольших количествах содержат конкреции манганита и пиролюзита.

Особенно широко окисленные руды развиты в современной тропической зоне Земли, где они входят в состав молодых (кайнозойских) латеритных покровов. Крупные месторождения высококачественных окисленных руд марганца известны в Индии, Бразилии, Западной Африке, Австралии. Повсеместно они приурочены к кайнозойской коре выветривания на докембрийских гондитах [1].

Карбонатные руды по своей природе бедны марганцем. Часто они представлены известняками и доломитами с более или менее богатой вкрапленностью родохрозита и манганокальцита.

---

* В составе железо-марганцевых конкреций ложа океана обнаружены также тодорокит (Mg, Ba, Ca, Mn) $Mn_3O_7 \cdot 2H_2O$ и бернессит (Ca, Mg, Na, K) (Mn^{+4}, Mn^{+2}) $(OH, O)_2$.

Содержание марганца в «сырой» карбонатной руде не превышает 13—20%, но, несмотря на это, карбонатные руды, особенно лишенные фосфора, представляют интерес для металлургической промышленности, так как одновременно являются и флюсом, необходимым при доменной плавке железных руд.

«Свежие» карбонатные руды представляют собой плотные относительно тяжелые (плотность родохрозита 3,6—3,7 г/см³) светло-серые породы, внешне иногда трудно отличимые от известняков либо доломитов. В естественных обнажениях они выделяются постоянным присутствием черных гнезд и тонких прослойков гидроокиси марганца.

Карбонатные руды наиболее широко распространены в фанерозойских и верхнепротерозойских марганцевых месторождениях. Они образуют либо самостоятельные пластовые тела среди карбонатных толщ (например, Усинское месторождение в Кузнецком Алатау), либо фациально замещают окисные руды по мере продвижения в глубь бассейна рудонакопления (Чиатурский, Южно-Украинский марганценосные бассейны).

Силикатные руды обычно представлены родонитом и спессартитом, часто с примесью браунита, а иногда иогансита и других марганецсодержащих алюмосиликатов. Силикатные руды марганца пока что не используются промышленностью, так как содержание металла в них невелико, и руды практически не обогащаются существующими методами. Силикатные (метаморфизованные) руды марганца наиболее характерны для древних докембрийских образований, где они ассоциируют с кварц-гранатовыми породами — гондитами.

Особое место среди силикатных руд марганца занимают руды болгарского месторождения «Оборочище» палеогенового возраста. Эти руды представлены сложным гидросиликатом марганца, содержащим до 28% металла.

Марганценосные отложения и марганцевые руды приурочены к строго определенным парагенетическим комплексам пород — марганценосным формациям [2]. Последние объединяются в три крупные группы: терригенную, карбонатную и кремнистую. Кроме того отдельно могут быть выделены гондитовая формация как комплекс глубокометаморфизованных пород и формация марганценосных кор выветривания.

Группа терригенных марганценосных формаций включает песчано-глинистую и конгломерато-песчаниковую. Общими признаками этой группы являются:

1) преобладание в разрезе песчаных и глинистых отложений. Песчаники и пески часто полимиктовые, полевошпато-кварцевые с глауконитом. Глины обычно монтмориллонитовые, кремнистые или карбонатные, иногда переходящие в мергели и опоки;

2) приуроченность к прибрежным фациям крупных внутриконтинентальных бассейнов, располагавшихся на стабильных участках земной поверхности. Максимально рудоносны нижние части трансгрессивных серий, образовавшиеся, по-видимому, в условиях семиаридного климата;

3) присутствие в составе областей сноса кор выветривания или пород основного и ультраосновного состава с повышенным содержанием марганца;

4) преобладание окисных и карбонатных руд марганца. При этом залежи богатых окисных руд располагаются ближе к древней береговой линии, замещаясь в глубь бассейна карбонатными разностями;

5) приуроченность к отложениям позднепротерозойско-раннекембрийской, позднедевонской, пермской (?) и палеогеновой эпох марганценакопления.

Группа карбонатных марганценосных формаций. Общими признаками этой весьма разнородной группы являются:

1) сложный полипородный состав с обязательным присутствием смешанных кремнисто-глинисто-углисто-карбонатных пород, часто железных руд, иногда туфового материала. Характерен повышенный кларк меди, свинца, цинка, иногда кобальта и ванадия;

2) приуроченность к краевым частям морских бассейнов, точнее, к зонам смены терригенного осадконакопления карбонатным. Карбонатные марганценосные образования обычно несут признаки аридных обстановок времени их накопления: наличие пластов гипсов, ангидритов, красноцветных полимиктовых песчаников (карбонатные марганценосные отложения Предуралья, Марокко и др.). Даже высокопродуктивные углисто-кремнисто-карбонатные марганценосные отложения верхнего девона в Центральном Казахстане могут быть отнесены к субаридным образованиям, поскольку содержащееся в них органическое вещество в значительной мере относится к битумному ряду, т. е. формировалось в морских бассейнах;

3) накопление осадков в условиях неспокойного тектонического режима, обычно вслед за проявившейся в районе интенсивной вулканической деятельностью. Это либо миогеосинклинальные зоны древних геосинклиналей, либо склоны передовых прогибов и области поздней активизации.

Роль вулканического материала в карбонатных марганценосных образованиях, как правило, невелика. Большинство их (например, карбонатные марганценосные толщи Башкирского Предуралья, Центрального Казахстана и др.) содержат мало вулканогенного материала. В то же время известны разрезы марганценосных толщ (например, месторождения Кузнецкого Алатау), где наряду с карбонатными отложениями существенную роль в составе образований играет эффузивный материал. Правда, необходимо особо подчеркнуть, что рудные тела во всех случаях приурочены исключительно к прослоям осадочных пород;

4) весьма пестрый состав руд. Родохрозит и манганокальцит, которые, казалось бы, должны преобладать в рудах этой группы образований, широко развиты только в собственно доломитово-известняковой. В других образованиях карбонатной группы преобладают окисные руды вполне удовлетворительного качества;

5) приуроченность месторождений к отложениям позднепротерозойско-раннекембрийской, позднедевонской и каменноугольной эпох марганценакопления.

Группа кремнистых марганценосных формаций. Общими признаками этой группы являются:

1) резкое преобладание кремнистых пород — яшм, кремнистых сланцев;

2) частое, почти обязательное присутствие вулканогенных пород — порфиритов кислых эффузивов, а также их туфов и туффитов. При этом марганцевые руды всегда приурочены к кремнистым породам. Рудопроявления либо повышенные концентрации марганца, иногда наблюдаемые непосредственно среди эффузивных пород кремнистых образований, всегда оказываются бесперспективными, имеющими лишь минералогический интерес;

3) приуроченность главным образом к геосинклинальным структурам (чаще к эвгеосинклинальным зонам этих структур). Накопление марганцевых руд происходило в морских бассейнах, обычно характеризующихся периодическим проявлением вулканической деятельности;

4) практическое отсутствие качественных руд;

5) часто наблюдающиеся повышенные содержания меди, свинца, цинка, иногда никеля, кобальта, ванадия и хрома.

Гондитовые марганценосные формации представляют собой глубокометаморфизованную толщу гранулитовой и частично зеленосланцевой фаций метаморфизма, состоящую преимущественно из кварц-спессартиновых кристаллических сланцев (гондитов), кварцитов, железистых кварцитов, глубокометаморфизованных вулканитов. Иногда присутствуют линзовидные тела браунит-гематитовых и браунитовых руд; практически отсутствуют промышленные месторождения марганца, которые, как правило, входят в состав не используемых промышленностью убогих силикатных руд. Гондиты широко развиты на многих древних щитах среди архейских и главным образом протерозойских отложений. В СССР гондиты известны на Балтийском щите, на юге Сибирской платформы и на Дальнем Востоке.

Марганценосные коры выветривания возникают в условиях относительно расчлененного рельефа (холмистого, низкогорного) и влажного теплого климата, обусловливающего развитие древесной, а затем травянистой растительности и интенсивную фильтрацию пресных агрессивных вод через толщу марганценосных пород. Образование собственно элювиальных месторождений марганца, происходящее путем относительного обогащения марганцем пород в процессе их выщелачивания, требует присутствия в материнской породе не менее 2—5% марганца в карбонатных породах и 10—15% — в силикатных. При меньших содержаниях марганца в коренных породах возможно возникновение так называемых инфильтрационных, или гипергенно-метасоматических руд.

Марганценосные коры выветривания часто содержат месторождения высококачественных руд, что особенно характерно для современной тропической зоны Земли.

Эволюция марганценакопления в истории Земли (см. рис. 12-1). Докембрийский этап развития Земли явился временем накопления огромных количеств марганца (Н. М. Страхов, 1968 г.). Но, несмотря на общие большие запасы, марганец в докембрии не образует промышленных месторождений, а главным образом в силикатной форме (спессартин, меньше родонит) входит в состав гондитовых формаций. Содержание марганца в гондитах обычно не превышает 10—15%.

Гондиты с бедными силикатными рудами наиболее характерны для архея. Мелкие месторождения марганца с запасами в первые десятки миллионов тонн появляются лишь в отложениях протерозоя, где они представлены пластами и линзами браунитовых руд, залегающих среди различных кристаллических сланцев и гнейсов.

Иной тип марганценосных образований, характеризующийся широким участием в их строении карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений, появляется в раннем кембрии (Дурновское месторождение — на Саланре, Усинское — в Кузнецком Алатау). Соответственно с изменением состава отложений меняется и тип руд: от силикатных к окисным и карбонатным, существенно родохрозит-манганокальцитовым.

Новый мощный этап марганценакопления относится к девону. В это время были сформированы многочисленные мелкие месторождения на западном борту Магнитогорского синклинория и в эвгеосинклинали Алтая. Эти месторождения, входящие в состав эффузивно-кремнистых образований, содержали обычно си-

ликатные руды марганца с большей или меньшей примесью родохрозита и браунита. Важной особенностью этих образований является обособленное переслаивание эффузивных и осадочных марганцево-кремнистых отложений, что свидетельствует о накоплении марганца не в периоды активизации вулканизма, а, наоборот, при его резком затухании. Вообще непосредственная связь промышленного накопления марганца с вулканическими процессами весьма проблематична, а в ряде случаев — просто недоказуема.

В конце девона — начале перми марганценакопление интенсивно продолжалось в прибрежных частях морских бассейнов Урала и Казахстана. Характерной особенностью этих бассейнов являлось периодическое поступление в них вулканогенного материала.

Конец палеозойской и мезозойская эры характеризуются сравнительно незначительным накоплением марганцевых руд. Марганцеворудный процесс наиболее широко и мощно проявился на следующем — кайнозойском этапе развития Земли. В середине палеогена наблюдается формирование месторождений Южно-Украинского марганценосного бассейна, возникают месторождения в Болгарии, в Закавказье, на Урале.

Марганцевые руды этих месторождений накапливались в окраинных зонах крупных бассейнов в условиях медленной спокойной трансгрессии моря на сушу, сложенную в значительной мере элювием пород, относительно обогащенных марганцем (габбро, амфиболиты и др.).

К концу палеогена и к четвертичному периоду относится формирование крупных промышленных месторождений марганца формации кор выветривания. И, наконец, на современном этапе развитня Земли широкое распространение получило накопление марганца на обширных пространствах дна Мирового океана. Генезис этих рудных накоплений пока что не совсем ясен. Вполне вероятно, что они являются продуктами гальмиролиза — подводного выветривания, сопровождающегося частичной сорбцией марганца из океанических вод.

Некоторые рекомендации по поискам и полевому определению марганцевых руд. Окисные и окисленные руды марганца имеют характерный черный цвет и черную черту. Их трудно спутать с каким-либо другим типом пород, за исключением углистых. От последних они в штуфе отличаются большей массой. Более определенный ответ обычно дает обжигание образца на костре: марганцевые соединения не теряют своего черного цвета, в то время как углистые породы обесцвечиваются.

Поскольку даже небольшое содержание окисных соединений марганца придает породе темный цвет, следует иметь в виду, что не каждая черная марганцовистая порода окажется марганцевой рудой. Очень часто обнаружение многочисленных черных пленок, корочек и даже прослойков с содержанием марганца до 30—50%, возникающих на поверхности выветривающихся пород, приводило к неверным заключениям об обнаружении месторождений марганца. При проверке заявок оказывалось, что зона окисления, обогащенная марганцем, имеет мощность первые десятки сантиметров и формируется либо над бедными непромышленными силикатными рудами, либо над карбонатными породами с повышенным кларком марганца. Особенно часты подобные случаи в Сибири и на Дальнем Востоке, где практически отсутствуют мощные коры выветривания, способные сформировать промышленные месторождения окисленных руд.

В связи с этим обнаружение на поверхности и в обнажениях руд марганца всегда требует проведения горных работ для установления состава «мате-

ринских» не подвергшихся окислению пород, т. е. формационной принадлежности обнаруженного рудопроявления.

Значительно сложнее решается вопрос с макроскопическим опознаванием силикатных и особенно карбонатных руд марганца. Первым признаком в этом случае опять-таки являются примазки, пленки, характерные дендриты окислов марганца черного цвета, возникающие на поверхности карбонатных и силикатных пород. В случае присутствия среди силикатных руд родонита последний узнается по характернейшему розовато-лиловому («родонитовому») цвету. Карбонатные же руды, будучи поднятыми с глубины из скважины или взятыми из забоя штольни, т. е. не подвергшиеся окислению, внешне отличаются от известняков и особенно от не вскипающих HCl доломитов только по большей плотности и не всегда улавливаемому розоватому цвету.

В связи с этим при работах в областях возможного развития марганценосных карбонатных образований, особенно манганокальцитовых, необходимо использовать полевые методы диагностики марганца либо отбирать на анализы все «подозрительные» образцы. При обнаружении марганцевых рудопроявлений следует иметь в виду, что:

1) марганцевые руды в карбонатных формациях часто ассоциируют со стратиформными месторождениями свинца и цинка и могут являться своеобразным поисковым признаком на последние;

2) марганец в корах выветривания и продуктах их переотложения часто находится в парагенезисе с кобальтом. Асболаны — кобальтоносные вады являются основными носителями кобальта в его месторождениях, связанных с корами выветривания ультраосновных пород;

3) известны также марганцовистые руды, содержащие золото.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Варенцов И. М., Рахманов В. П.* Месторождения марганца. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М., 1978, с. 112—172.

2. *Михайлов Б. М., Колокольцев В. Г.* Марганец. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территории на тверд. пол. ископ. Л., 1978, с. 93—107.

Глава 14

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ И ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Железо входит в группу широко распространенных в земной коре элементов. Его кларк в литосфере 5,1. Кларки концентраций железа в промышленных рудах колеблются в пределах 6—14. Общепринятых определений как для железистых пород, так и для железных руд нет. Наиболее приемлемым является отнесение к группе железистых пород осадочных, остаточных, либо метаморфических образований, содержащих более 10% железа, преимущественно в форме минералов его окиси, гидроокиси, карбонатов и железистых хлоритов. Последнее добавление необходимо сделать, так как железо подчас в большом количестве (до 20—25%) входит в состав других силикатов и алюмосиликатов и никак не проявляется в осадочном процессе, а также не представляет интереса как полезное ископаемое. Единых общих кондиций для железных руд не существует. Обычно при проведении геологических работ железной рудой счи-

тают породу, содержащую более 30% железа, но такое определение настолько обще, что, будучи примененным к конкретным объектам, становится неверным. Так, например, на Среднем Урале на Качканарском месторождении добываются малотитанистые вкрапленные магнетитовые руды со средним содержанием железа 16%. В то же время огромные по запасам месторождения бурых железняков в Приаралье со средними содержаниями 35—40% отнесены за баланс. Дело в том что за последние десятилетия во всем мире четко обозначилась тенденция к переходу на использование в черной металлургии все более качественного сырья — природно богатых железных руд либо агломерированных концентратов, содержащих 60—65% и более железа. Руды такого качества поступают на металлургические заводы многих зарубежных стран с месторождений современной тропической зоны: Западной Африки, Австралии и Южной Америки, где они входят в состав молодых палеоген-четвертичных латеритных покровов, развитых на относительно бедных железом железистых кварцитах докембрия.

Первым и обязательным требованием к руде является ее способность к обогащению. Поскольку наиболее дешевым и экономичным методом обогащения железных руд является магнитная сепарация, то, очевидно, при прочих равных условиях лучшей будет магнетитовая руда. Вторым, не менее важным требованием к железным рудам является отсутствие в них вредных примесей: серы, фосфора, а также хрома. Перечисленным двум основным требованиям наиболее полно подходят два типа железных руд: 1) кора выветривания на «чистых» железистых кварцитах (синька), содержащая более 60% железа в форме мартита (гематита) и 2) магнетитовые кварциты с содержанием «магнитного» железа более 15—30%, но позволяющие при обогащении получать агломерированные концентраты с содержанием железа более 63%.

Минеральный состав железных руд. По минеральному составу среди железистых пород и руд выделяются следующие типы: окисные, карбонатные, силикатные и сульфидные (табл. 14-1).

Таблица 14-1

Содержание железа в промышленных минералах железных руд

Название	Формула минералов	% Fe
Магнетит	$FeFe_2O_4$	72,4
Гематит	Fe_2O_3	70,0
Гидрогематит	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	63—69
Гематит	$FeO(OH)$	62,9
Гидрогётит	$FeO(OH) \cdot H_2O$	48,6
Сидерит	$FeCO_3$	48,3
Пирит	FeS_2	46,6
Лептохлориты:		
а) тюрингит	$Fe_{3,5}(AlFe)_{1,5}[Si_{2,5} \cdot Al_{1,5}O_{10}][OH]_8 \cdot nH_2O$	До 52,3
б) шамозит	$Fe_nAl(Si_3AlO_{10})(OH)_6 \cdot nH_2O$	До 36,9

Окисные руды характеризуются абсолютным преобладанием минералов окиси и гидроокиси железа: магнетита, мартита, гематита, гётита и гидрогётита. В зависимости от петрографического типа окисных руд в них наряду с мине-

ралами железа присутствуют кварц, хлориты, амфиболы, пироксены, минералы глин (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда), минералы «свободного» глинозема (гиббсит, бёмит, диаспор).

Карбонатные руды железа являются весьма экономичным, но редко встречающимся в «чистом» виде и в большом количестве сырьем. Основной рудообразующий минерал в них — сидерит и минералы изоморфного ряда сидерит — магнезит. Одновременно с сидеритом, как правило, присутствуют продукты его кисления — гётит, гидрогётит.

Силикатные руды. Практически единственной группой рудных силикатных минералов железа является группа железистых хлоритов. В железных рудах железистые хлориты часто входят в состав оолитовых гётит-гидрогётитовых руд, широко развитых в прибрежно-морских отложениях мезозоя и палеогена. Железистые хлориты (шамозит, тюрингит) образуют либо оболочки гидрогётитовых оолитов, либо мономинеральные оолиты, а иногда и цемент руд.

Сульфидные руды железа осадочного генезиса как руды на железо значения не имеют. Сульфиды железа (пирит, марказит) часто встречаются в карбонатных и силикатных, а иногда и в окисных рудах железа. Присутствие сульфидов резко снижает качество железных руд.

Петрографические типы железных руд. По текстурно-структурным признакам и отчасти минеральному составу железные руды резко обособляются в три группы: 1) массивно-слоистые, 2) оолитовые, 3) псевдоморфные.

Массивно-слоистые железные руды характеризуются массивной, полосчатой либо слоистой текстурами. Структуры этих руд, как правило, зернистые, чешуйчатые, микроволокнистые.

Массивно-слоистые железные руды чаще приурочены к древним (докембрийским и раннепалеозойским) железоносным формациям, но встречаются и среди более молодых образований, например, на позднедевонских железорудных месторождениях Центрального Казахстана.

Оолитовые железные руды наиболее широко распространены на месторождениях фанерозоя. В эту группу, кроме собственно оолитовых, входят: бобовые, сферолитовые, желваковые железные руды, а также продукты их частичного переотложения: оболочно-бобовые, конгломерато-желваковые и пр. Наиболее характерными структурами этих руд являются: оолитовая, бобовая, крустификационная, обломочная, колломорфная, желваковая, почковидная.

Псевдоморфные железные руды возникают в корах выветривания богатых железом пород (железистых кварцитов, сланцев, ультрабазитов). Они характеризуются реликтовыми структурами материнских пород либо контракционными, псевдобрекчиевыми структурами.

Железоносные формации. Промышленные залежи железа чрезвычайно многообразны как по составу, так и по формационной принадлежности, а соответственно и генезису [4, 5, 7]. Многочисленные железоносные формации с промышленным оруденением могут быть объединены в пять групп: I — железистых кварцитов; II — железосланцевые; III — оолитовых руд железа; IV — латериты; V — россыпи минералов железа*.

* Следует отметить, что под подзолистыми почвами северной лесной зоны часто встречаются орзондовые и орштейновые горизонты, содержащие гидроокисные железные руды. С разработки этих бедных руд железа начиналось развитие металлургии в России в эпоху Петра I. — *Прим. ред.*

1. Формация железистых кварцитов весьма разнородна по составу. Все они имеют лишь один общий признак: обязательное присутствие очень специфического типа пород — железистых кварцитов — джеспилитов. Это плотные тонкослоистые кварц-магнетитовые, либо кварц-гематитовые породы, в которых прослойки кварца толщиною не более 1—2 мм перемежаются с прослойками магнетита или гематита (железной слюдки). Железистые кварциты встречаются исключительно среди докембрийских образований.

Формация железистых кварцитов подразделяется по составу пород, переслаивающихся с джеспилитами. Таким образом устанавливаются вулканогенно-кремнистая, туфо-сланцевая, известняково-кремнистая и другие разновидности. Железистые кварциты заключают колоссальные количества железа, правда, содержание последнего, как правило, обычно не превышает 40—45%, в среднем составляя 25—35%. В Советском Союзе железистые кварциты широко развиты на юге европейской части (Кривой Рог, КМА), на востоке Балтийского щита, а также в восточных районах на Алданском щите.

2. Железосланцевые формации характеризуются, как правило, более низкими стадиями метаморфизма пород (по сравнению с железистыми кварцитами). Железные руды массивные, преимущественно гематитовые, образуют выдержанные на сотни метров (иногда километры) пласты мощностью первые метры иногда до десяти, максимум 20—30 м. В этой группе выделяются существенно карбонатные (Атасуйская группа месторождений в Центральном Казахстане) и эффузивно-кремнистые (Удско-Шантарская зона на Дальнем Востоке). Для этой группы характерен парагенез железорудных пластов с марганцеворудными.

3. Оолитовые руды железа. Оолитовые железняки являются одним из наиболее распространенных типов железных руд в фанерозое. Внутри этой группы выделяются существенно гематитовые руды среди песчано-сланцевых отложений (ордовик Приангарья), диаспор-шамозитовые руды среди карбонатных толщ (верхний девон Южного Урала), сцементированные гётит-гидрогётитовые железняки с шамозитом и сидеритом, переходящие в сидерит-шамозитовые руды, среди песчано-глинистых пород (верхний мел Северного Тургая, палеоген юга Западной Сибири, неоген Керченского полуострова), рыхлые гётит-гидрогётитовые бобовые руды среди потоковых песчаных отложений (олигоценовые толщи Северного Тургая и Приаралья).

Несмотря на относительно низкое качество оолитовых руд (содержание железа 30—40%, плохая обогатимость, много фосфора — до 1—1,5%, иногда мышьяка), месторождения их эксплуатируются, поскольку оолитовые руды залегают практически на поверхности и в экономически освоенных районах. Таковым является, например, Лисаковское месторождение. Оно представляет собой субширотную долину шириной от 2 до 10 км и длиной около 150 км, заполненную существенно песчаными кварц-железистыми породами. В железных бобовых рудах повсеместно прослеживается горизонтальная, иногда косая слойчатость. Наиболее богатые разности, так называемая «маковая руда», представлены хорошо отсортированными почти черными блестящими бобовинами гётита размером до 0,1 мм.

4. В группе латеритных железоносных формаций следует выделять два резко различных типа: 1) образования, заключающие элювий на железистых кварцитах; 2) образования, заключающие элювий на ультраосновных породах.

Элювиальные железные руды, особенно возникшие на «чистых» магнети-

товых либо железослюдково-магнетитовых кварцитах, и продукты их ближайшего переотложения (канга) содержат до 60—70% железа и подчас представляют собой мономинеральный гематитовый пласт [2]. Элювиальные железные руды на ультраосновных породах являются значительно худшим сырьем. Хотя в ряде стран тропического пояса Земли (на Кубе, в Гвинее и др.) количество железа в этом типе руд весьма велико (50—55%), они всегда содержат вредную примесь хрома (до 3%) и трудно подвергаются обогащению.

В Советском Союзе элювиальные руды железа каменноугольного возраста, связанные с железистыми кварцитами, разрабатываются на КМА и в Кривом Роге.

Элювиальные руды юрского возраста, приуроченные к ультрабазитам, добываются в районе Халилово (Южный Урал), где они содержат 35—45% железа, до 3% хрома и легированы никелем и кобальтом.

5. Россыпи минералов железа развиты вдоль побережий некоторых современных морей и океанов. В частности, магнетитовые россыпи эксплуатируются на побережьях Филиппинского архипелага, они известны у нас вдоль северного побережья Азовского моря, на Курильских островах и на восточном побережье Черного моря, в провинции Квебек в Канаде, на полуострове Флорида в США, в Бразилии. Отличительной чертой этих руд является их легкая обогатимость.

Огромные количества железа накапливаются в настоящее время на дне Мирового океана в виде железо-марганцевых конкреций. Ряд стран (США, Япония) уже приступили к разработке проектов добычи этих конкреций с целью получения из них Cu, Ni, Co и др. элементов. Возможно в дальнейшем будет поставлен вопрос и об утилизации железа, содержание которого в конкрециях составляет до 21%.

Эволюция железонакопления в истории Земли. Эволюция процесса накопления железа в истории Земли проявилась чрезвычайно резко [1, 3]. Для раннего, докембрийского этапа развития Земли характерно формирование железистых кварцитов, заключающих огромные запасы железных руд. Эта группа неоднородна и объединяет ряд последовательно сменяющих одна другую существенно различных формаций (см. рис. 12-1).

Для архейской эры характерно формирование преимущественно эффузивно-кремнистых железоносных формаций которые в раннем и среднем протерозое сменяются известковисто-сланцево-кремнистыми и итабиритовыми (доломитово-кремнистыми), вмещающими мощные пласты железистых кварцитов [7]. Выдержанность рудных пластов, однообразная тонкослоистая текстура формаций, обширные площади их развития позволяют весьма обоснованно говорить о накоплении осадков в обширных водных бассейнах, вероятно, вдали от береговой линии, со специфическими, пока еще не совсем ясными параметрами среды.

В позднем протерозое практически прекращается формирование группы железистых кварцитов. Модификацией этого типа накоплений железа, вероятно, можно считать железорудные пласты железосланцевых образований. Последние, как правило, ассоциируются с кремнеземом, правда, всегда имеют существенно гематитовый или гидрогематитовый состав. Для этих образований часто отмечается непосредственная связь с подводным вулканизмом.

В позднем протерозое появляется принципиально новый тип накоплений железа — оолитовые руды. До мезозоя оолитовые руды имеют преимуществен-

но гематитовый состав, а затем — гётит-гидрогётитовый либо шамозитовый с большей или меньшей примесью сидерита.

Образование оолитов в палеозое происходило на огромных площадях, по-видимому, в прибрежных частях крупных водоемов. В начале же мезозоя наблюдается определенная локализация железонакопления в лагунах, располагающихся поблизости от древних железорудных месторождений (например, Аятская лагуна туронского моря на севере Тургайского прогиба расположена вблизи каменноугольных месторождений Соколовско-Сарбайской группы). В последующем уже в олигоцене наблюдается формирование оолитовых, оолито-бобовых и бобовых руд железа уже непосредственно в эстуариях либо в руслах континентальных водотоков (месторождения Северного Приаралья и др.).

К девону следует относить появление первых месторождений железа, связанных с корами выветривания, но природно богатые руды с содержанием железа 60% и более, по-видимому, появились только в раннем карбоне, как элювий «чистых» магнетит (гематит)-кремнистых железистых кварцитов.

Латеритные железорудные месторождения на ультрабазитах достоверно возникли еще позже — только в середине мезозоя (в ранней юре) (Халилово на Южном Урале, Елизаветинское на Среднем Урале). Но максимального расцвета процессы латеритизации достигли позднее — в кайнозое, когда были сформированы богатейшие месторождения латеритных железных руд в современной тропической зоне Земли как на железистых кварцитах (месторождения Либерии, Габона в Западной Африке, Австралии, Бразилии, Венесуэлы и др.), так и на ультраосновных массивах (месторождение Калум в Гвинее, известные месторождения Кубы и Новой Каледонии).

На современном этапе развития Земли наблюдается появление еще одного промышленного типа железоносных формаций — гематит-магнетитовых россыпей, формирующихся вдоль морских и океанических побережий, сложенных магнетитсодержащими породами.

В заключение чрезвычайно важно отметить имеющую место на протяжении всей истории Земли общую тенденцию «выхода» железных руд из докембрийских океанов на прибрежные мелководья палеозойских морей, далее в мезозое — в лагуны, а затем в кайнозое непосредственно в континентальные долины и, наконец, на расчлененные водораздельные пространства, сложенные корами выветривания железосодержащих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бирюков В. С.* Общие закономерности размещения железорудных формаций и их оценка. — Изв. вузов, сер. Геол. и разв., 1978, № 4, 20 с.

2. *Михайлов Б. М., Клекль Л. В.* Гипергенез железистых кварцитов. — В кн.: Состав и генезис жел. кварцитов Сибири и Д. Востока. Новосибирск, 1977, с. 40—45.

3. *Михайлов Б. М.* Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли. — В кн.: Проблемы соврем. литол. Новосибирск, 1977, с. 179—184.

4. *Момджи Г. С.* ред. Геологические основы и оценка железорудных месторождений. М., Изд. ВИМС, 1977, 144 с.

5. *Сердюченко Д. П.* Древние некремнистые железорудные формации. — В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М., 1980, с. 255—270.

6. *Формации* железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977. 131 с.

7. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. — Труды ГИН АН СССР, вып. 250, 1973. 167 с.

Глава 15

ФОСФОРИТЫ

Фосфоритами называются осадочные породы с содержанием P_2O_5 не менее 5%, где фосфатные минералы представлены главным образом фосфатами кальция. В богатых фосфоритах фосфатное вещество цементирует фосфатные зерна. В относительно бедных фосфоритах фосфатное вещество цементирует зерна кварца, глауконита, алюмосиликатов, иногда пирита и других минералов, а также обломки пород, или слагает фосфатные раковины (оболюсов, лингул и т. п.) и их обломки. К богатым относятся прежде всего зернистые (или микрозернистые) фосфориты, которые состоят из фосфатных зерен и (или) оолитов размером преимущественно в доли миллиметра. Цемент таких фосфоритов фосфатный, фосфатно-карбонатный или фосфатно-кремнистый. Содержание P_2O_5 в этих фосфоритах составляет обычно 15—35%. К более бедным относятся прежде всего желваковые и ракушняковые фосфориты. В фосфоритовых желваках (конкрециях) содержание P_2O_5 достигает 15—25%, но в среднем в желваковых фосфоритах содержится 8—18% P_2O_5. Ракушняковые фосфориты отличаются также невысоким содержанием P_2O_5 (4—12%).

По внешнему виду фосфориты довольно разнообразны. Зернистые фосфориты иногда не легко отличить от других пород — кремнистых и карбонатных. Цвет фосфоритов в основном зависит от примесей, содержащихся в них: окисное железо придает фосфоритам буроватый оттенок, железо закисное (глауконит и некоторые другие минералы) — зеленоватый оттенок, органическое вещество — темный, почти черный или синевато-черный цвет и т. д.

Фосфориты являются одним из важнейших видов фосфатного сырья, применяемых для производства фосфора и его соединений, необходимых сельскому хозяйству и промышленности. Важнейшие промышленные месторождения фосфоритов по генезису и типам руд подразделяются на морские: зернистые (или микрозернистые), желваковые, ракушняковые и континентальные: коры выветривания и (или) карстовые [3]. Весьма важной характеристикой промышленных месторождений является также мощность фосфоритовых пластов и залежей, их протяженность и площадь распространения, что находит отражение в существующих классификациях фосфоритов. Приведенные в табл. 15-2 средние мощности пластов и залежей следует считать характерными для промышленных месторождений. Протяженность наиболее изученного в СССР и эксплуатирующегося бассейна Каратау в Казахстане составляет около 120 км [7]. Аналогичную протяженность имеет бассейн Ганнтур в Марокко, а площадь крупного фосфоритоносного бассейна Флориды в США составляет 5—10 тыс. км^2.

Вещественный состав фосфоритов. В зависимости от условий образования минералы, входящие в состав фосфоритов, могут быть подразделены на три группы [1]: 1) обломочные (терригенные), отвечающие по составу обломочной части осадка, в котором образовались фосфатные стяжения; это преимущественно кварц, глинистые минералы, полевые шпаты и другие силикаты, мелкие обломки пород и т. п.; 2) аутигенные, связанные с обстановкой, в которой шло образование фосфата — глауконит, иногда пирит, минералы кремнезема и карбонаты; 3) минералы, связанные с процессами последующих превращений фос-

форитов, уже сформированных в породу и подвергнутых более поздним изменениям в стадии катагенеза и метаморфизма (апатит за счет перекристаллизации фосфата, диопсид, тремолит, хлориты, тальк, флюорит и др.) и гипергенеза (бурые окислы железа, окислы марганца, гипс, иногда алюмофосфаты и др.). Присутствие всех перечисленных минералов (кроме фосфатных) ухудшает качество фосфоритов. В особенности это касается глинистых минералов, пирита, карбонатов и минералов кремнезема при их содержании в фосфоритах порядка 5% и выше.

Каждому из главных промышленных типов фосфоритов особенно свойственны определенные ассоциации минералов из приведенных трех генетических групп [5]. Так, для желваковых фосфоритов наиболее обычны обломочный кварц и глинистые минералы, аутигенный глауконит. В зависимости от содержания некоторых минералов (или их ассоциаций) выделяются даже промышленные подтипы желваковых фосфоритов: глауконит-глинистые, глинистые, песчанистые. Пирит, окислы железа и гипс в желваковых фосфоритах имеют обычно спорадическое или незначительное распространение. Ракушняковые фосфориты кроме обломочного кварца часто содержат карбонаты и окислы железа. В зернистых фосфоритах весьма значительной может быть примесь минералов кремнезема (аутигенный халцедон и др.), карбонатов, глинистого вещества, иногда органических веществ. Как показывают наблюдения в шахтах и других горных выработках, в залежах зернистых фосфоритов на глубине может несколько увеличиваться содержание пирита [7]. В зависимости от содержания этих примесей выделяются промышленные подтипы этих фосфоритов [3]: карбонатные, кремнистые, кремнисто-карбонатные, глинисто-карбонатные и высококачественные («мономинеральные»). Минералы третьей группы (метаморфические и гипергенные) в фанерозойских пластовых фосфоритах обычно сравнительно мало распространены, хотя в месторождениях докембрийского возраста (архей (?), протерозой) метаморфические минералы могут даже преобладать. В месторождениях коры выветривания гипергенные минералы явно преобладают [8]. Состав этих минералов весьма различен, но доминируют вторичные фосфаты кальция, алюминия, железа, каолинит, окислы железа [8]. За рубежом в Сенегале имеется довольно крупное месторождение Палло, где разрабатываются преимущественно алюмофосфаты с содержанием P_2O_5 28—29%. Кроме того, алюмофосфаты совместно с фосфатами кальция эксплуатируются в крупном фосфоритоносном бассейне Флориды на фосфорные удобрения и уран.

Материалы по распространению редких элементов в фосфоритах обобщены В. Н. Холодовым и Д. А. Минеевым [3]. По их данным, содержание урана в фосфоритах колеблется от 0,001 до 0,06%. Известно также, что в фосфоритах и фосфоритоносных породах довольно часто обнаруживается линейная связь между содержаниями урана и фосфора [4]. Эта связь может ослабляться в тех случаях, когда наряду с фосфатными минералами в породах присутствуют в значительном количестве глинистые минералы, органическое вещество или гидроокислы железа, являющиеся также концентраторами этого металла. В фосфоритах почти постоянно концентрируются редкоземельные элементы (в среднем 0,06—0,10%), реже стронций. Для многих фосфоритов доказано повышенное содержание V, Pb, Zn и Cu, а также Se. Эти элементы обычно присутствуют в фосфоритах в составе соответствующих сульфидов, в «рассеянном» состоянии и в составе пирита и окислов железа. Н. А. Григорьев [3] отмечает

повышенное (до 10 г/т) содержание бериллия во многих типах фосфоритов, а в некоторых фосфоритах из месторождений коры выветривания им указывается содержание этого элемента даже в количестве первых сотен граммов на тонну.

Текстуры и структуры фосфоритов. Изучение текстур и структур фосфоритов важно как для выявления их литогенетических типов и условий образования [6], так и для определения геолого-технологических типов фосфатных руд [12]. По текстурным признакам выделяются слоистые (слойчатые), линзовиднослоистые (линзовиднослойчатые), косослоистые (косослойчатые) и некоторые другие текстурные разности фосфоритов. Среди слоистых текстур наибольшим распространением пользуются параллельнослоистые, волнистослоистые и линзовиднослоистые текстуры. Учитывая мощность слойков, целесообразно также выделять тонкослоистые текстуры, с мощностью слойков от долей миллиметра до 1—3 см. Такие текстуры пользуются довольно широким распространением в Хубсугульском фосфоритоносном бассейне в Монголии [6], на Ухагольском и Харанурском месторождениях Восточного Саяна [6, 7]. Выделенные типы слоистости выражены: 1) чередованием прослоев фосфоритов различного состава и структуры (прежде всего с различной величиной зерен); 2) наличием прослоев, состоящих из посторонних (нефосфоритных) пород — кремней, карбонатных пород, аргиллитов и глин и др.; 3) прослоями, существенно обогащенными примесями — слюдистыми минералами, органическим веществом, лимонитом, гематитом, пиритом и другими минералами и их ассоциациями. Во многих месторождениях распространены также неясно- и неотчетливослоистые зернистые фосфориты, несколько измененные катагенетическими и метаморфическими процессами. Весьма близки к ним фосфориты с массивной текстурой (например, в бассейне Каратау в Казахстане).

Косая слойчатость в фосфоритах подробно изучалась в геосинклинальных зернистых фосфоритах Каратау и бассейна Джорджина [12]. Косослоистые текстуры довольно обычны в пластах и залежах высококачественных фосфоритов.

В настоящее время, обобщая исследования текстур фосфоритов зернистого типа, можно сделать следующие общие выводы: 1) косослоистые, неотчетливослоистые и массивные текстуры особо характерны для высококачественных и хорошего качества пластовых фосфоритов; 2) тонкослоистые текстуры более характерны для фосфоритов с относительно низким содержанием P_2O_5 (ниже 15—20%) и сравнительно плохо обогащающихся. Косая слойчатость любого типа, по мнению исследователей фосфоритов, указывает на сравнительно интенсивную гидродинамическую активность среды осадконакопления. Эти данные и соображения еще раз подтверждают высказывания Г. И. Бушинского [2] о большом значении процессов диагенеза и многократного переотложения фосфатных образований (зерен, оолитов, желваков и их обломков) для возникновения пластов качественных фосфоритов.

Структурные особенности фосфоритов обычно изучаются в шлифах, за исключением крупнообломочных разновидностей — гравелитовых, галечных и брекчиевых. К числу главных признаков, определяющих структуру фосфоритов, относятся: 1) форма, величина и строение зерен и оолитов фосфата или обломков фосфатных пород; 2) наличие фосфатных раковин и их обломков; 3) характер цемента, в том числе его состав и особенности строения; 4) присутствие в цементе породы, а также в фосфоритовых стяжениях обломков минералов и по-

род нефосфатного состава; 5) присутствие аутигенных, метаморфических и гипергенных минералов, при их содержании выше 5%; 6) характер взаимоотношений фосфатных и нефосфатных компонентов породы.

В желваковых фосфоритах фосфатные желваки обычно состоят из обломочных зерен кварца и аутигенных зерен глауконита, сцементированных базальным фосфатным цементом. По Г. И. Бушинскому [2], структура таких фосфоритов может быть определена как неравномернозернистая, с неравномерным или кучным распределением обломочных зерен. Кроме того, во многих желваках присутствуют более мелкие желвачки или их обломки, сцементированные радиальнолучистым фосфатом различных генераций [2], возникшим при диагенетической цементации осадка. В других случаях цемент смешанный: фосфатно-глинистый, фосфатно-карбонатный. Довольно ярким примером широкого развития цементационной структуры может служить «фосфоритовая плита», представляющая собой сцементированные фосфатами и другими минералами желваки фосфоритов и их обломки.

Структуры ракушняковых фосфоритов характеризуются присутствием фосфатных раковин и их обломков в различных количественных соотношениях, обломочных зерен кварца, редко глауконита. Цемент поровый и базальный, преимущественно карбонатный, реже крустификационный фосфатный и окисно-железистый. Зернистые фосфориты состоят из зерен фосфата и фосфатных оолитов в различных соотношениях. Цемент поровый фосфатный, базальный и поровый кремнистый и (или) карбонатный, реже глинисто-карбонатный. В случае базального кремнистого и карбонатного цемента фосфориты обычно худшего качества. Для процессов технического обогащения фосфоритов большое значение имеет также «взаимопрорастание» фосфатных, карбонатных и кремнистых компонентов пород, наблюдаемое в шлифах. В этом случае возникают своеобразные мозаичные структуры. «Взаимопрорастание» является результатом катагенетических и метаморфических процессов в фосфоритах. Это явление затрудняет механическое обогащение фосфатных руд.

В разностях пластовых фосфоритов, сложенных преимущественно фосфатными оолитами, форма и размеры последних могут быть различными. В редких случаях, например на очень крупном месторождении Бу-Краа в Западной Сахаре, фосфатные пизолиты местами достигают размера 100 мм в диаметре [9], но по всем имеющимся данным на большинстве месторождений пластовых фосфоритов преобладают оолиты менее 1 мм в диаметре. В центре оолитов могут присутствовать зерна кварца, тонкая смесь фосфата и халцедона, редко обломки оолитов.

Фосфориты коры выветривания отличаются широким развитием корковых (крустификационных) и брекчиевых структур [8]. Кроме того, встречаются каркасные («ящичные») и весьма разнообразные реликтовые структуры. Фосфориты из месторождений коры выветривания, кроме того, характеризуются широким развитием пор и каверн, образовавшихся в процессе растворения карбонатной части породы.

Фосфориты с крупнообломочными структурами — гравелитовой, конгломератовой, брекчиевой изучаются в общем аналогично другим псефитовым породам. Следует отметить, что брекчиевые структуры (седиментационные и, возможно, тектонические брекчии) в редких случаях преобладают в фосфоритах отдельных бассейнов, например, в Удско-Селемджинском бассейне Хабаровского края. В Каратауском бассейне Казахстана, Хубсугульском — в Монголии и

Таблица 15-1

Классификация промышленных типов фосфоритных месторождений, по [10]

Класс	Группа	Подгруппа	Тип	Фосфоритоносная формация	Примеры фосфоритоносных бассейнов или м-ний
Экзогенный	Осадочная	Геосинклинальная	Афанитовый	Кремнисто-карбонатная — эвгеосинклиналей	Алтае-Саянский
			Оолитово-микрозернистый	Кремнисто-карбонатная — миогеосинклиналей	Каратауский, «Фосфория», Хубсугульский
		Платформенная	Зернистый	Терригенно-карбонатная	Ближневосточный, Северо-Африканский, Средне-Азиатский, Восточно-Американский
			Ракушечный	Терригенно-глауконитовая	Прибалтийский
			Желваковый	Терригенно-глауконитовая	Вятско-Камский, Актюбинский, Подмосковный
			Галечниковый	Терригенная	Флорида
		Выветривания — остаточно-инфильтрационная	Остаточный	Коры выветривания	Мау-Кок — верхние горизонты
			Остаточно-инфильтрационный		Карстовые м-ния — Сейбинское, Белкинское, Ашинское, Флорида, Сенегал
			Инфильтрационный		М-ния «пещерных» и «островных» фосфоритов
Метаморфогенный			Метаморфизованный	Различные осадочные фосфоритоносные формации	Тешиктас, Чулактау, Мау—Кок
			Метаморфический		Слюдянское, Хайчжоу

в Восточном Саяне брекчиевые и конгломератовые фосфориты имеют явно подчиненное значение.

Вопросы классификации фосфоритов. Классификации фосфоритов, их месторождений и фосфоритоносных формаций имеются во многих работах, начиная с конца прошлого столетия. Недостатки и положительные стороны этих классификаций обсуждены в монографии Б. М. Гиммельфарба (1965 г.). Естественно, что во всех классификациях их авторами сделана попытка обобщить достижения фосфатной геологии и литологии. Б. М. Гиммельфарбом в 1965 г. опубликована детальная классификация фосфоритов, в которой, по словам ее

Таблица 15-2

Характеристика главнейших фосфоритоносных формаций и связанных с ними месторождений фосфоритов, по [11] с изменениями

Группа фосфоритоносных формаций	Преобладающий структурнотекстурный тип фосфоритов	Средняя мощность продуктивных пластов, м	Среднее содержание P_2O_5, %	Основные эпохи фосфатонакопления	Тектоническое положение	Примеры фосфоритоносных бассейнов и месторождений
Глауконит-терригенная	Желваковый, плитный, галечниковый	1—1,5	7—13	J—K	Склоны синеклиз. Палеозойские и более молодые платформы	Вятско-Камский бассейн, Актюбинский бассейн, Егорьевская и Курская группы месторождений СССР
Ракушняк-терригенная	Ракушняковый, детрито-ракушняковый, галечниковый	2—4	4—10	O	Древние платформы	Прибалтийский бассейн (месторождения Кингисеппское, Маарду, Азери и др.)
Пестроцветная песчано-алеврито-мергельная	Зернистый, оолитово-зернистый	5—8	10—12	K—N	Склоны краевых прогибов	Таджикская депрессия (Гулиобское, Риватское, Зиддинское и другие месторождения); Средиземноморский бассейн — Египет, Тунис, Алжир, Марокко
Кремнисто-доломитовая	Зернисто-оолитовая	6—9	19—25	Верхний протерозой. Кембрий	Склоны пригеосинклинальных прогибов	Бассейн Каратау, Ухагольская площадь (СССР); бассейн Джорджина (Австралия)
Вулканогенно-кремнисто-карбонатная	Вкрапленно-прожилковый, брекчиевидный, зернистый тонкослоистый	Резко изменчива (от 2 до 90)	6—12		Склоны внутригеосинклинальных прогибов	Удско-Селемджинский бассейн, Тамалыкское месторождение (СССР)
Коры выветривания и карста (по отложениям других групп фор-	Рыхлый, брекчиевидный, крустификационный галечно-гравий-	Изменчива	15—20	KZ	Различное	Ашинское, Сейбинское, Белкинское и др. месторождения СССР; бас. Флориды (США)

автора, «сделана попытка использовать положительные стороны всех прежних классификаций, а также данные о новых фосфоритных месторождениях». В основу классификации положены условия образования, формы залегания, структурно-петрографические признаки, минеральный (вещественный) состав нефосфатной части пород и особенности тектонического положения фосфоритов и их месторождений.

В более позднее время (1975 г.) Н. А. Красильникова и Ю. М. Шмелькова [10] опубликовали несколько более обобщенную, но учитывающую уже новые материалы по фосфоритам Сибири и других регионов классификацию, где в отдельной графе указаны фосфоритоносные формации (табл. 15-1). Положительным моментом данной классификации является также то, что по сравнению с классификацией Б. М. Гиммельфарба в нее не помещены некоторые явно непромышленные типы фосфоритов как, например, Эльдарские, Сев. Двины и пр. В 1978 г. В. Л. Либровичем и Л. М. Мызниковой [11] была составлена классификация фосфоритов, месторождений фосфоритов и фосфоритоносных формаций (табл. 15-2), по ряду моментов сходная с ранее рассмотренными, а также с классификацией Н. С. Шатского. В отличие от других, в этой классификации имеются графы, где отражено среднее содержание P_2O_5 и мощность фосфоритовых пластов и залежей. Эти данные являются важными при характеристике промышленных типов фосфоритов и фосфоритовых месторождений. Таким образом, все авторы приведенных классификаций фосфоритов старались отразить в них признаки промышленных типов фосфоритов и их месторождений, включая некоторые сведения об условиях образования, вещественном составе, литогенетических типах фосфоритов, фосфоритоносных формациях, геотектоническом положении фосфоритоносных бассейнов, характерных мощностях и средних содержаниях полезных компонентов в фосфоритах, т. е. те сведения, которые необходимы для общего представления о промышленных месторождениях фосфоритов. Главнейшими продуктивными формациями территории СССР и зарубежных стран являются: кремнисто-карбонатная, терригенно-кремнисто-карбонатная, глауконит-терригенная, ракушняк-терригенная и формация коры выветривания [5].

Общие вопросы происхождения фосфоритов в последнее время подробно обсуждены Г. И. Бушинским [2]. Он отмечает, что хемогенная гипотеза А. В. Казакова, устанавливающая связь образования фосфоритов с восходящими течениями, не объясняет ряд фактов, относящихся к палеогеографии фосфоритоносных бассейнов. Вулканогенно-осадочное происхождение геосинклинальных фосфоритов в соответствии со взглядами Н. С. Шатского также недостаточно подтверждается рядом новых исследований. Биохимическая гипотеза образования фосфоритов в иловых водах в процессе диагенеза, выдвинутая Г. И. Бушинским, более надежно аргументирована.

Как уже отмечалось, процессы диагенеза и переотложения играют важнейшую роль при образовании промышленных залежей фосфоритов, поэтому биохимическая гипотеза Г. И. Бушинского лучше других объясняет процессы возникновения фосфоритов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борзунов В. М., Гроховский Л. М.* Фосфориты.— В кн.: Поиски и разведка месторождений минерального сырья для химической промышленности. М., 1978, стр. 66—108.

2. *Бушинский Г. И.* Полезные ископаемые. Фосфориты. — В кн.: Литология в исследованиях ГИН АН СССР. М., 1980, стр. 243—251.
3. *Вещественный* состав фосфоритов. Новосибирск, 1979. 184 с.
4. *Гавшин В. М., Бобров В. А., Зоркина Л. С.* Количественные соотношения между ураном и фосфором в фосфоритоносных породах. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6, с. 118—126.
5. *Геология* месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. Ред. А. С. Зверев, А. С. Михайлов. М., Недра, 1980. 245 с.
6. *Гуревич Б. Г.* Литогенетические типы фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. — В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М., 1980, с. 65—81.
7. *Еганов Э. А., Советов Ю. К.* Каратау — модель региона фосфоритонакопления. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 427, Новосибирск, 1979. 190 с.
8. *Занин Ю. Н.* Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 195, 1975.
9. *Киперман Ю. А., Недогон А. В., Тимченко А. И.* Экономика фосфатного сырья зарубежных стран. М., 1975. 112 с.
10. *Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф.* Петрографические типы фосфоритов и промышленные месторождения. — Труды ГИГХС, вып. 31, 1975, с. 5—27.
11. *Либрович В. Л., Мызникова Л. М.* Фосфориты. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1978, с. 547—556.
12. *Литология* фосфоритоносных отложений. М., 1976. 183 с.

Глава 16

СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ

Соляные минералы и породы представляют самостоятельную довольно обширную группу природных осадочных образований гидрохимического происхождения. Они составляют основную часть галогенных пород, вмещающих кроме собственно соляных пород, отложения более ранних стадий аридного химического осадконакопления: сульфатные (гипсовые и ангидритовые) и смешанные карбонатно-сульфатные породы. Чисто карбонатные породы хемогенного происхождения к галогенным породам не относятся.

Соляные породы сложены легко растворимыми в воде соединениями, выпадающими из растворов виде солей — минералов, представленных хлоридами, сульфатами, иодатами и нитратами кальция, магния, натрия и калия. В галогенных породах иногда встречаются бораты, реже боросиликаты. Нитраты, бораты и иодаты нами не рассматриваются.

По времени образования месторождения минеральных солей разделяются на современные, образовавшиеся в одну из эпох четвертичного периода, и ископаемые, возникшие в прошлые геологические периоды (ранний кембрий — неоген). В прошлые геологические эпохи залежи минеральных солей образовывались в крупных континентальных озерах, морских лагунах и заливах, в краевых частях эпиконтинентальных морей и в бассейнах морского типа. В монографии Н. М. Страхова 1963 г. рассмотрены типы современных и древних солеродных водоемов, особенности режима, вещественного состава и генезиса континентальных и морских галогенных отложений. В современных условиях солеродные водоемы представлены преимущественно самосадочными соляными бассейнами (континентальными и морскими).

Поступательное развитие процесса кристаллизации солей и накопления их на дне водоема регулировалось в геологическом прошлом и регулируется сейчас рядом геологических и природных факторов, из которых следует отметить геоструктурную позицию солеродного водоема, характер его связи с питавшим морским или промежуточным бассейном, условия питания морской водой и континентальными водами, глубину солеродного водоема, климат и другие. Порядок кристаллизации солей из сложного соляного раствора — рапы определяется законами растворимости. Огромное значение при образовании твердых фаз — минералов, кристаллизовавшихся из морской воды или растворов, соответствовавших ей по составу, имели процессы прямой и обратной метаморфизации раствора. Прямая метаморфизация вызывала значительное понижение в рапе содержания сульфатного иона (SO_4''), что в конечном счете обусловливало образование бессульфатных месторождений калийных солей, полностью лишенных минералов, содержащих в своем составе сульфаты калия и магния. Обратная метаморфизация рапы, наоборот, вызывала повышение в рапе содержания сульфатного иона и способствовала более широкой кристаллизации сульфатов калия и магния.

Размеры солеродных водоемов геологического прошлого колебались от немногих квадратных километров до тысяч и сотен тысяч квадратных километров [3]. Мощности отложившихся солей и соленосных осадков измеряются от метров до первых тысяч метров. Размеры современных солеродных водоемов и мощности отложившихся в них солей выражаются несравненно меньшими цифрами.

В обобщающей монографии Н. М. Страхова 1963 г. были рассмотрены типы соляных водоемов и особенности их режима, а также вещественный состав, генезис и распространение континентальных и морских галогенных отложений.

Вопрос о глубинах солеродных бассейнов окончательно еще не решен. Многие исследователи (А. А. Иванов, М. Л. Воронова и др.) рассматривают солеродные бассейны как мелководные образования от начала и до конца накопления в них осадков. По их представлениям, мощности соляных отложений свидетельствуют не о глубине бассейна, а о степени прогибания его дна в процессе седиментогенеза.

Распространено мнение (А. Л. Яншин и др.), что мощное соленакопление происходило в прошлом в водоемах своеобразного морского типа, не имеющих современных аналогов, с глубинами порядка сотен метров. Такая точка зрения основывается главным образом на предполагаемой относительно большой скорости накопления солей по сравнению с небольшой скоростью тектонического опускания. Эта точка зрения разделяется не всеми исследователями, хотя и не исключено, что глубина некоторых ископаемых солеродных бассейнов могла быть значительной (сотни метров), особенно на первых этапах их заполнения.

В последние годы появились публикации, в которых солеобразование связывается с эндогенными процессами. В работах А. А. Иванова, М. П. Фивега [10, 11, 12] приведен критический разбор представлений о роли активного воздействия вулканизма на образование соляных пород, что исключает возможность принимать их во внимание при разработке современной теории галогенеза.

Среди рассматриваемых соляных пород по химическому и минеральному составу выделяются два основных типа: бессульфатный и сульфатный. Поро-

ды бессульфатного (хлоридного) типа имеют более простой химический и минеральный состав. Калийные и калийно-магниевые минералы представлены сильвином, карналлитом, бишофитом и редко тахгидритом; из них наибольшим распространением пользуется сильвин. Он установлен в подавляющем большинстве (80% общего количества) соляных месторождений и более чем в 65% случаев является породообразующим минералом. Карналлит занимает второе место по распространенности и тоже является породообразующим минералом. Он встречается в 65% общего числа соляных месторождений. Бишофит встречается значительно реже, обычно в виде небольших скоплений, и только совсем недавно выявлены мощные залежи бишофитной породы в Волгоградском Поволжье [8].

Минеральный и химический состав соляных пород сульфатного типа более сложный: основную роль играют сульфатные минералы калия и магния (полигалит, каинит, лангбейнит, кизерит и др.). Часто с ними ассоциируются сильвин и карналлит.

А. А. Иванов [6]* все известные в настоящее время месторождения и проявления калийных солей подразделяет на три типа: бессульфатные (хлоридные), сульфатные и комплексные (хлориды и сульфаты). Главная масса соляных пород относится к хлоридному типу.

Из всех известных соляных минералов лишь небольшая часть принадлежит к числу породообразующих. К ним относятся: галит, сильвин, карналлит, бишофит, каинит, лангбейнит, полигалит, кизерит, глауберит, тенардит, мирабилит, астраханит. Некоторые соляные минералы имеют весьма ограниченное распространение.

Впервые номенклатуру соляных пород предложили Ф. Эрдман и Ф. Ринне, изучавшие залежи месторождений соляных пород. Ф. Ринне предложил включить в название соляной породы все входящие в ее состав минералы, перечисляя их в порядке возрастающего содержания, но количественных критериев для наименования соляных пород не ввел.

Вопросами номенклатуры и классификации соляных пород занимались: Е. Э. Разумовская, П. П. Преображенский, В. Н. Дубинина, В. А. Вахрамеева, М. П. Фивег, А. А. Иванов, Я. Я. Яржемский, С. М. Кореневский, В. И. Щербина, Э. В. Седун, Д. М. Ерошина, С. В. Ходькова, Т. М. Жаркова [5]. Однако единой классификации и номенклатуры для соляных пород до сих пор не выработано. Наиболее широким распространением пользуются схемы классификации и номенклатуры, составленные А. А. Ивановым и Е. Э. Разумовской. Специалисты, занимающиеся изучением соляных пород Старобинского месторождения, пользуются схемой, предложенной В. Н. Щербиной. А. А. Иванов разработал классификацию, предназначенную для подсчета и утверждения запасов калийных руд Предкарпатья. Основные типы калийных руд выделялись по признаку наличия в них калийных минералов в количествах, достаточных для отнесения пород к категории руд. Эта классификация имеет прикладное значение. Е. Э. Разумовская в одной из своих последних работ (1962 г.) предложила схему классификации и номенклатуры соляных пород по признакам аналогичных схем, составленных для других осадочных пород, но с учетом

* С. М. Кореневский [7] все известные в настоящее время калиеносные формации, месторождения и проявления калийных солей подразделил на три типа: хлористый, сульфато-хлоридный и сульфатный. Позднее А. А. Иванов [6] сульфато-хлоридный тип назвал комплексным. — *Прим. ред.*

Порода	Месторождение	Содержание	
		KCl	$MgCl_2$
Сильвинит красный	Верхнекамское	19,7—42,9	0,2—0,4
Сильвинит пестрый	То же	20,8—38,7	0,1—1,2
Сильвинит	Верхнепечорское	15,3—23,2	0,1—0,8
Сильвинит	Старобинское	13,8—51,8	0,1—1,7
Сильвинит	Гаурдакское	13,0—43,6	Сл.—1,7
Сильвинит	Карлюкское	18,3—42,8	0,3—2,2
Сильвинит	Эльзасское	30,0	0,3
Сильвинит	Йоркширское	40,3	0,5
Сильвинит	Предкарпатские	19,6—36,0	0—0,9
Сильвинит	Цехштейновый бассейн	27,6	1,8
Твердая соль (кизеритовый сильвинит)	Цехштейновый бассейн	20,5	2,3
Твердая соль (кизеритовый сильвинит)	Калушско-Голынское	12,3—20,0	0—2,4
Карналлитовая порода	Верхнекамское	13,4—20,6	14,5—19,0
Карналлитовая порода	Верхнепечорское	11,4—21,4	14,9—27,1
Карналлитовая порода	Карлюкское	12,0—21,2	11,3—23,1
Карналлитовая порода	Предкарпатские	10,5—13,8	5,1—13,9
Карналлитовая порода	Цехштейновый бассейн	15,5	21,5
Карналлитовая порода	Клодавское	12,7	16,0
Карналлитовая порода	Цайдамское	3,6—19,5	7,2—30,2
Каинитовая порода	Предкарпатские	10,2—21,4	—
Каинитовая порода	Цехштейновый бассейн	20,5	—
Каинито-лангбейнитовая порода	Предкарпатские	9,0—16,6	0—2,0
Лангбейнитовая порода	Предкарпатские	0,8—4,8	—
Лангбейнитовая порода	Цехштейновый бассейн	—	—
Полигалито-галитовая порода	Каировка	—	—

специфических особенностей и свойств соляных пород. Составленная ею схема представляет теоретический интерес. Аналогичный принцип положен в основу классификации галогенных пород, составленной А. Рихтером. Я. Я. Яржемский разработал схему классификации и номенклатуры соляных пород, в которой отразил специфику их практического использования, отделив промышленный тип пород от непромышленного. Предложенная им классификация для решения теоретических вопросов недостаточна. Вопросами разработки классификации и номенклатуры соляных пород Предкарпатских месторождений занималась С. В. Ходькова. Она в основу классификации и номенклатуры соляных пород положила генетический признак. Породы подразделены ею на группы по степени преобразования постседиментационными процессами. Более подробно деление пород в пределах групп произведено по вещественному составу с перечислением всех компонентов, входящих в состав пород. Выделенные группы в совокупности составляют генетический ряд пород, отражающий историю формирования и разрушения сульфатных калийных пород, а также закономерность и направленность послеседиментационного их разрушения. Структурно-генетическая классификация каменной соли приводится в работе Т. М. Жарковой [4]. Она имеет лишь теоретическое значение.

Таблица 16-1

состав калийных солей

солей, %					
NaCl	K_2SO_4	$MgSO_4$	$CaSO_4$	H_2O	Нерастворимый остаток
51,6—77,2	—	—	1,3—2,5	0,2—0,4	1,1—4,6
54,5—76,7	—	—	0,9—2,3	0,1—1,4	0,9—6,3
44,2—71,5	—	—	4,3—5,7	0,1—0,9	5,3—27,3
25,0—65,8	—	—	0,2—10,6	0,1—1,9	0,5—30,5
48,5—76,8	—	—	0,2—1,6	0,1—1,9	0,8—16,5
44,2—72,4	—	—	0,8—2,3	0,7—2,5	4,0—13,4
58,0	—	—	3,0	1,0	7,7
49,5	—	—	4,0	0,5	8,8
24,7—42,7	0—4,4	2,5—20,4	3,6—11,4	1,6—4,2	10,6—22,5
56,7		3,4	2,8	4,5	3,2
46,3	—	20,8	1,8	5,7	2,6
22,4—48,1	0—0,7	20,8—26,0	1,6—3,7	3,2—7,2	4,7—13,8
33,0—53,6	—	—	0,8—1,6	16,4—21,5	1,3—4,5
17,6—64,5	—	—	0,6—4,3	16,8—30,6	0,8—16,7
28,1—61,5	—	—	0,4—1,2	13,0—26,2	1,3—5,2
33,8—41,2	—	0—1,0	2,4—7,1	8,1—17,8	11,9—34,9
22,4	—	12,1	1,9	26,1	0,5
40,0	—	10,3	0,5	18,1	0,6
13,3—76,3	—	0—0,2	0,3—2,0	10,0—36,6	0,1—0,8
18,2—44,8	1,8—7,4	20,0—39,2	1,7—2,5	9,7—13,7	2,8—5,6
24,0	—	36,4	1,7	16,5	0,8
30,4—36,8	7,2—9,6	21,8—29,5	2,2—3,1	4,9—7,4	5,4—12,8
32,2—38,8	19,4—24,4	29,0—34,0	1,0—2,0	1,2—3,6	4,3—6,4
40,4	11,8	43,4	—	4,2	0,8
53,0—86,9	3,4—10,5	2,3—11,2	5,2—22,5	0,8—3,0	0,2—13,0

В предлагаемой главе название соляной породы, как правило, определяется названием породообразующего минерала с добавлением слова «порода». В многокомпонентных породах учитывается количественное содержание минералов, названия которых располагаются в порядке увеличения их процентного содержания. Исключением является название породы, сложенной галитом — каменная соль и название породы, сложенной галитом и сильвинитом — сильвинит. Эти два термина прочно вошли в научный и практический обиход.

В названии пород Предкарпатской группы месторождений мы использовали номенклатуру, предложенную С. В. Ходьковой.

Химический и минеральный состав калийных солей различных месторождений приведен в табл. 16-1.

В основу выделения типов структур соляных пород положены размер и форма зерен соляных минералов, их взаимное расположение, а также наличие минералово-примесей и микровключений [1]. Поскольку величина зерен соляных пород резко отличается от величины зерен других осадочных пород (в сторону увеличения), в классификации структур этих пород изменены пределы размерности. Из предложенных классификаций наиболее рациональной мы считаем классификацию, принятую В. Н. Щербиной, тем более что она вошла в прак-

тику петрографического изучения соляных пород большинства месторождений. В этой классификации выделяются: микрозернистая структура (величина зерен менее 1 мм), мелкозернистая структура (размер зерен от 1 до 3 мм), среднезернистая структура (размер зерен от 3 до 5 мм), крупнозернистая структура (размер зерен от 5 до 10 мм) и гигантозернистая структура (размер зерен свыше 10 мм).

Структурно-текстурные особенности соляных пород обусловлены этапами формирования соляных отложений и отражают стадийность преобразования соляных пород. В период сингенеза формировались первичные текстуры и структуры, а в процессе диагенеза, катагенеза и гипергенеза возникали вторичные текстуры и структуры, пользующиеся широким распространением. Следует отметить, что некоторые, большей частью мономинеральные соляные породы, имеющие одинаковую структуру и текстуру, иногда отлнчаются друг от друга внутренним строением отдельных зерен и кристаллов, что может указывать на различный характер преобразования пород и даже их генезис. Поэтому наряду с описанием структур пород приводятся характерные и часто встречающиеся структуры отдельных кристаллов и зерен.

Наиболее распространенными из первичных текстур в соляных породах являются массивная и слоистая. Слоистость отражает годичные и сезонные изменения в процессе отложения соляных осадков. Эта текстура очень отчетливо проявляется среди каменной соли и сильвинита. Разновидности слоистой текстуры выделяются по мощности слоев и их конфигурации. Вторичные текстуры возникают после отложения соляных залежей в результате процессов диагенеза, катагенеза и гипергенеза, а также благодаря влиянию тектонических факторов, и особенно отчетливо проявляются среди соляных пород сложного состава. К вторичным текстурам относятся полосчатая брекчиевидная, будинажа, каркасная, пятнистая, линзовидная, петельчатая, трещинная.

Седиментационные (первичные) структуры это кристаллическизернистые структуры с различной величиной зерен (исключая гигантозернистые разности) и нередко с отчетливо выраженным зональным строением отдельных зерен. К первичным структурам можно отнести: волокнистую структуру, характерную для солей, выполняющих трещины в соляных и несоляных породах, а также идиометрические и ксеноморфнозернистые структуры, свойственные чаще всего двукомпонентным породам, особенно сильвиниту.

Постседиментационные (вторичные) структуры возникают в стадии диагенеза и катагенеза. Они встречаются в чистом виде при полной перекристаллизации породы и при частичном наложении вторичных структур на первичные. Среди соляных пород вторичные структуры имеют широкое распространение. К ним относятся все крупно- и гигантозернистые разности, порфировидная, ориентированная, радиальнолучистая, радиальнопучковатая, а также разновидности структур замещения и высаливания.

Характеризуя внутреннее строение отдельных зерен, следует обращать внимание на зональность. Обычно по зонам роста (по плоскостям роста и ребрам куба) располагаются капли жидкости (рапы) с пузырьками газа, газовые пузырьки, глинистое вещество и микровключения ангидрита и карбонатов (доломита и магнезита). Зерна с пойкилитовым строением характеризуются неориентированным расположением микровключений. Образование зерен карналлита с двойниковым строением (полосчатым и решетчатым) обусловлено перекристаллизацией под давлением.

Для соляных пород обычна примесь нерастворимых в воде минералов. В большинстве случаев воднонерастворимая часть соляных пород относится к глинисто-алевритовой фракции; песчаная фракция имеет подчиненное значение. Минералы алевритовой и песчаной фракции преимущественно аутигенные. Терригенные минералы, как правило, встречаются в значительно меньшем количестве. Насыщенность терригенным материалом характерна для соляных пород, отложившихся в узких вытянутых бассейнах, в которых рапа периодически разбавлялась водами, поступавшими с окружающей сушн. Комплекс аутигенных минералов воднонерастворимых осадков для большинства соляных пород хлоридного типа почти постоянный. Количество их меняется в довольно широких пределах (от долей процента до 20—30%). Наибольшим распространением пользуются сульфаты (преимущественно ангидрит и реже гипс) и карбонаты, в основном доломит, редко кальцит, а в калиеносных породах — магнезит. Часто встречается аутигенный кварц в виде хорошо ограненных кристалликов. Кроме аутигенного кварца, в алевритовой и песчаной фракциях нерастворимого остатка встречаются окатанные и полуокатанные зерна обломочного кварца, полевых шпатов (нередко выветрелых), листочки слюды и хлорита. Минералы тяжелой фракции присутствуют в очень незначительных количествах: это гранат, циркон, турмалин, эпидот и др. Часто в нерастворимом в воде остатке преобладает глинистая фракция. Данные иммерсионных, термических, рентгенометрических и других видов исследований показали, что глинистое вещество в основной массе представлено гидрослюдой и гидрохлоритами (магнезиальными и железистыми). Из сульфидов в нерастворимых остатках соляных пород отмечен пирит. Следует отметить, что в нерастворимом остатке соляных пород многих соляных месторождений встречаются борные минералы, пригурочениые к различным комплексам соляных пород. Установлена генетическая связь характера борной минерализации с химико-минералогическим составом вмещающих соляных пород: бораты встречаются преимущественно среди сульфатных (гипсовых и ангидритовых) или обогащенных сульфатами соляных пород. В нерастворимых остатках соляных пород некоторых соляных месторождений (Сибирь, Припятская и Днепрово-Донецкая впадины) обнаружены кусочки эффузивных пород преимущественно основного состава.

Петрографическими исследованиями установлено, что состав аутигенных воднонерастворимых минералов в соляных породах в значительной мере зависит от условий процесса седиментации. При поступательном развитии солеродного бассейна происходит смена минеральных видов карбонатов в сторону более магнезиальных, а также повышается содержание новообразованных силикатных и алюмосиликатных минералов в калиеносных породах. Состав обломочных минералов соответственно обусловлен составом пород суши, окружавшей бассейн. Участие эолового материала в нерастворимых остатках соляных пород весьма вероятно. В ряде случаев оно могло быть значительным.

Красная окраска всех минералов соляных пород вызвана наличием в них микровключений гематита, гётита, лепидокрокита, а также коллоидальных окислов железа. Ниже приводим краткую характеристику наиболее распространенных соляных пород.

Каменная соль является самой распространенной соляной породой. Содержание NaCl в наиболее чистых ее разновидностях достигает 99% и более. Постоянную примесь составляют ангидрит, карбонаты, глинистое вещество и обломочный материал. Цвет каменной соли обычно обусловлен составом при-

меси и лишь синие пятна в зернах галита вызваны изменением структуры кристалла. Каменная соль чаще всего серая (разных оттенков), белая и водянопрозрачная (в перекристаллизованных участках при отсутствии примеси). Окрашенные в красный цвет разности каменной соли свойственны, главным образом калийным месторождениям и значительно реже встречаются в месторождениях каменной соли (Иркутский амфитеатр, Коми АССР).

Для каменной соли характерны как первичные, так и вторичные текстурные и структурные признаки. Первичная текстура в большинстве случаев либо слоистая, либо массивная. Для основной части месторождений характерна слоистая текстура, обусловленная перемежаемость слоев различной структуры, окраски, послойным распределением примесей и наличием слоев и прослоев несоляных пород. Характерным и наиболее существенным элементом ее является так называемый «годовой слой»*.

По В. А. Вахрамеевой, годовой слой в каменной соли представляет совокупность сезонных прослоев. В составе его выделено четыре прослоя: 1) каменная соль средне- и крупнозернистая, кубического или шестоватого облика зональной структуры. Мощность 0,5—4 см. Это донное образование (ранняя весна, весна, начало лета); 2) ангидрито-глинистый прослой. Он большей частью разорван или приподнят на разную высоту растущими снизу кристаллами галита. Мощность 0,5—5 мм (весенние отложения); 3) каменная соль белая средне- или крупнозернистая с остатками скелетно-зональной структуры, мощность 1—7 мм (летние отложения); 4) каменная соль тонко- или мелкозернистая, иногда среднезернистая, по простиранию переходящая в гигантокристаллическую. Прослои тонкозернистого строения имеют структуру галита высаливания, мелкозернистого — высаливания — обрастания, а среднезернистого — высаливания — интенсивного обрастания. Мощность прослоя 0,5—7 см.

Слои осенней садки от слоев летней садки практически не отличаются, четкие прослои их отсутствуют. Годовой слой каменной соли, состоящий из 4-х сезонных прослоев, является результатом наиболее полной садки галита. Часто наблюдаются годовые слои с неполным набором сезонных прослоев.

Разновидность каменной соли, названная каменной солью высаливания, впервые выделена В. А. Вахрамеевой в 1964 г. и позднее изучалась А. Л. Протопоповым (1972 г.). Это отложения тонко- или мелкозернистого галита, образовавшегося в результате высаливания при смешении концентрированных морских вод или паводковых вод, содержащих хлористый натрий с основной рапой бассейна. Среди прослоев сильвинита и карналлитовой породы каменная соль высаливания отмечена в виде линз и прослоев, выдержанных по мощности и простиранию, либо в виде неправильной формы скоплений. В этих породах галит высаливания образовался в результате смешения хлор-натриевых рассолов с рапой солеродного бассейна, насыщенного по калию.

Слоистость каменной соли нередко нарушена: слои наклонены, изогнуты в складки, а иногда разорваны. Интенсивность складкообразования проявляется различно: чем меньше мощность слоев каменной соли, тем более интенсивно они смяты.

Первичные структуры каменной соли пользуются широким распространением.

* Н. М. Страховым, С. М. Кореневским и др., а также в Геологическом словаре применяется термин «годичный слой». — *Прим. ред.*

Длительное время господствовало мнение, что скелетно-зональная структура солевых (галитовых, сильвинитовых и др.) зерен является бесспорным признаком седиментационного происхождения — кристаллизацией их непосредственно из рапы солеродного бассейна. Работами В. А. Вахрамеевой [2] и С. В. Ходьковой доказано, что зонально расположенные микровключения растворов и газов присутствуют в соляных кристаллах, возникших на разных стадиях литогенеза.

При перекристаллизации зональное строение. как правило, исчезает. Возникают зернистые и кристаллические структуры с различной величиной зерен (кристаллов). Преобладает разнозернистая структура. Каменной соли свойственны все указанные выше разновидности вторичных структур соляных пород.

Каменная соль в основной массе имеет седиментационное происхождение. Она осаждалась из морской воды, испарявшейся в замкнутых или полузамкнутых морских солеродных бассейнах, имевших затрудненное сообщение с открытым морем при непрерывном погружении дна, компенсируемых мощностью образовавшихся осадков. Согласно этому представлению солеобразование в таких бассейнах происходило в зоне аридного или полуаридиого климата, в условиях которого интенсивное испарение способствовало постепенному осолонению бассейнов.

Сильвинит — наиболее распространенная калийная соляная порода главным образом в месторождениях хлоридного и сульфатно-хлоридного типов. Состав сильвинита неодинаковый.

Выделяются разновидности сильвинитов по характеру окраски (красные и пестрые), текстурным признакам (полосчатые) и минеральному составу примеси (ангидритовые, полигалитовые, кизеритовые). Наибольшим распространением пользуются две разновидности: красные и пестрые сильвиниты.

Красные сильвиниты характеризуются интенсивной красной и кирпично-красной окраской преимущественно сильвиновых прослоев и отчетливо выраженной слоистостью. Мощности годовых слоев сильвинитов и каменной соли обычно близки и равняются 3—4 см. Примесь ангидрита, карбонатов и глинистого материала часто обособлена в тонкие (1—2 мм) прослои. Текстура красных сильвинитов слоистая (равномерно и неравномерно) и обусловлена, как и для каменной соли, перемежаемостью годовых слоев. Впервые годовые соли красных и полосчатых сильвинитов изучила В. А. Вахрамеева [2].

С. В. Ходькова помимо седиментационных и раннедиагенетических (донных), выделяет в системе годового слоя слоистые элементы, возникшие на стадиях позднего диагенеза и катагенеза.

Структура красных сильвинитов разнозернистая с преобладанием мелко- и среднезернистой. Зональное строение зерен сильвина наблюдается нечасто. Красным сильвинитам свойственна ориентированная структура. Для Верхнекамского месторождения характерна разновидность полосчатого сильвинита (пласт А), характеризующаяся тонкой слоистостью и яркой окраской прослоев.

Пестрые сильвиниты отличаются пестротой окраски и отсутствием четко выраженной слоистости. Текстура породы массивная и пятнистая. Структура разнозернистая преимущественно средне- и крупнозернистая (блочная). Зерна сильвина обычно молочно-белые с буро-красными оторочками; зерна галита серые, просвечивающиеся и прозрачные часто с синими пятнами. Галит и сильвин в породе присутствуют в равных или близких количественных соотношениях. Постоянную примесь составляют карбонаты (доломит и магнезит), ангидрит,

глинистое вещество и алевритовый материал. В сильвинитах, встречающихся в месторождениях сульфатного типа, примесь составляют полигалит, кизерит, каинит и другие сульфаты. Следует отметить, что сильвинитам свойственны постседиментационные (вторичные) структуры, обусловленные процессами растворения, замещения и перекристаллизации. Наблюдаются структуры частичного, а иногда и полного замещения сильвина галитом с сохранением красящего вещества сильвина в зернах галита.

В месторождениях сульфатного типа отмечаются разновидности красных и пестрых сильвинитов, но с менее отчетливо выраженными признаками, их характеризующими.

Е. Э. Разумовская, а затем А. А. Иванов на основании геологических наблюдений пришли к выводу о первичности красных и полосчатых сильвинитов Верхнекамского месторождения. Наряду с первичным сильвином встречается и вторичный, образующийся в результате воздействия на карналлитовую породу растворов, не насыщенных хлористым магнием. В некоторых месторождениях имеются значительные скопления вторичного, гипергенного сильвина, так называемая «сильвинитовая шляпа». К «сильвинитовой шляпе» относится и верхний сильвинит Верхнекамского месторождения.

На генезис пестрых сильвинитов высказаны различные взгляды. А. Е. Ходьков, М. Г. Валяшко, А. А. Иванов считают, что пестрые сильвиниты образовались метасоматическим путем при воздействии на карналлитовые осадки ненасыщенных хлористым магнием рассолов системы $NaCl—KCl—MgCl_2—H_2O$. Однако относительно природы воздействующих рассолов и времени метасоматического преобразования и поныне мнения расходятся. А. Е. Ходьков образование пестрых сильвинитов связывает с разгрузкой постседиментационных рассолов на стадиях диагенеза — катагенеза. М. Г. Валяшко и А. А. Иванов считают, что метасоматоз протекал в бассейновую стадию под воздействием поверхностной рапы на донные осадки и, следовательно, относят образование пестрых сильвинитов к раннему диагенезу.

Карналлитовая порода в месторождениях хлоридного и сульфатно-хлоридного типов по степени распространения среди калийных пород занимает второе место после сильвинита. Из общего числа месторождений и проявлений калийных солей в 60% случаев карналлит является породообразующим минералом. Мономинеральные разности карналлитовой породы встречаются редко. Обычно она сложена карналлитом и галитом в различных количественных соотношениях. Нередко в состав породы в качестве породообразующего минерала входит сильвин. В зависимости от количества сильвина и карналлита различаются смешанные сильвин-карналлитовые и карналлит-сильвиновые породы. В месторождениях сульфатного типа в состав пород в качестве породообразующих минералов входят каинит, кизерит и другие сульфатные минералы. Они учитываются в названии породы.

Примесь в карналлитовой породе составляют ангидрит, карбонаты (часто магнезит и анкерит), глинистое вещество, иногда с тем или иным количеством алевритового материала. Глинистое вещество обычно обособлено в тонкие ветвящиеся извилистые прожилки или неправильной формы включения. Мощность прожилков 1—5 мм, а размер включений до 1 см.

Цвет карналлитовой породы чаще всего красный различных оттенков, от темно- и сургучно-красного до оранжево-желтого и светло-желтого, иногда с зеленоватым или лиловатым оттенком; встречаются бесцветные прозрачные зер-

на карналлита. Окраска обусловлена многочисленными включениями окисных и гидроокисных соединений железа; обычно она неравномерная. Нередко в шлифах отчетливо видны таблички гематита и иглы гётита, распределенные либо беспорядочно, либо ориентированные в виде нескольких систем параллельных полос. пересекающихся друг с другом.

Для карналлита характерно двойниковое строение зерен. Отмечено три типа двойников: полосчатые, решетчатые и неправильной формы. Форма карналлитовых зерен чаще всего неправильная, реже округлая или вытянутая. Размеры их меняются в широких пределах: от долей миллиметра до первых единиц сантиметров. Следов зонального строения пока не обнаружено. В породе отмечаются лишь зональные зерна галита высаливания.

Текстура карналлитовой породы массивная, слоистая, пятнистая и часто брекчиевидная. Наблюдается петельчатая микроструктура. Структура обычно разнозернистая, иногда порфировидная и ориентированная. Кроме того, карналлитовой породе свойственны различные структуры замещения.

Петрографические исследования карналлитовых пород из различных месторождений свидетельствуют о седиментационном происхождении основной массы породы.

Карналлитовым породам не свойственна четкая годовая слоистость, но при детальном изучении их В. А. Вахрамеева [2] определила последовательность залегания сезонных прослоев в полном годовом слое.

М. А. Жарков и Т. М. Жаркова [9] за элементарную стратиграфическую единицу разреза калиеносного пласта предложили брать не годовой слой, а набор соляных пород, т. е. «наиболее мелкое породное сочетание, которое можно выделить в осадочной толще, состоящее из закономерно повторяющихся отдельных типов». Аналогичной точки зрения придерживается В. И. Копнин [9].

Образование карналлитовой породы происходило в стадию весьма значительной концентрации рапы бассейна в заключительные этапы испарительного соленакопления. Колебания гидрохимического и температурного режимов определяли преимущественное образование то карналлита, то сильвина. Следует отметить повышенное содержание глинистого материала среди слоев карналлитовой породы, вызванное, по-видимому, периодическим поступлением в бассейн слабосоленых континентальных вод, вносивших глинистый материал и частично растворявших верхнюю часть карналлитового осадка. В дальнейшем по мере повышения концентрации рассолов, в результате испарения и частичного растворения донных осадков, глинистый материал быстро коагулировал и осаждался, покрывая донные соляные отложения и предохраняя карналлит от полного растворения. Такая схема осадконакопления при образовании карналлитовых пластов со значительной примесью глинистого материала предложена Ю. И. Лупиновичем при изучении карналлитсодержащих пород западной части Припятской впадины.

Бишофитовая порода имеет ограниченное распространение. Она образует прослои, линзы и гнезда среди соляных пород в некоторых месторождениях калийных солей сульфатно-хлоридного типа. В соленосных отложениях, распространенных на территории Волгоградского Поволжья и в некоторых соляных куполах Прикаспийской впадины, обнаружены крупные залежи почти мономинеральной бишофитовой породы, содержащей 95—98% бишофита. Бишофит встречается в парагенезисе с карналлитом, кизеритом, галитом, силь-

вином, полигалитом и ангидритом. В бишофитовой породе карналлит нередко является породообразующим минералом. Цвет породы обусловлен количеством и составом примеси. Мономинеральная бишофитовая порода, не содержащая примеси, бесцветная водяно-прозрачная.

Текстура породы массивная, реже пятнистая и слоистая. Структура породы разнозернистая — обычно средне- и крупнозернистая. Форма зерен неправильная и лишь в отдельных случаях наблюдались идиоморфные зерна бишофита с хорошо развитыми гранями по (001). В некоторых зернах в шлифах отмечены полисинтетические двойники, образованные в результате давления. Детальные исследования бишофитовых и бишофитсодержащих пород Приволжской моноклинали выполнены Т. М. Жарковой [9].

Во всех изученных месторождениях бишофитовая порода определена как седиментационное образование, возникшее в последнюю (эвтоническую) стадию кристаллизации рапы солеродного бассейна. Об этом свидетельствуют послойное залегание бишофитовой породы, значительная мощность слоев (до 35—40 м) и постепенные переходы в подстилающие и перекрывающие породы. Отдельные небольшие скопления и гнезда бишофита среди карналлитовой породы образовались при разложении последней в период диагенетических и катагенетических изменений пород соляной толщи.

Лангбейнитовая порода не мономинеральна, в ее состав кроме лангбейнита входит галит. В зависимости от преобладания одного или другого минерала выделяются галит-лангбейнитовая или лангбейнит-галитовая разности. Обычную примесь составляют: полигалит, сильвин и глинистое вещество. Цвет породы фиолетово-серый, розово-серый и желтовато-розовый обусловлен составом примеси. Светло-фиолетовая окраска обусловлена присутствием маргаица, входящего в решетку лангбейнитовых кристаллов в виде изоморфной примеси. Серые тона вызваны распыленной примесью преимущественно глинистого материала. Текстура лангбейнитовой породы чаще брекчиевидная или слоисто-брекчиевидная. Структура стекловидная, разнозернистая, порфировидная и идиоморфнозернистая.

Относительно условий образования лангбейнитовых пород существуют различные мнения. В. В. Лобанова на основании петрографических исследований относит их к первичным отложениям. Такого же мнения придерживается Я. Я. Яржемский. М. Г. Валяшко считает, что лангбейнит образуется в озерную стадию жизни бассейна и является диагенетическим минералом, возникшим за счет ранее отложенных минералов (сильвина, эпсомита, тетра- и гексагидрата). Аналогичного мнения придерживается С. В. Ходькова, детально изучавшая литологию и петрографию галогенных пород Предкарпатья.

В группе лангбейнит-каинитовых пород главными породообразующими минералами являются лангбейнит, каинит, галит, а также кизерит, полигалит и сильвин. Характерно более высокое (по сравнению с лангбейнитовой породой) содержание примеси глинистого вещества. Цвет неоднородный, обычно это красновато-желтые с серым оттенком породы. Текстура брекчиевидно-слоистая и брекчиевидная. Неотчетливая слоистость обусловлена перемежаемостью вторичных соляных прослоев слоеподобных тел с нарушенными первичными соляными прослоями, прослоями соляной глины и алевролита. Структура породы разнозернистая, преимущественно мелко- и среднезернистая.

Каинитовая порода состоит из каинита, галита и алевролито-глинистого материала. Встречается примесь карналлита, полигалита и ангидрита.

Лангбейнит не отмечается. Цвет породы желтовато-серый, иногда с красным оттенком, вызванным присутствием окислов железа в виде тонких пленок, покрывающих зерна и поверхности зернистых агрегатов. Если галит, входящий в состав породы, частично окрашен в синий цвет, то порода приобретает голубоватый оттенок. Текстура породы неяснослоистая, брекчиевидно-слоистая или брекчиевидная. Структура разнозернистая с преобладанием мелкозернистой, иногда ориентированная и радиальнолучистая.

Существуют различные взгляды на образование каинитовой породы. М. С. Коробцова, С. М. Кореневский [7], В. В. Лобанова и Я. Я. Яржемский относят ее к первичноседиментационному образованию. М. Г. Валяшко, признавая наличие первичной каинитовой породы, полагает, что основная масса ее образована в процессе диагенеза из ранее отложившихся сильвина и гексагидрита. С. В. Ходькова относит каинитовые породы Предкарпатских месторождений к постседиментационным (вторичным) образованиям, возникшим в процессе преобразования соляных минералов.

Полигалитовая порода пользуется довольно широким распространением. Среди соляных отложений сульфатного типа встречаются вкрапления, желваки, линзы, слоеподобные прослои и слои мощностью от долей миллиметра до нескольких десятков метров, сложенные мономинеральной полигалитовой породой. Цвет ее от светло-серого и желтовато-серого до буро-розового и кирпично-красного. Примесь обычно составляют ангидрит, галит, часто сильвин и карбонатно-глинистый материал, нередко ожелезненный. Текстура породы массивная, слоистая, неяснослоистая, каркасная, пятнистая. Структура микро- и тонкозернистая (обычно разнозернистая); встречаются участки со спутанно-волокнистым и радиальнолучистым строением, возникшие при перекристаллизации. Для зерен и кристалликов полигалита характерно двойниковое строение. В некоторых полиминеральных соляных породах полигалит играет роль породообразующего минерала: это полигалит-галитовая, полигалит-галит-ангидритовая породы и полигалитовый сильвинит.

По данным А. А. Иванова, В. В. Герасимовой, М. Г. Валяшко, С. М. Кореневского, М. Л. Вороновой и многих других значительные скопления полигалитовой породы образовались в результате кристаллизации из рапы бассейна, содержавшей калий и магний, при поступлении в нее относительно разбавленных сульфатно-кальциевых вод. Данные многочисленных петрографических исследований показали, что в полиминеральных соляных породах полигалит, образующий желваки, линзы и слоеподобные тела, является постседиментационным образованием, возникшим за счет сильвина, каинита, лангбейнита, глазерита и ангидрита. Таким образом, постседиментационная полигалитизация сульфатных калийных пород имеет широкое развитие.

Кизеритовая порода не имеет широкого распространения. Она образует гнезда, скопления неправильной формы и прослои среди соляных пород сульфатного типа. В цехштейновых месторождениях ГДР и ФРГ кизерит в качестве породообразующего минерала в ассоциации с галитом и сильвином образует так называемую твердую соль (хартзальц). Мономинеральная кизеритовая порода светло-серая с желтоватым и зеленоватым оттенком. Текстура ее массивная, реже пятнистая и неяснослоистая. Структура микрозернистая. Зернистые агрегаты, заключенные в массу галита или сильвина, представляют сростки различных по величине и форме зерен кизерита. Иногда скопления сложенные кизеритом имеют оолитоподобную или радиальнолучистую струк-

В кизеритовой породе в качестве примеси присутствуют галит, карналлит, полигалит, ангидрит и карбонатно-глинистое вещество. При значительном содержании в породе галита и карналлита выделяются кизерит-галитовая, галит-кизеритовая и галит-карналлит-кизеритовая разновидности пород, для которых характерны неоднородная окраска, пятнистая и брекчиевидная текстура и разнозернистая структура.

Для Предкарпатских месторождений характерен парагенезис кизерита с лангбейнитом. Различные количественные соотношения кизерита и лангбейнита С. В. Ходькова объясняет различной интенсивностью процесса кизеритизации, который обычно начинается с периферических частей отдельных лангбейнитовых кристаллов и обломков лангбейнитовых слоев, постепенно развиваясь, захватывает более глубоко расположенные зоны, а иногда лангбейнитовые слои полностью замещаются кизеритом.

М. Г. Валяшко полагает, что кизерит образуется в солеродных бассейнах морского происхождения в стадию раннего диагенеза и является продуктом обезвоживания гексагидрита. Кизеритовая порода, образующая самостоятельные прослои, возможно является первичным седиментационным образованием. С. В. Ходькова считает, что процесс кизеритизации лангбейнита протекал в уже сформировавшейся слоистой породе под воздействием маточных рассолов. На это указывает кавернозная и каркасная текстура лангбейнит-кизеритовых слоев.

Глауберитовая порода не мономинеральна — она содержит примесь карбонатно-глинистого вещества, ангидрита, галита, гипса и иногда алевритового материала. Текстура породы массивная и слоистая. Структура разнозернистая тонко-, мелко- и среднезернистая часто радиальнолучистая и радиальнопучковидная. В зернах и кристаллах глауберита иногда наблюдается зональное строение и двойники (простые и полисинтетические). Глауберит встречается в парагенезисе с галитом, тенардитом, мирабилитом, астраханитом, гипсом, ангидритом, гергейитом, полигалитом и сильвином.

Условия залегания и минералого-петрографические особенности глауберитовой породы позволили В. Н. Щербине, изучавшему глауберитовые породы, высказать предположение о непосредственной кристаллизации глауберита из рапы солеродного бассейна. По его мнению, условием, необходимым для образования значительных количеств глауберита как продукта непосредственной кристаллизации из растворов, является постоянное и непрерывное поступление в сульфатно-натриевые (или сульфатно-хлоридно-натриевые) растворы такого количества растворенного сульфата кальция, которое создавало бы и поддерживало его концентрацию на уровне, необходимом для образования глауберита. По заключению М. С. Коробцовой, глауберит в Предкарпатских месторождениях образуется благодаря воздействию растворов, насыщенных хлористым натрием, на полигалит-ангидритовую породу (скопления и гнезда), что свидетельствует о его вторичности.

Тенардитовая, мирабилитовая и астраханитовая породы в ископаемых месторождениях встречены лишь в нескольких пунктах земного шара, главным образом среди континентальных отложений и очень редко среди морских. Обычно они имеют локальное распространение и наблюдаются в виде крупных гнезд, включений и линзовидных прослоев.

Тенардитовая порода, изученная нами в неогеновых отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня, характеризуется массивной текстурой и разнозернистой структурой с преобладанием средне- и крупнозернистых разностей.

Цвет породы светло-желтый, желтый и желтовато-серый. На поверхности обычен белый порошковатый налет безводного сульфата натрия.

Вопрос об условиях образования тенардитовой породы окончательно не решен. В. Н. Щербина, приводя ряд убедительных доказательств, основанных главным образом на петрографических исследованиях, указывает на первичность этой породы. Однако преимущественно крупнокристаллическая структура породы, отсутствие зональности в кристаллах тенардина и галита, а также отсутствие четко выраженной слоистости свидетельствуют о том, что тенардитовая порода является продуктом диагенетической дегидратации мирабилита.

Мирабилитовая порода встречается главным образом в современных самосадочных озерах. В ископаемых месторождениях мирабилит находится вместе с галитом, тенардитом и астраханитом; в качестве гипергенного минерала он присутствует в верхних горизонтах залежей сульфатных, калийных солей, измененных в результате процессов гипергенеза.

Мономинеральная мирабилитовая порода бесцветная ледяно-прозрачная, иногда розоватая и мутная. Текстура массивная, пятнистая и нечеткослоистая. Структура разнозернистая, в основном средне- и крупнозернистая. Обычно порода слабо сцементирована и легко рассыпается на отдельные зерна. Глинистое вещество образует примесь, располагаясь в промежутках между зернами мирабилита и загрязняя породу, а также группируется в тонкие прослои. На Тянь-Шанских месторождениях мирабилит в качестве породообразующего минерала входит в состав пород зоны поверхностного выветривания глауберитовой породы. В глинисто-гипс-мирабилитовой породе мирабилит либо является цементирующей массой, либо образует линзы, выклинивающиеся прослойки и прожилки в секущих трещинах. В соленосных отложениях Предкарпатья залежи мирабилита встречаются в зоне «соляной шляпы». Здесь они являются продуктом разложения шенита и лангбейнит-каинитовых пород. В Нордвикском соляном куполе мирабилит встречается среди покровного гипса и образуется в результате взаимодействия сульфатно-кальциевых и хлоридно-натриевых рассолов на контакте ангидрит-гипсовых пород с каменной солью. По всей вероятности, основная масса мирабилита в ископаемых соляных месторождениях имеет вторичное происхождение.

Астраханитовая порода в ископаемых месторождениях встречается реже чем тенардитовая и мирабилитовая. Астраханит так же, как тенардит и мирабилит, является минералом преимущественно современных соляных озерных отложений, где образует слои, чередующиеся со слоями галита. На территории СССР ископаемая астраханитовая порода известна в Прикопетдагском районе (месторождение Узун-су), в Приаральском районе, в соленосных отложениях Кетменьтюбинской впадины (Тянь-Шань) и в зоне выветривания в Предкарпатских месторождениях.

Астраханитовая порода бесцветная, водяно-прозрачная, иногда с голубоватым оттенком. Текстура массивная. Структура разнозернистая от мелко- до крупнозернистой. Астраханитовая порода имеет вторичное происхождение: она образуется в результате воздействия магнезиальных сульфатных растворов на натрийсодержащие соли.

Кроме перечисленных выше, редко встречаются и не имеют существенного практического значения сульфатные породы — леонитовая, шенитовая, глазеритовая, эпсомитовая и немногие другие.

Среди галогенных отложений широко распространены самородная сера, целестин, барит, флюорит. По последним данным (1981 г.), в ФРГ в толще галогенных пород встречен пласт карбонатно-флюоритовой породы мощностью до 8—12 м, что может иметь большое практическое значение. Большое значение имеют встречающиеся в соляных породах соединения бора, брома, рубидия [2, 7].

В соляных породах, наряду с желвачными боратами, изредка встречаются прослои, сложенные почти мономинеральным борацитом, преображенскитом, ашаритом, сульфоборитом. В результате выветривания над бороносными участками соляных пород формируются бороносные кепроки.

При изучении соляных пород следует помнить о гигроскопичности многих соляных минералов. Керн и образцы соляных пород, содержащие гигроскопичные минералы, необходимо оберегать от влияния влажного воздуха (парафинировать в процессе отбора и хранить в сухом помещении).

Макроскопически минеральный состав некоторых соляных пород крупнозернистого строения можно определять с помощью протравливания пришлифованных поверхностей штуфов насыщенным раствором одного из минеральных компонентов породы. Меняя растворители, можно выяснить состав породы.

При микроскопическом изучении соляных пород основным методом является иммерсионный. Иммерсионному исследованию подвергаются все типы соляных пород, а также не растворимые в воде и в 5% соляной кислоте остатки. Следует отметить, что иммерсионный метод является основным методом изучения соляных минералов, разлагающихся при шлифовании. Практические указания по иммерсионному изучению соляных пород приводятся в работе Я. Я. Яржемского.

В. А. Вахрамеева разработала быстрый и удобный способ определения отдельных соляных минералов под поляризационным микроскопом в капле воды.

Для количественного фазового анализа соляных пород можно применять иммерсионный геометро-химический метод, предложенный Н. К. Чудиновым.

Изучению в шлифах подвергаются почти все соляные породы. При изготовлении шлифов из соляных пород воду всегда заменяют керосином. Шлифы из соляных пород, содержащих минералы с кристаллизационной водой, которую они легко теряют, а также из рыхлых соляных пород следует изготовлять холодным способом.

Многим соляным породам свойственны крупнозернистые структуры, поэтому для их изучения обычно изготовляются шлифы площадью от 15 см^2 и более. Толщина таких шлифов доходит до 0,1 мм. Это необходимо учитывать при определении оптически анизотропных минералов.

Обязательным методом изучения соляных пород является полный химический анализ образцов типовых пород, а также редких и наиболее интересных минералов. Химический анализ в сочетании с массовыми минералого-петрографическими исследованиями позволяет установить состав пород. Методы химических анализов приводятся в руководстве: «Методы анализа рассолов и солей» (1965 г.). Приемы опробования соляных залежей и керна скважин показаны в работе А. А. Иванова (1953 г.).

Наибольшее распространение имеют месторождения поваренной соли (каменной и самосадочной) как в шкале геологического времени, так и в прост-

ранстве. Залежи каменной соли установлены в отложениях почти всех геологических систем, начиная от нижнего кембрия и кончая четвертичным временем. Предполагается, что соленакопление имело место и в докембрии, но сохранились лишь слабые следы его. Лишены соленосности, по-видимому, полностью, отложения ордовика. Залежи каменной соли распространены на всех континентах, исключая Антарктиду, причем наибольшее количество соли накопилось в бассейнах Евразии (более 80% от общих запасов ее в фанерозое). По ориентировочным подсчетам, геологические запасы поваренной соли в месторождениях на всей суше Земли достигают $12 \div 14 \cdot 10^{15}$ т [9].

Месторождения калийных и калийно-магниевых солей распространены широко, но уступают в этом каменной соли. В шкале геологического времени они известны, так же как и месторождения каменной соли, во всех системах, кроме ордовикской. Наиболее широко распространены и имеют наибольшие запасы месторождения калийных солей пермского возраста. Особенно благоприятными эпохами для формирования мощных и распространившихся на большие площади залежей калийных солей были, кроме пермской, позднедевонская и позднеюрская. Месторождения калийных солей распространены на всех континентах Земли, кроме Австралии и Антарктиды. Общие геологические запасы калийных и калийно-магниевых солей по ориентировочному подсчету составляют более $1100 \cdot 10^9$ т, причем более 81% из них представлены хлористыми солями. По отношению к общим геологическим запасам каменной соли запасы калийных солей составляют всего 0,01%.

Как каменная (поваренная) соль, так и калийные и калийно-магниевые соли представляют полезные ископаемые, имеющие большое народно-хозяйственное и промышленное значение. Наибольшее количество (до 65%) поваренной соли используется в быту и пищевой промышленности. Для различных технических целей расходуется 30—35% добывающейся поваренной соли. Насчитывается более 1500 производств, в которых используется соль и продукты ее переработки. Соль служит исходным сырьем для получения всех соединений, в которые входят натрий или хлор.

Основным потребителем калийных солей является сельское хозяйство, где калий, наряду с фосфором и азотом, применяется для удобрения почвы. Для этой цели расходуется свыше 95% мировой добычи калийных солей. Остальное количество калийных солей потребляется химической промышленностью, выпускающей несколько десятков продуктов, в которых основной составной частью является калий.

С промышленной переработкой калийно-магниевых солей (в основном карналлитового сырья) связано производство металлического магния, находящего себе широкое применение во всех изделиях, в которых требуется сочетать большую прочность с низким удельным весом (авиационная и автомобильная промышленности и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* структур и текстур галогенных пород СССР/Я. Я. Яржемский, А. Л. Протопопов, В. В. Лобанова и др. Л., Недра, 1974. 231 с.
2. *Бром* в соляных отложениях и рассолах. М., Изд-во МГУ, 1976.75 с .
3. *Жарков М. А.* Палеозойские соленосные формации мира. М., Недра, 1974. 392 с.
4. *Жаркова Т. М.* Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976. 301 с.

5. *Жаркова Т. М.* Классификация и номенклатура пород кембрийских и девонских соленосных формаций Евразии. — Сб.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, Наука, 1976, с. 20—31.
6. *Иванов А. А.* Сульфатные и бессульфатные природные калийные соли. — Советская геология, 1975, № 8, с. 75—84.
7. *Кореневский С. М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., Недра, 1973. 300 с.
8. *Казанцев О. Д., Ермаков В. А., Гребенников В. А.* К открытию залежей бишофита на территории Нижнего Поволжья — Советская геология, 1974, № 7, с. 124—132.
9. *Особенности* строения залежей бишофита и калийных солей. — Труды ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 439. 1980.
10. *Соленосные* формации и практическое значение их изучения. Новосибирск, СО АН СССР, 1979.
11. *Фивег М. П.* Палеогеографические проблемы соленакопления и формирования палеозойских пород. — В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 25—33.
12. *Фивег М. П.* Некоторые замечания по поводу «новых идей» о галогенезе. — В кн.: Литология и геохимия соленосных толщ. Киев, Наукова думка, 1980, с. 5—13.

Глава 17

АНГИДРИТ И ГИПС

Ангидрит и гипс входят в группу галогенных пород и сходны между собой по генезису, химическому составу и условиям залегания. Наименование пород, сложенных сульфатами кальция, определяется преобладающим в каждой из них минералом (ангидритом или гипсом). Нередко их называют, в отличие от одноименных минералов, ангидритовой породой и гипсовой породой. Излишними синонимами последних являются: гипсолит (гипсит), ангидритолит и сульфатолит. Встречаются сульфатные породы смешанного ангидрит-гипсового (преобладает гипс) или гипс-ангидритового (преобладает ангидрит) состава. Известны также породы, сложенные ангидритом и галитом. Широко развиты отложения сульфатно-карбонатного состава (ангидрит-доломиты и т. п.), а также глинистые их разности, вплоть до мергелей (например, ангидрит-доломитовый мергель). В Средней Азии и Закавказье рыхлые породы, состоящие из гипса, глины и песка, называются гажа.

Гипс и ангидрит имеют белую, светло-серую окраску, нередко желтоватую или зеленоватую до черной или красной, в зависимости от присутствия в их массе рассеянной примеси карбонатов, глинистого, органического вещества или же окислов железа. Ангидрит в чистых разностях характеризуется часто голубоватым цветом.

Излом гипсов и ангидритов неровный до занозистого. Отдельность в пластовых отложениях глыбовая, неправильно плитчатая, желвакообразная, остроугольная, причем форма отдельности часто связана с характером слоистости и трещиноватости.

Ангидрит и гипс особенно широко распространены среди соленосных толщ различного возраста, с которыми связаны наиболее значительные по протяженности и мощности (иногда достигающей десятков и даже первых сотен метров) почти мономинеральные их слои и пачки. При этом ангидрит обычно подстилает и покрывает пласты соляных пород, образует многочисленные прослои, че-

редующиеся с каменной и калийно-магниевыми солями, а также линзообразные залежи, желваки и неправильной формы тела. Наблюдается нередко ориентировка этих тел вдоль слоистости. Гипс встречается главным образом в отложениях, покрывающих соляные залежи, где образует «гипсовые шляпы» и слагает прослои, гнезда и вкрапленники гипса в карбонатных и глинистых породах.

Следует отметить, что ангидрит (и гипс) более тесно связаны с хлоридными солями натрия, калия и магния, а среди соляных толщ хлоридно-сульфатного состава (например, Предкарпатского прогиба) встречаются в меньшем количестве.

В галогенных толщах с ангидритом и гипсом в качестве сопутствующих парагенетических образований встречаются целестин, бораты, реже магнезит, барит, кремнистое вещество, пирит (марказит), иногда флюорит.

Текстуры и структуры ангидритов, гипсов и смешанных гипс-ангидритовых, ангидрит-гипсовых и карбонатно-сульфатных пород детально охарактеризованы многими исследователями. Наиболее подробно они описаны К. Н. Андриановской, Я. К. Писарчик и Т. М. Жарковой.

Как текстуры, так и структуры перечисленных пород могут быть первичными и вторичными.

К первичным текстурам относятся массивная и многочисленные разновидности слоистой, различающиеся соотношением мощности чередующихся слойкой, их составом или структурой, а также конфигурацией поверхностей наслоения (параллельно-слоистые, волокнисто-слоистые, линзовидно-слоистые, линзовидно-пятнистые и т. п.).

Вторичные текстуры возникают после образования отложений, т. е. в процессе диагенеза и последующих стадий литогенеза (включая гипергенез), в результате перекристаллизации, под влиянием тектонических факторов, выщелачивания или гидратации и т. п.

Структуры ангидрита и гипса весьма многообразны и различаются формой и величиной зерен и их взаимным расположением. Общепринятой классификации структур ангидритов и гипсов по размеру зерен нет. Даже у одного и того же исследователя в работах разных лет фигурируют несколько отличающиеся классификации, например у Я. Я. Яржемского. Существенно, что во всех предложенных классификациях градация зерен гипсов и ангидритов по размерности значительно отличается от таковой для соляных пород и близка к классификации карбонатных отложений. Т. М. Жаркова [1] приводит следующее подразделение структур ангидритов и гипсов, сходное с классификацией Я. Я. Яржемского: микрозернистые (размер зерен 0,005—0,02 мм); тонкозернистые (0,02—0,05 мм); мелкозернистые (0,05—0,1 мм); среднезернистые (0,1—0,25 мм); крупнозернистые (0,25—0,5 мм); грубозернистые (0,5—1,0 мм); очень грубозернистые (более 1 мм).

К первичным структурам ангидрита и гипса обычно относятся микро- и тонкозернистые их разности, часто разнозернистые, иногда с участками мелкозернистого строения. Среди гипсовых образований наблюдаются также крупно- и грубозернистые разности. По форме зерен ангидрита и гипса наиболее распространены волокнистые.

К вторичным структурам относятся различные кристаллобластовые, метасоматические, катакластические, кристаллопластические. Кристаллобластовые структуры, возникающие при перекристаллизации, различаются по крупности

зерен, а также по их форме и расположению (равнозернистые, мозаичные, пластинчатые, таблитчатые, чешуйчатые, брусковидные, волокнистые, шестоватые, радиальнолучистые, пучковидные, порфировидные, пойкилобластовые и т. п.). Весьма разнообразны также метасоматические структуры, возникающие при гидратации ангидрита или дегидратации гипса. Более подробная характеристика и иллюстрация этих и других структур ангидрита и гипса дана в работах К. Н. Андриановской, Я. К. Писарчик, Т. М. Жарковой и др.

Ангидрит и гипс являются породами в подавляющем большинстве случаев хемогенного происхождения, образовавшимися в результате садки сульфатов кальция в бассейне повышенной солености при аридном теплом или жарком климате в прибрежно-морских (лагунных) условиях: в полуотшнурованных частях морских бассейнов, в бухтах, лиманах, в зоне развития себкх (т. е. в зоне прибрежных низин). Отложение сульфатов кальция происходит и в континентальных бассейнах: бессточных засоленных озерах, сорах и т. п. Во всех этих случаях испарение воды должно превышать поступление в данный водоем (или его часть) более пресных морских вод и вод, приносимых с континента и поступающих в виде атмосферных осадков.

Считается, что осаждение сульфатов кальция начинается при повышении солености вод до 15—27‰. На более ранней стадии выпадают карбонаты (доломит, кальцит), а в случае продолжающегося выпаривания и повышения концентрации солей в бассейне начинается садка галита.

При седиментации гипса или же ангидрита весьма важными моментами являются температурный режим и солевой состав растворов в зоне осадконакопления. Первоначально, в соответствии с исследованиями Вантгоффа, считалось, что при выпаривании водного раствора сернокислого кальция при температуре до 63 °С отлагается только гипс, что заставило считать его повсюду первичным минералом, впоследствии перешедшим в ангидрит. Но наличие хлоридов натрия и магния снижает температуру начала отложения ангидрита. Более поздние исследования и термодинамические расчеты показали, что в случае присутствия указанных компонентов в насыщенной по NaCl морской воде нижний температурный предел выпадения ангидрита значительно снижается и может достигать 14 °С. Такие условия, как известно, часто наблюдаются в природе. Более подробно обзор литературных данных по условиям осаждения ангидрита и гипса приведен в работах Я. К. Писарчик и Т. М. Жарковой.

Первичное отложение ангидрита (а не гипса), в частности, в большинстве бассейнов прошлого вполне подтверждается петрографическими данными, например. в кембрийских отложениях Сибирской платформы и в целом ряде других древних галогенных толщ.

Некоторые исследователи считают, что при осадконакоплении, в том числе в солеродных водоемах прошлого, отложение сульфатов кальция происходило первоначально только по линии гипсообразования. Эту точку зрения отстаивает, в частности, Т. М. Жаркова [1] для кембрийской галогенной формации Сибирской платформы. Образование ангидрита в ней она связывает с катагенетическим замещением первичного гипса. Этот вывод обосновывается ею практически только формой зерен (кристаллов) ангидрита «явно унаследованной от гипса» [1, с. 118]. Однако если учесть, что гипс и ангидрит, хотя и имеют разную сингонию, но характеризуются в породах чрезвычайно сходными, практически одинаковыми очертаниями кристаллов, наблюдаемыми в шлифах,

где преобладают призматические, таблитчатые и волокнистые формы, то это обоснование представляется недостаточным.

Вместе с тем многие ученые, занимавшиеся детальным исследованием сульфатных пород под микроскопом, пришли к выводу о преобладающем отложении первичного ангидрита среди древних отложений. Это вполне согласуется со следующим обстоятельством. Как известно, переход гипса в ангидрит сопровождается весьма значительным (более чем на треть) уменьшением объема. Существенно, что признаки какого-либо, тем более значительного, изменения объема ангидрита, в частности в кембрийской галогенной формации, отсутствуют. Ангидрит в прослоях и скоплениях имеет обычно первичную микрозернистую структуру или содержит ее реликты. Важно, что какие-либо признаки изменения объема (т. е. дегидратации) отсутствуют и в широко распространенных в данной толще вкрапленниках призматических монокристаллов раннедиагенетического ангидрита, находящихся в доломите, что противоречит их образованию по гипсу.

В то же время именно наличие явных признаков значительного сокращения объема при замещении кристаллов гипса ангидритом в псевдоморфозах последнего по гипсу было установлено М. Л. Вороновой в среднемиоценовых соленосных отложениях Приереванского бассейна. Именно такое сокращение объема заставило ее прийти к выводу об образовании здесь ангидрита по кристаллам гипса. Одновременно М. Л. Воронова, детально изучившая, в том числе петрографически, подавляющее большинство галогенных формаций Советского Союза, вполне справедливо подчеркивает, что «в ископаемых соленосных толщах факт образования ангидрита за счет дегидратации гипса отмечается впервые».

Нужно сказать, что в шестидесятых годах при исследовании современных солевых осадков Сарыкамышских озер в Средней Азии в сухом озере Топиаташкуль И. В. Рубановым и др. был обнаружен не только гипс, но также и ангидрит. Эти исследователи полагают, что в отдельных участках озера возможны скопления ангидрита, делающие его породообразующим минералом. Ангидрит обнаружен и в некоторых других современных отложениях, например в озерах Эльтон и Индер [2] и в Кара-Богаз-Голе.

Таким образом, изучение современных осадков указывает на первичное отложение в них как гипса, так нередко и ангидрита, а в древних отложениях петрографическими исследованиями устанавливается преобладающе первичное образование ангидрита.

Схема генетической классификации экзогенных отложений ангидрита и гипса и их характеристика даны Я. К. Писарчик.

Следует подчеркнуть, что обломочные образования сульфатов кальция (гипсовые пески, песчаники, гравелиты) встречаются очень редко. Они имеют обычно незначительную протяженность (доли, единично первые десятки км) и небольшую мощность (дециметры, редко до 9—10 м). Форма таких тел преимущественно линзовидная. В обломочной гипсовой массе здесь содержится различное количество терригенного песчано-глинистого материала. У нас в СССР гипсовые гравелиты наблюдались автором на склоне Гаурдакского поднятия в Средней Азии.

Скопления ангидрита и гипса, обычно небольшие, могут возникнуть в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах в связи с гидротермальными процессами (Курильские о-ва, СССР).

Весьма широко распространены ангидрит-гипсовые и гипсовые шляпы, образующиеся в приповерхностных частях Земли путем перехода ангидрита в гипс, а также в верхних частях соляно-купольных структур в результате растворения поверхностными и подземными водами каменной и калийных солей и накопления остаточных менее растворимых сульфатов кальция (кепроки соляно-купольных структур США, Мексики, ГДР, ФРГ, Урало-Эмбенского района).

Процесс образования гипсовых шляп (кепроков) обусловлен тем, что ангидрит неустойчив в верхних частях земной коры и начиная с низов зоны гипергенеза гидратируется, переходя в гипс (при нормальной температуре и давлении). Этот процесс должен быть связан с уже отмечавшимся значительным изменением объема (его увеличением почти на 65%). Однако признаки такого увеличения объема (например, заметное возрастание мощности слоев и прослоев, образование в них раздувов, гофрировки или плойчатости, катакластических структур и текстур и т. п.) в гипсе и во вмещающих породах наблюдаются редко. Это может быть связано с частичным удалением сульфата кальция (путем растворения) в процессе гидратации ангидрита. О несомненном растворении, начинающемся уже в нижних частях зоны гипергенеза и нарастающем вверх по гидрогеологическому разрезу, свидетельствует и солевой состав подземных вод в данной зоне (сульфатно-хлоридные, а затем сульфатные, за счет растворения именно сульфатов кальция) [3]. В случае пересыщения растворов сульфатом кальция в зоне гипергенеза здесь происходит выпадение новообразований гипса, преимущественно в виде волокнистой его разности — селенита, часто образующего многочисленные прожилки по наслоению пород и секущие.

Глубина распространения процесса гидратации ангидрита весьма непостоянна и зависит от целого ряда факторов, из которых основными являются тектоническое строение и нарушенность сульфатоносной толщи, мощность (и давление) покрывающих ее отложений, характер рельефа местности и интенсивность его денудации, отчасти климат и др. Эта глубина колеблется от приповерхностных слоев до 850 м, а иногда и более.

В зоне перехода ангидрита в гипс обычно распространены смешанного состава сульфатные породы (гипс-ангидриты и ангидрит-гипсы). С данной зоной, а также с зоной развития только гипсов связана нарастающая вверх по разрезу десульфатизация пород и их карбонатизация главным образом метасоматическая (вначале доломитизация, а затем интенсивная кальцитизация) вплоть до образования в приповерхностных отложениях чисто карбонатных пород — карбонатного кепрока [3].

Если в зоне гипергенеза наблюдается гидратация ангидрита до гипса, их десульфатизация и карбонатизация, то при погружении сульфатоносной (галогенной) толщи имеют место обратные процессы. В стадию позднего диагенеза и при катагенезе в галогенных толщах происходит дальнейшая собирательная кристаллизация, нередко весьма интенсивная, протекающая уже в твердом состоянии, при участии подземных вод. При этом обычно укрупняются кристаллические индивиды (возникают вторичные кристаллобластовые структуры) и гипс переходит в ангидрит. Характеристика особенностей ангидрита, возникшего в результате дегидратации гипса, дана М. Гольдманом. Он называет такой ангидрит регенерированным и отмечает, что образование его происходит на больших глубинах.

Существенно, что на таких глубинах имеет место и процесс ангидритизации отложений в результате метасоматического замещения карбонатов (известняка и доломита). Признаки такого метасоматического частичного замещения были отмечены многими исследователями в сульфатно-карбонатных толщах разных регионов и возрастов. В частности, они зафиксированы в кембрийских отложениях Восточной Сибири, в верхнеюрской толще Гаурдак-Кугитангского района в Средней Азии и на прилегающих к нему площадях, в палеозое Русской платформы и в других районах.

Нужно отметить, что Л. М. Бирина на основании своих наблюдений пришла к выводу об образовании ангидрита вулканогенно-метасоматическим (по известнякам) путем. Однако эта активно отстаиваемая данным исследователем точка зрения не нашла распространения.

Ангидрит и гипс имеют среди осадочных пород, по сравнению с песчано-глинистыми и даже карбонатными, незначительное распространение. Вместе с тем пласты и пачки ангидрита (гипса) известны почти во всех галогенных формациях различных геологических возрастов, начиная с кембрия и до третичных включительно. Максимальное отложение сульфатов кальция имело место в перми, кембрии, юре и в третичном периоде. В породах этого возраста ангидрит (гипс) имеет мощность пластов, измеряющуюся десятками или даже первыми сотнями метров. Минимально ангидрит и гипс развиты в карбоне и мелу.

Специфические особенности минералого-петрографического изучения ангидрита и гипса охарактеризованы Я. К. Писарчик [3].

С галогенными толщами, в том числе ангидритоносными, связаны месторождения нефти и газа, залежи которых находятся обычно в присводовых частях положительных структур, сохранивших соляную или иную непроницаемую покрышку. При разрушении таких структур, хотя бы частичном, в галогенно-карбонатных отложениях возникает зона гипергенеза, в которой могут образоваться месторождения (обычно метасоматические по гипсу и ангидриту) самородной серы и целестина, а в некоторых случаях и боратов (за счет их концентрации при выщелачивании более растворимых соединений — прежде всего солей). Здесь могут возникнуть также месторождения озокерита.

В промышленности гипс и в гораздо меньшей мере ангидрит имеют довольно широкое применение. Они используются в производстве вяжущих веществ, строительного и формовочного гипса, эстрихгипса, ангидритового и гипсового цемента и портланд-цемента, в бумажном производстве, при получении серной кислоты и как удобрение. Некоторые разности гипса применяются в качестве облицовочного камня, а также для поделок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жаркова Т. М.* Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. — Труды ИГИГ СО АН СССР, в. 262, 1976. 301 с.

2. *Мельникова З. М.* Физико-химические исследования условий формирования ангидрита и гипса. — Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1973. 24 с.

3. *Писарчик Я. К.* Литолого-гидрогеохимические преобразования галогенно-карбонатных формаций в зоне гипергенеза. — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1975, с. 105—120.

Глава 18

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы, состоящие целиком или преимущественно из продуктов синхронного (в геологическом смысле) вулканизма, относятся к вулканогенно-осадочным. Среди них различаются обломочная и хемогенная группы, а также группа пород смешанного состава (вулканокластический и осадочный материал).

Обломочные породы. В зависимости от механизма формирования исходной кластики выделяются три главные подгруппы: 1) тефрогены, или тефроиды; 2) гиалокластические образования и 3) вулканотерригенные, или вулканомиктовые. Первые состоят из синхронного пирокластического материала (тефра), но переотложенного и в разной степени обработанного; его иногда определяют как синхронно переотложенный (А. Р. Гептнер, 1972 г.). Они тесно связаны с туфами, но отличаются окатанностью фрагментов, а иногда и текстурами, свойственными осадочным породам. Вторые — тоже образованы синхронно переотложенным материалом, но гиалокластическим, характерным для подводных и подледных эрупций; в его формировании большое значение имеет не только особый тип извержения, но и фрагментация лавы в результате быстрого охлаждения. Третьи — возникают из продуктов размыва вулканических построек*, состоящих из лав и тефры разных извержений (эпихронный материал). Строго говоря, это уже терригенные образования, однако среди последних они занимают особое положение и в петрографическом отношении близки к тефрогенным. Иногда их даже трудно отличить. Поэтому некоторые последователи (И. О. Мурдмаа, В. П. Петелин, Н. С. Скорняков) считают, что тефрогенные породы выделять не надо и предлагают объединить их с вулканотерригенными. Однако тефрогены реально существуют; в некоторых случаях, особенно в древних формациях, их действительно трудно отличить, и не только от вулканотерригенных пород, но и от туфов. Поэтому рационально предложение В. Т. Фролова ввести термин широкого значения — «в у л к а н и т о в ы й» для пород, состоящих из обломочного вулканогенного материала, механизм образования которого установить не удается.

Основные черты структуры пород всех трех подгрупп определяются средой осадкообразования, поэтому к ним применима гранулометрическая классификация, разработанная для терригенных отложений.

Состав рассматриваемых пород определяется вулканизмом, и минералогическая классификация, разработанная для терригенной группы, прямо здесь использована быть не может. Пока такой классификации нет. Очевидно, при ее создании необходимо учитывать прежде всего состав исходной вулканокластики (липаритовая, андезитовая и др.).

Т е ф р о г е н н ы е п о р о д ы (синонимы — тефрогены, тефроиды), как указывалось, состоят в основном из перемытой тефры, следовательно, возникают там, где проявляется эксплозивный вулканизм. Продукты эксплозий подвергаются в определенной обстановке быстрому окатыванию и сортировке. Реальность такого процесса установлена прямыми наблюдениями. Описано, например, как за 37 лет после извержения, образовавшего пепло-лапиллиевый конус, была сформирована 50-метровая стратифицированная толща окатанных тефро-

* Здесь имеется в виду именно вулканическая постройка, а не сложная «вулканическая» суша.

генных песков и графия [14]. Берега р. Камчатки на некоторых участках покрыты идеально окатанной пемзовой галькой из продуктов извержения вулкана Шевелуча, произошедшего в 1964 г.

Состав тефроидов, естественно, в первую очередь определяется составом и характером исходной тефры, что в свою очередь зависит от состава расплава и типа извержения. Это может быть тефра основного, среднего или кислого состава, в ней в разных пропорциях может присутствовать литический, кристаллокластический или витрический компонент. Тип извержения отражается на характере, форме и размерах фрагментов. Продукты разных типов извержений хорошо изучены вулканологами (И. В. Лучицкий, Е. Ф. Малеев, А. Ритман и др.). Для целей литологических важно иметь в виду, что при одних эрупциях выносится масса горячего, пластичного, в разной степени ювенильного материала, в других — кроме того твердые обломки, возникшие от разрушения во время эксплозии постройки и основания вулкана (резургентный материал). Переработка резургентной тефры дает отложения наиболее близкие по составу к вулканотерригенным. Обычно тефроиды состоят из обломочного материала, все компоненты которого соответствуют одному расплаву; встречаются, однако, породы, состоящие из смеси двух тефр (что отмечается и в туфах).

В процессе седиментации происходит дифференциация материала, и поэтому возникшие из одной тефры породы разной гранулометрии могут существенно отличаться: конгломераты обогащены литокластическим компонентом, песчаники — кристаллокластическим, и т. д.

Тефроиды кислого состава разнообразны. Конгломераты и конглобрекчии имеют лиловые, розовые и светло-зеленые тона. Их окраска зависит главным образом от цвета пород, слагающих гальки. Гранулометрия и сортировка разные, так же как окатанность. По однородности состава галек (липариты, дациты) конгломераты сходны с агломератовыми туфами, отличаясь окатанностью обломков и обычно отсутствием пеплового матрикса. Песчаники и алевролиты внешне сходны с терригенными аналогами. Среди них есть как красноцветные, так и зеленоцветные разности. Состоят они из зерен кислого плагиоклаза, кварца и липарита (или дацита); спорадически встречаются биотит и окатанные кусочки пемзы. Характерно, что в каждой отдельно рассматриваемой породе плагиоклазы имеют удивительно одинаковые облик и степень измененности. Окатанность плагиоклазов и литокластов меняется в больших пределах, кварц же имеет обычно типично интрателлурический облик — преобладают оплавленные круглые зерна, что отличает тефрогены от терригенных пород, где он, как правило, окатан хуже других обломочных зерен.

В целом минеральный состав тефроидов сходен с таковым кислых туфов, но характерный для последних витрический компонент обычно отсутствует или его мало: как более мелкий и легкий он выносится в область развития пелитов. Связующая масса скудная и представлена вторичными минералами (цеолиты, кварц, хлорит).

Тефроиды андезитов и базальтов чаще темные, с зеленым и коричневым оттенками, конгломераты и гравелиты образованы обломками андезитов или базальтов, но есть и состоящие почти целиком из пемзовых и шлаковых галек. Песчаники и алевролиты в петрографическом отношении разнообразны: в одних преобладают плагиоклазы (чаще андезин, лабрадор), в других — литические фрагменты, в третьих — витрический компонент. В разных количествах присутствуют пироксены (иногда они преобладают), амфиболы, редко биотит. Лити-

ческая разновидность в одних слоях состоит из обломков пород очень сходных по структуре, в других — наблюдается смесь фрагментов, отличающихся структурой и степенью измененности. По-видимому, в первом случае мы имеем дело с тефроидами, образованными хорошо отдифференцированной обычной тефрой, а во втором — с возникшими из резургентной тефры. Окатанность обломков различная — от слабой до хорошей. Связующая масса необильная и главный ее компонент монтмориллонит или хлорит.

Для тефрогенных отложений характерны «стратиформность» и ритмичное строение. Они обычно залегают среди хорошо наслоенных толщ пластами разной мощности, и массивные накопления для них не характерны; текстура пород та же, что в терригенных образованиях: косо- и волнистослоистая, градационная и др.

Вулканотерригенные (вулканомиктовые) породы. Оба указанные термина нашли широкое применение для обозначения обломочных пород, возникших от размыва вулканических построек, и могут использоваться как синонимы. Известно, что вулканические постройки разнообразны по величине, форме и строению. Им посвящена большая литература [12, 13 и др.], из которой можно получить необходимую информацию об исходном материале для формирования вулканотерригенной кластики. С этой точки зрения важно учитывать, что одни постройки представляют собой довольно простые экструзивные купола, образованные вязкой, преимущественно кислой лавой, другие — состоят в основном из нагромождения лавовых потоков (например, щитовые базальтовые вулканы), третьи — имеют сложное строение и образованы как лавами, так и тефрой, причем в них может присутствовать материал разной основности (от базальтов до трахитов и липаритов, хотя особенно много андезитов). Строение крупных вулканов усложняется побочными шлаковыми конусами, пемзовыми потоками, полями гидротермально измененных пород, дайками и силлами. Таким образом, исходный материал вулканотерригенных отложений может быть как относительно однородным, так и «полимиктовым».

По внешнему виду, гранулометрии и текстурам вулканотерригенные породы разнообразны и сходны с соответствующими терригенными. Среди них есть наземные и морские образования, и они представлены всеми генетическими типами, характерными для обломочных отложений [3, 13].

Гиалокластогенные породы. Кроме обычных эксплозивных продуктов, среди вулканического обломочного материала стали выделять гиалокластику. Основной ее составляющей являются осколки базальтового стекла. Иногда среди накоплений последнего присутствуют обломки базальта, причем в некоторых случаях видно, что они представляют собой куски разорванных лавовых подушек. Такие породы ассоциируют с подушечными базальтами, излившимися в подводных или подледных условиях; раньше эти породы относились к туфам. Сейчас установлено, что в формировании кластики здесь большое (если не главное) значение имеют закалка и растрескивание лавы в воде в результате быстрого охлаждения [12], и поэтому такие образования нельзя рассматривать как пирокластические. А. Ритман предложил их выделить в самостоятельную группу гиалокластитов; это определение прочно вошло в литературу. Одной из особенностей гиалокластики является быстрое изменение стекла: окисление и гидратация, превращение его в палагонит. Обилие базальтового стекла, но пористого, возникает также при гидромагматических и фреатомагматических эксплозиях, его обычно тоже относят к категории гиалокластики [21].

Способ формирования гиалокластики, возможно, до конца не понят; к литологии эта проблема не имеет прямого отношения, но нам необходимо знать характер гиалокластики и обстановку ее образования, так как в результате ее переотложения и перемыва возникает особый тип осадков — гиалокластогенный.

Гиалокластогенные породы* представлены гравелитами, песчаниками и алевролитами. В свежем виде породы либо темно-зеленые (хлоритизация), либо кирпично-красные (рудная пыль). Основным породообразующим компонентом является базальтовое стекло, обычно палагонитизированное или хлоритизированное; в некоторых слоях вместе с ним присутствуют базальтовые литокласты, обогащающие крупную фракцию, а иногда отмечается примесь кристаллокластики (основные плагиоклазы, пироксены, оливин). Окатанность и сортировка материала различные: от слабой до хорошей. По этому принципу они связаны переходами с гиалокластитами (подобно тому как тефроиды с туфами). Гиалокластогенные песчаники и алевролиты образуют стратифицированные пачки, в которых нередко проявляется отсортированная слоистость. Отмечается также тонкая горизонтальная, слабо волнистая, мелкая косоволнистая слойчатость и др. Текстурные признаки указывают на большую роль турбидных и обычных донных течений в рассортировке и обработке материала.

Гиалокластогенные осадки широко распространены в океанах, в частности в базальтовом основании, в районах подводных гор и хребтов, в рифтовых зонах и в геосинклинальных формациях [17]. Тонкая гиалокластика рассеивается в бассейне, смешиваясь с другим осадком; она весьма характерна для красных глубоководных глин океана.

Вулканокластический материал, представленный мелкораздробленным стеклом, в поверхностных условиях очень нестоек, легко изменяясь в агрегат вторичных минералов, при этом полностью или почти полностью стирается первичная структура породы, хотя нередко сохраняются ее текстурные особенности. Первоначально это могли быть как туфы и гиалокластиты, так и вулканогенно-осадочные алевролиты (тефроиды, туффиты). Условно все полностью структурно и минерально перерожденные в постседиментационную стадию породы мы определяем как криптотуфогенные.

Номенклатура преобразованных пород основана на их минеральном составе, а для обозначения происхождения используется прилагательное «туфогенный». Среди них наиболее распространенными являются туфогенные аргиллиты, силициты, цеолитолиты, а также породы сложного минерального состава получившие название «туфопелиты».

Туфогенные глины и аргиллиты** встречаются в отложениях разного возраста и разных фациальных обстановок (морских, субаэральных). Прослеживаются все переходы от пород, в которых стекло лишь частично замещено глинистыми минералами до таких, в которых почти полностью исчезли даже очертания пепловых частиц и порода перешла в глину или аргиллит. Иногда при этом первичная структура сохраняется лишь в карбонатных конкрециях. Минералогия туфогенных глин (аргиллитов) хорошо изучена. На первых стадиях изменения обычно развивается монтмориллонит (редко бейделит); лишь

---

* Такого типа отложения С. К. Сильвестри назвал переработанными гиалокластитами; по смыслу это неудачный термин, так как перерабатывалась гиалокластика, а не гиалокластиты.

** Здесь не рассматриваются глинистые продукты гидротермального происхождения.

в специфических условиях, например под воздействием торфяных болотных вод, появляется каолинит [8]. В процессе дальнейшего преобразования монтмориллонит через смешаннослойную фазу переходит либо в гидрослюду, либо в хлорит. Преобразование стекла в различных случаях начинается на разных стадиях: в диагенезе [8] или катагенезе [7]. На ход преобразования оказывали влияние размер фрагментов, скорость погружения (геотермический градиент), а также физико-химическая обстановка диагенеза; последняя определяется как фациальными условиями, так и десорбцией веществ, сорбированных пепловыми частицами из газовой фазы в момент эксплозий. Несколько противоречивы данные о роли основности стекла на ход его изменения; все же тенденция здесь улавливается: основные стекла менее стойки и для них более характерна хлоритизация, примером чего служит базальтовая гиалокластика, а в кислых туфах чаще проявляется гидрослюдизация.

К туфогенным цеолитолитам* относятся породы, возникшие в результате изменения пирокластики и состоящие на 50% и более из цеолитов. Эти породы характерны для некоторых формаций, но и здесь их распространение небольшое; чаще цеолиты входят в состав определенной минеральной ассоциации, не являясь основным породообразующим компонентом. Связь цеолитообразования с присутствием в породе пирокластики твердо установлена и объясняется обилием реакционноспособного алюмосиликатного материала, поставляемого прежде всего вулканическим стеклом. Цеолитизация происходит на разных стадиях — от диагнеза до начального метаморфизма. Цеолитизированные туфогены распространены в отложениях большого возрастного и фациального диапазонов: от современных до палеозойских, от озерных до океанских. Соответственно туфогенные цеолитолиты встречаются в различных формациях: существенно туфовых «островодужных» (Камчатка, СССР; Япония), угленосных, красноцветных, соленосных и др.

Цеолиты, как известно, представлены большим набором минеральных видов. В вулканогенно-осадочных толщах распространены: клиноптилолит, гейландит, филлипсит, анальцим, ломонтит. Минеральный состав определяется рядом причин [9, 11]: фациальной обстановкой, влияющей на физико-химические особенности осадка, составом исходного материала, геотермическим градиентом (глубина погружения); в некоторых случаях оказывают влияние и подземные воды.

В современных и молодых океанических осадках (красной глубоководной глине) распространен филлипсит, слагающий в отдельных прослоях до 70% осадка; многие считают, что он формируется за счет базальтовой гиалокластики. В эоценовых и меловых отложениях океана цеолиты представлены клиноптилолитом. Последний характерен также для туфово-кремнистых [7] и угленосных формаций [8], хотя в последних иногда преобладает гейландит. В красноцветных толщах обычно присутствуют анальцимовые цеолитолиты. Процессы цеолитизации пеплов очень интенсивно проявляются в высокоминерализованных щелочных озерах. Здесь возникает большой набор цеолитов и в их распределении улавливается латеральная зональность, причем совместно присутствуют два или три минеральных вида [9].

При погружении отложений, в связи с ростом температуры и давления, набор цеолитов меняется. Установлена цеолитовая зональность. Для верхней зо-

* Туфогенные цеолитолиты гидротермального происхождения не рассматриваются.

ны характерны морденит и клиноптилолит, для средней — гейландит и анальцим, для нижней — ломонтит. Таким образом состав цеолитов определяется и фациальными условиями седиментации, и глубиной погружения [9].

Туфогенные силициты возникают при изменении (окремнении) тонких, преимущественно кислых туфов и туффитов. Свободный кремнезем в них преобладает (>50%), но его содержание заметно ниже валового SiO_2, так как здесь существенна алюмосиликатная примесь, связанная с минералами, характерными для измененных туфов (альбит, адуляр, пренит, хлорит, эпидотовые минералы). Туфогенные силициты обычно зеленые разных оттенков, реже серые, иногда с красным оттенком, внешне похожие на обычные кремни. Состоят они из микро- и криптокристаллического кварца, в массе которого иногда различаются контуры очень мелких витрических фрагментов и обломки полевых шпатов. Залегают такие породы либо среди бентонитов, либо среди измененных туфов, с которыми связаны постепенным переходом. В более высококремнистых разностях в небольшом количестве присутствуют остатки радиолярий или спонгий. Очевидно кремнезем в рассматриваемых породах частично седиментационный, частично освободившийся от изменения пепловой составляющей. При этом последний может быть не только «местным», но и поступившим из соседних туфовых слоев.

Туфогенные полиминеральные породы (туфопелиты) распространены шире рассмотренных выше туфогенных образований, так как обычно при изменении вулканокластики возникает многокомпонентный минеральный агрегат. В относительно молодых отложениях это обычно цеолиты, кристобалит и монтмориллонит [10]. В более древних толщах (преимущественно палеозойских) большое распространение приобретают кварц-полевошпатовые (альбит, адуляр), кварц-полевошпат-хлоритовые, альбит-хлорит-пренитовые или альбит-хлоритовые разности, а также состоящие преимущественно из хлорита в ассоциации с пренитом и эпидотом. Все это тонкозернистые, часто афанитовые породы, серые или зеленые разных оттенков. В зависимости от минерального состава среди них выделяются твердые, кремневидные и более мягкие — алевритo- или аргиллитоподобные (существенно хлоритовые). Первичная витрическая структура пород, как правило, не сохраняется. В некоторых образцах наблюдается примесь очень мелкой кристаллокластики, аналогичной той, что слагает смежные туфы; встречаются остатки радиолярий и спонгий, причем иногда они образованы не кварцем, а хлоритом, альбитом или пренитом.

Состав туфопелитов определяется первичным составом осадка (основностью пирокластики, седиментационной примесью) и степенью (стадией) изменения.

Породы смешанного состава. Осадочный (невулканогенный) материал в седиментационной обстановке может примешиваться как к тефрогенному, гиалокластическому, вулканотерригенному, так и к собственно пирокластическому. В первых трех случаях для возникших пород нет необходимости создавать специальные термины. Просто в определении надо указать характер осадочной примеси, если она более 10% и менее 50% (например, известковистый тефрогенный или глинистый вулканомиктовый песчаник); если же содержание обычного осадочного материала более 50%, то порода квалифицируется как осадочная, а примесь отмечается при ее характеристике. Некоторые исследователи (Н. Г. Бродская, Е. Ф. Малеев) предлагают ввести термины, отражающие в названии смесь обломочного материала разного происхождения: например — терригенно-тефроидный конгломерат или тефроидно-вулканотерригенный песча-

ник. Представляется, что такие сложные, комбинированные названия неудобны, не говоря уже о трудности диагностики породообразующих компонентов. Подобные породы относятся к категории полимиктовых в широком смысле слова. Называть их следует либо используя термин общего значения (вулканитовый), либо принимая во внимание происхождение преобладающего компонента, а информацию о характере примеси давать при описании породы.

Смешанные пирокласто-осадочные породы получили название туффитов. Существуют разные предложения по поводу их классификации [3 и др.]. Согласно рекомендации Всесоюзного семинара, к туффитам относятся породы, в которых собственно осадочный и пирокластический компоненты составляют каждый менее 10%. По преобладанию одного из них выделяют пара- и ортотуффиты. Только в последнем случае сама порода называется «туффитом», при этом состав осадочной примеси указывается прилагательным (например, глинистый туффит). Название пород с преобладанием осадочного материала (паратуффиты) дается в соответствии с осадочной составляющей, но с приставкой «туфо» или «туфовый» (туфосилицит, туфовый* силицит). Очевидно, дальнейшее изучение конкретного материала утвердит или изменит предложение Семинара. Главная проблема и трудности возникают, однако, не в связи с номенклатурой, а в связи с диагностикой слагающего породу материала и определением количества разных компонентов.

В зависимости от состава осадочной составляющей туффиты подразделяются на две подгруппы: в первой она представлена терригенным обломочным материалом, во второй — хемогенным и биогенным.

Первая подгруппа включает большой спектр пород, отличающихся гранулометрией и составом как терригенного, так и пирокластического материала. Для определения породы необходимо отличить один от другого. Если обломочный материал существенно иной, чем вулканокластический, диагностика не вызывает трудностей. Однако широко распространены породы, в которых обе составляющие сходны. Особенно это относится к псефитам и псаммитам. Крупная вулканокластика обогащена литической фракцией и отлагается, как правило, относительно близко от вулкана; здесь же накапливается масса вулканотерригенного, тефроидного и терригенного, обычно грауваккового материала. Весь он по составу довольно близок и легко смешивается. При этом не всегда удается, даже весьма приближенно, оценить количество разных компонентов. В этом случае породу лучше обозначить термином общего значения (вулканитовый конгломерат, песчаник). В тех случаях, когда можно определить примерное содержание обоих компонентов, порода определяется как туфоконгломерат, туфопесчаник и т. д.**.

Туфоконгломераты встречаются довольно редко, хотя в литературе можно найти описание разрезов, в которых они указываются в значительном количестве. Однако обычно это вулканотерригенные конгломераты. В некоторых формациях встречаются несортированные, иногда хаотические накопления из вулканотерригенного и терригенного материала (глыбы, гальки, песок), заключенного в матриксе, существенной частью которого является тефра; это — туфовые, или пеплистые, микститы.

---

* В смысловом отношении лучше подходит термин «пеплистый».

** Туффиты (ортотуффиты) рассматривать не будем, так как по существу это порода пирокластическая.

Туфопесчаники и туфоалевролиты имеют более широкое распространение. Их осадочная составляющая часто представлена вулканотерригенным или грауваккoвым (терригенным) материалом, а пирокластическая — обычно витрической и кристаллической фракцией, причем чем тоньше материал, тем больше витрического пепла. По внешнему виду, структуре и текстуре рассматриваемые породы разнообразны и похожи на тефрогенные и вулканомиктовые, с ними парагенетически связанные. Они формировались и в наземных, и в мелководно-морских, и в относительно глубоководных условиях, что определяет их структурно-текстурные черты.

Вторая подгруппа представлена осадочными породами: кремнистыми, карбонатными, железистыми и др., но содержащими примесь (10—50%) пирокластики или гиалокластики. Разнообразие пород здесь большое, что связано не только с характером осадочного материала, но и с составом и характером вулканокластического.

Пепловый материал может попасть в осадок любого состава, поэтому известны пеплистые разности всех типов пород: солевых, железистых, карбонатных, углей и др. Однако особенно широко распространены туфосилициты (и кремнистые туффиты), причем среди них преобладают туфодиатомиты и туфоспонголиты; они являются характерным членом многих туфово-кремнистых формаций [7].

Как правило, осадочная составляющая резко отличается от пирокластической, и поэтому установить их соотношения, а следовательно и определить породу, нетрудно, используя обычные петрографические методы и химический анализ. Исключения составляют образования, в которых осадочное вещество сходно с продуктами изменения пирокластики (кремнезем, глина).

Специфические особенности и методика изучения. Вулканогенно-осадочные обломочные породы изучаются теми же методами, что и терригенные. Вместе с тем здесь возникает дополнительная задача: определение происхождения обломочного материала. Решается она прежде всего сравнительно петрографическим методом. Почти в каждой вулканогенно-осадочной формации есть туфы, происхождение материала в которых не вызывает сомнений (пирокластика); он берется как эталонный, и с ним сравнивается кластика других обломочных пород формации. Тефрогенный материал по составу сходен с пирокластическим, но лучше сортирован и, главное, окатан; эти признаки и положены в основу диагностики тефрогенов. Вулканотерригенная кластика отличается бóльшим относительным количеством литических фрагментов и бóльшим их петрографическим разнообразием: обломки эффузивов характеризуются различной структурой и степенью измененности, попадаются обломки жильных и гипабиссальных пород, комагматичных эффузивным, а иногда и продукты гидротермальной деятельности. Количество «чуждых» вулкану фрагментов незначительно. В бассейнах, расположенных рядом с «активной вулканической сушей», отлагается и собственно терригенный грауваккoвый материал, до некоторой степени сходный с вулканотерригенным; однако он более «полимиктовый» и кроме обломков эффузивов содержит продукты размыва интрузивных, метаморфических и осадочных пород. Примером формирования таких осадков может служить Охотское море.

Некоторую дополнительную информацию о происхождении пород дает изучение акцессориев. В туфах и тефроидах фракция акцессориев представлена небольшим количеством минеральных видов; это — циркон, апатит, рудные [18].

В вулканотерригенных породах, возникших из андезитов и базальтов, увеличивается содержание рудных минералов и иногда появляется эпидот. В терригенных граувакках фракция акцессориев разнообразнее и изменчивей. Очень хороший пример в этом отношении дает Охотское море. Здесь кроме указанных минералов появляются гранаты, турмалин, шпинель, силлиманит, ставролит и др. Такой набор минералов свидетельствует о петрографической сложности пород суши.

При изучении тонкозернистых, полностью измененных пород (туфопелитов) для выявления характера пирокластической составляющей и присутствия осадочного компонента стали использовать данные о содержании Ti и Zr. Эти данные успешно применялись для определения первичного состава вулканитов, претерпевших выветривание и метаморфизм; Ti и Zr наименее подвижны, и считается, что их содержание существенно не меняется при вторичных преобразованиях. Соотношение Ti/Zr в осадочных и вулканических породах разной основности различно. Основываясь на этом, можно приблизительно оценить, в какую группу пород (туффиты, тонкие туфы той или иной основности) следует отнести изучаемый образец туфопелита.

Кроме указанных способов при определении генезиса кластики необходимо учитывать и пространственные соотношения пород: их латеральные переходы и сочетания в разрезах.

Хемогенные породы. В результате вулканической деятельности на земную поверхность поступает большое количество разнообразных веществ в виде летучих соединений и растворов. Они поступают как в момент эрупций, так и в течение длительной поствулканической стадии в составе эксгаляций и гидротерм. И те, и другие хорошо изучены на современных наземных вулканах, но в последние годы появились фактические данные и о подводной газо-гидротермальной деятельности.

Состав поствулканических эксгаляций зависит от температуры. В высокотемпературную стадию (фумаролы) выделяется многокомпонентная газовая смесь, причем характерно присутствие галоидов (HCl, HF). При понижении температуры (сольфатары) преобладают газообразные сернистые соединения, а на низкотемпературной стадии (мофетты) резко доминирует CO_2. Вместе с газами летит много соединений металлов (Si, Al, Fe, Cu и др.), следы которых обнаружены в сублиматах и в сорбированном виде на пеплах. Среди гидротерм выделено несколько типов, каждый из которых характеризуется определенным газовым и ионно-солевым составом, минерализацией и величиной pH. В соответствии с этим гидротермы выносят и отлагают разные вещества [191.

В составе вулканических газов и термальных растворов присутствуют компоненты принципиально разного происхождения. Одни из них (прежде всего анионы) — ювенильные образования, связанные с дегазацией магмы, другие — мобилизованы в результате кислотного выщелачивания элементов из вулканических пород.

Большая часть продуктов газо-гидротермальной деятельности рассеивается в атмосфере и гидросфере, теряя связь с вулканическим источником. Однако в определенных условиях вулканогенные продукты принимают непосредственное участие в седиментации, образуя как самостоятельные вулканогенно-осадочные накопления, так и смеси с обычным осадочным материалом. Геологи уже давно пришли к выводу о вулканогенной природе ряда веществ, слагающих осадочные породы и руды. Эти взгляды получили широкое развитие в

связи с изучением формаций [18 и др.]. Формационный метод и сейчас сохраняет первостепенное значение в решении проблемы, так как современность, по-видимому, не дает всех моделей вулканогенно-осадочного породо- и рудообразования.

В континентальной и морской обстановке вулканогенно-осадочный литогенез проявляется по-разному.

В наземных условиях, особенно в районах островных вулканических дуг, интенсивно протекает кислотная обработка пород, отмечаемая фумарольными полями и обеленными зонами. Отсюда кислые термальные воды выносят большие количества растворенного железа, алюминия и кремнезема. При нейтрализации вод происходит интенсивное выпадение железа в виде лимонита; он отлагается по берегам ручьев, речек (лимонитовые каскады) и в озерах, местами образуя месторождения. Часть железа поступает в море, где рассеивается, хотя при благоприятных условиях может дать накопления. Выносимый термальными водами алюминий, поступая в море, расходуется на формирование глинистых осадков [19], но в определенной обстановке может дать накопления бокситоподобного вещества. С наземными гидротермами связаны накопления серы, кремнезема (гейзериты) и карбонатов (травертины). В них обычно отмечается повышенное содержание некоторых микроэлементов, в частности, бора и мышьяка.

В областях аридного климата хемогенные осадки, связанные с вулканогенным источником, более разнообразны. Здесь известны промышленные озерные накопления боратов, целестина, марганца, а также отложения, сильно обогащенные литием, вольфрамом, мышьяком, бором, фтором; все это — ювенильные гидротермальные вещества.

Особенно важное значение имеют месторождения боратов вулканогенно-осадочного типа, связанные с озерными отложениями аридного климата. Эти месторождения характерны для Тихоокеанского окраинно-континентального и Альпийско-Гималайского вулканических поясов [16]. Формирование рудных концентраций бора требует не только приноса его, но и интенсивного испарительного режима, вследствие чего руды часто ассоциируют с различными соляными породами и минералами. Бор поступает в среду осадконакопления в составе термальных источников и, кроме того, он концентрируется иногда в вулканическом стекле, освобождаясь при его девитрификации. Минеральный состав боратов прежде всего определяется гидрохимической обстановкой седиментации. В зависимости от нее формируются натровые (бура в ассоциации с иналконитом и кернитом), натрий-кальциевые (улексит) и кальциевые (иньоит и др.) бораты.

С подводно-морским газогидротермальным выносом связано прежде всего образование железистых и марганцевых осадков. Они были обнаружены на фумарольных полях вулканов Санторин и Бану Вуху [1], но особенно важные для геологии данные получены об эксгаляционном выносе металлов на активных срединно-океанических хребтах, характеризуемых высоким тепловым потоком. Сейчас лучше всего изучены металлоносные осадки Красного моря [5], а также Восточно-Тихоокеанского поднятия и прилежащей депрессии Бауэра [6, 15, 20]. Это темно-коричневые, в разной степени известковистые илы; максимальное содержание Fe в них по данным разных авторов составляет в пересчете на бескарбонатное вещество от 22,6 до 38,3%; Mn — от 7 до 14,1%; P_2O_5 5,82%. Характерно обогащение рядом малых элементов (Cu, Ni, Zn, Co, Cr, Pb, V, As, B, Ba, Hg, U и др.). Фосфор повторяет распределе-

ние Fe и находится в сорбированном виде. В стороны от хребта концентрация металлов падает, причем максимальное удаление обогащенных железом осадков оценивается в 2000 км. Металлоносные осадки «обеднены» Al, Ti и SiO_2, что указывает на ничтожное количество терригенного компонента. На это обращается особое внимание, как на свидетельство о местном (не терригенном) источнике железа и марганца. Рассматриваемый объект является настолько ясным примером вулканогенно-осадочного рудогенеза, что на нем отработаны определенные его диагностические показатели. Н. М. Страхов [20] предложил использовать железо-марганцевый модуль (Fe+Mn)/Ti. Для обычных морских осадков его значение 10—20, в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия >300 (до 1000—1300), постепенно уменьшаясь с удалением от гребня; очень высок модуль (>1000) в металлоносных осадках Красного моря. В целом значение модуля и набор малых элементов могут использоваться как критерии вулканогенного происхождения железистых (и марганцовистых) осадков.

По поводу механизма поступления и мобилизации металлов на срединно-океанических хребтах существуют разные взгляды. Одни исследователи [20] относят их к ювенильным продуктам, поставляемым вулканическими эксгаляциями; другие [6] считают, что основным процессом было выщелачивание металлов из базальтов морской водой, проникающей в них по трещинам.

Открытие современных эксгаляционных морских и гидротермальных накоплений железа и марганца способствовало утверждению представлений о вулканогенно-осадочном происхождении многих рудных накоплений прошлого [18]. Однако последние (особенно это относится к железным рудам) разнообразнее современных и в минералогическом, и в фациальном отношениях; их парагенетические связи шире: они ассоциируют не только с основными, но и с кислыми вулканитами, встречаются вместе с карбонатными, глинистыми, вулканокластическими породами, но особенно характерно их залегание среди кремнистых отложений. Как и в современных условиях, накопление Fe и Mn часто происходило совместно. В целом, однако, разделение этих металлов выражено не столь четко, как в рудах собственно осадочных, с терригенным источником [12].

Во многих районах рудоносные отложения залегают непосредственно на мощных толщах основных вулканитов. В последних обычно отсутствуют следы выщелачивания, но участками отмечаются интенсивная гематитизация и обмарганцованность. Это подтверждает точку зрения об эксгаляционном выносе металлов, имеющих ювенильное происхождение (а не выщелоченных).

Сложнее обстоит дело с вулканогенным источником кремнезема. Актуализм здесь имеет меньшее значение, так как закономерности образования и размещения современных и древних кремнистых пород различны. Кремний встречается в возгонах высокотемпературных фумарол и в большом количестве выносится азотно-углекислыми гидротермами. но все это — эфемерные образования и практического значения для рассматриваемой проблемы не имеют. В этом отношении важнее данные о подводном гидротермальном выносе SiO_2. Он существует и обнаружен в кальдере вулкана Санторин, на фумарольных полях подводного вулкана Бану Вуху и некоторых других; в металлоносных рассолах Красного моря содержание SiO_2 во много раз выше, чем в поверхностном слое воды. Однако поступающий при подводном вулканизме кремнезем поглощается морской водой или идет на формирование алюмосиликатных минералов и не участвует в образовании кремнистых осадков, имеющих биогенное происхождение.

Для геосинклинальных кремнистых пород, развитых на континентах, вопрос решается иначе. Многие из этих пород, особенно яшмы, тесно ассоциируют с определенным типом вулканитов (спилитами). На основе такого парагенеза постулируется вулканическая природа яшм (и некоторых других кремней). С этим согласуются внезапность их появления и исчезновения, сосредоточенность преимущественно над вулканитами (поствулканическая стадия), частичный «антагонизм» с карбонатонакоплением и общая тенденция к «афациальности»: яшмы встречаются среди отложений, резко различных в батиметрическом отношении, но там, где появляются спилиты. Кроме того, с яшмами тесно ассоциируют рудные накопления железа и марганца, по геохимическим признакам имеющие вулканогенную природу. Все это косвенные доказательства, но в целом они убедительны.

Кроме рассмотренных отложений, к вулканогенно-осадочным образованиям относят некоторые типы геосинклинальных фосфоритов. Установлена их связь с щелочным вулканизмом и зонами разломов [4].

Таким образом мы видим, что вулканизм оказывает существенное и разнообразное влияние на седиментацию и рудогенез. Оно не ограничивается формированием вулканогенно-осадочных пород и руд: значительная часть выносимых вулканами веществ рассеивается в гидросфере и идет на пополнение ее солевого запаса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бишофф Дж.* Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм, генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., 1974, с. 157—193.

2. *Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лисицын А. П.* Модель накопления аморфного кремнезема в донных осадках Тихого океана. — Геохимия, № 1, 1980, с. 84—92.

3. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., Наука, 1974. 314 с.

4. *Бродская Н. Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., Наука, 1974. 195 с.

5. *Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В.* Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис-II (Красное море). — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1980, с. 26—41.

6. *Геолого-геофизические* исследования в юго-восточной части Тихого океана. М., Наука, 1976.

7. *Гречин В. И.* Миоценовые отложения западной Камчатки. М., Наука, 1976. 136 с.

8. *Копорулин В. И.* Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов северо-востока СССР. — В кн.: Продукты вулканизма и полезные ископаемые. М., 1975, с. 122—138.

9. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. — Литол. и полезн. ископ., № 2, 1975, с. 23—44.

10. *Коссовская А. Г., Муравьев В. Н.* О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород. — Докл. АН СССР, т. 223, № 2, с. 431—433, 1975.

11. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Аутигенные цеолиты в осадочном чехле Мирового океана. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л., 1980.

12. *Макдональд Г.* Вулканы. М., Мир. 1975. 431 с.

13. *Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975. 254 с.

14. *Малеев Е. Ф., Будников В. А.* Скорости формирования тефроидов на вулкане Алаид. — Литол. и полезн. ископ., № 2, 1975, с. 115—121.

15. *Металлоносные* осадки юго-восточной части Тихого океана. М., Наука, 1979. 280 с.
16. *Озол А. А.* Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа. — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1976, с. 75—84.
17. *Петрова М. А., Рогов В. Н., Бурикова Н. А.* Гиалокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 60—67.
18. *Проблемы* литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., Наука, 1975.
19. *Страхов Н. М.* Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причины и генезис. — Литол. и полезн. ископ., № 1, 1974, с. 11—26.
20. *Страхов Н. М.* Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1974, с. 20—37.
21. *Хворова И. В.* Вулканизм и осадкообразование. — В кн.: Литология в исследованиях ГИН АН СССР. М., 1980.

Глава 19

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Понятие «кора выветривания» и типы кор. Согласно определению в геологическом словаре, понятие кора выветривания распространяется на «комплекс пород (элювиальных образований), возникших в приповерхностной части земной коры в результате преобразования в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных горных пород под воздействием физических и химических (включая биогенные) процессов, связанных с выветриванием».

Ранее этот термин применялся В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, Б. Б. Полыновым, И. И. Гинзбургом, В. П. Казариновым, К. И. Лукашовым, А. И. Перельманом, В. П. Петровым, Л. Б. Рухиным, Н. М. Страховым, Е. В. Шанцером, А. П. Никитиным и др. Некоторые из названных ученых рассматривали кору выветривания в очень широком смысле, относя к ней все образования верхней оболочки литосферы, включая осадочные породы. Такой точки зрения придерживается, в частности, К. И. Лукашов. Б. Б. Полынов относит к коре выветривания элювиальные образования и континентальные обломочные породы только времени регионального развития кор.

В. И. Вернадский, Н. М. Страхов, И. И. Гинзбург, В. П. Петров, А. И. Перельман, В. П. Казаринов, Е. В. Шанцер, К. К. Никитин придерживаются определения понятия кора выветривания, близкого принятому в геологическом словаре. Несколько отличной является точка зрения И. И. Гинзбурга, который к коре выветривания относил не только элювий, но частично и делювиальные накопления, что в настоящее время большинством последователей считается неприемлемым. Е. В. Шанцер (1966 г.) для определения термина кора выветривания предложил понятие «топографически несмещенные продукты гипергенного изменения вещества материнских горных пород». Это уточняет существующее представление об элювии и не противоречит принятому в настоящей работе определению коры выветривания.

Ю. П. Селиверстов отмечает, что среди главных характеристик кор выветривания (химического и гипергенного элювия) как специфических геологических

образований существенны: наличие постепенных переходов к исходным материнским породам, сохранение своеобразного каркаса исходных пород, что проявляется в реликтовых структурах и текстурах, и определенная последовательность смен зон выветривания, а при однозначном строении — минерального состава продуктов выветривания.

Изучение кор выветривания является одним из наиболее актуальных направлений современных геологических исследований. Оно позволяет получать важные данные о литологических и палеогеографических условиях прошедших периодов существования Земли; с корами выветривания тесно связано образование и распространение многих рудных и неметаллических полезных ископаемых. Ряд вопросов, касающихся геологии и минерагении кор выветривания, однако, еще не имеет необходимой ясности, но объем сведений о результатах их изучения непрерывно растет. Информация по существу этих сведений систематически публикуется в прикнижной библиографии сборника «Коры выветривания», где в выпусках 1—17 сведены указанные данные за 1945—1976 гг.

Для кор выветривания характерна зависимость их развития от физико-химических факторов, действующих у поверхности Земли. Благоприятные условия для возникновения мощных толщ элювия создаются при спокойном режиме тектонических движений (эпохи корообразования), когда действие денудации ослаблено и допускается сохранение на месте продуктов разрушения исходных пород. Кора выветривания имеет обычно варьирующую мощность и нечеткие границы с породами субстрата и перекрывающими ее осадочными образованиями. Распространяется кора на всю глубину зоны аэрации или в виде неправильного горизонта занимает только ее верхнюю часть. Это относится к так называемой «площадной» коре выветривания, являющейся основным и наиболее важным ее морфологическим типом. По контактам пород разного состава и зонам разломов изменение пород прослеживается нередко на большую глубину, иногда ниже уровня грунтовых вод, создавая как бы «карманы» площадной коры. При денудации они сравнительно хорошо сохраняются, прослеживаясь на поверхности в виде неправильных полос, вытянутых согласно основным тектоническим направлениям района. Такие тела получили название «линейных» кор выветривания. Коры подобного морфологического типа развиваются и непосредственно от поверхности; это характерно для районов с крутым залеганием пластов горных пород и наличием разрывных нарушений. Мощность площадных кор обычно не превышает нескольких десятков метров, чаще меньше, глубина распространения линейных кор достигает многих сотен метров.

С глубиной и по мере удаления от тектонических каналов, способствовавших проникновению агентов выветривания в толщу пород, последние становятся менее измененными, а затем сменяются свежими породами. Предел гипергенного изменения субстрата в полевых условиях устанавливается ориентировочно на основании визуальных признаков, но для точного его определения необходимы детальные минералогические и физико-химические исследования.

Верхняя граница коры выветривания в разрезе литологических комплексов фиксируется сравнительно легко по смене структуры и состава пород, иногда она подчеркивается признаками размыва. Нередко, однако, на контакте элювиальных и осадочных образований присутствует горизонт, представленный материалом, принесенным со смежных площадей и слабо перемещенными продуктами местной коры, причем этот смешанный материал продолжает выве-

риваться «дозревать» уже после отложения. Таким путем создаются залежи, например, делювиально-элювиальных скоплений. Наличие подобного горизонта делает установление верхней границы коры условным. Помимо разделения кор по морфологическим признакам существует несколько их генетических классификаций. До недавнего времени наиболее широко использовалась классификация И. И. Гинзбурга (1963 г.). В последние годы была предпринята попытка большей детализации кор выветривания и предложена новая их классификация [12]. По ней выделяются коры химического, физического выветривания и смешанного генезиса. Коры химического выветривания делятся на типы: латеритный (ферриаллитный), сиаллитный (моносиаллитный и бисиаллитный), выщелачивания галогенных и карбонатных пород (карстовый), выщелачивания силикатных пород окисленных руд. Среди кор смешанного генезиса намечаются: суффозионный, инфильтрационный (аккумулятивно-гидрохемогенный), кольматационный типы. Группу кор физического выветривания представляет обломочный тип элювия. Каждый из перечисленных типов включает ряд геохимических видов, определяемых составом конечных продуктов выветривания [12].

Наиболее широко распространены коры химического выветривания, возникающие в гумидном климате. Они являются весьма продуктивными в отношении полезных ископаемых и важными для решения палеогеографических вопросов. Это относится как к фанерозойским корам, так и к докембрийским.

Образование кор выветривания. Кора выветривания получила свое название по исключительному значению в ее формировании процессов выветривания. Последние, как известно, проявляются повсеместно, действуя на все горные породы, находящиеся у поверхности Земли, где они стремятся достигнуть физико-химического равновесия с окружающей средой. Региональное развитие мощных скоплений элювия — собственно кор выветривания происходит в отрезки геологического времени (эпохи корообразования), характеризующиеся, как указывалось, вялым тектоническим режимом. В зависимости от климата, характера субстрата, рельефа, состава атмосферы и от участия органического вещества выветривание проявляется различно — образуются разные типы кор.

Выделяется физическое и химическое выветривание, причем последнее включает и биогенные процессы. Физическое выветривание играет основную роль в жарких и арктических областях. В пределах территорий с таким климатом на возвышенных участках происходит раздробление пород без сколько-нибудь существенного изменения первичных минеральных компонентов. В результате образуется монопетрокластический материал разной крупности. В иных физико-географических условиях механическое разрушение пород играет менее важную роль. Оно чаще всего делает породы рыхлыми, что способствует более быстрому развитию химических процессов.

При химическом выветривании развивается комплекс реакций обмена и замещения. Происходят перераспределение и частичный вынос вещества с образованием зон выщелачивания и инфильтрации. Из продуктов выветривания синтезируются новые минералы. Главными процессами при химическом выветривании являются окисление, гидролиз, гидратация, выщелачивание, метасоматическое замещение первичных минералов субстрата и аутигенных минералов начальных стадий выветривания продуктами последующих процессов. Миграция вещества при выветривании происходит в виде растворов и в форме твердых частиц (суффозия и кольматация). В твердом состоянии вещество переносится при формировании почти любых разновидностей кор, но в некото-

рых случаях механический перенос материала играет равную роль с химическим и даже доминирует, что определяет смешанный тип кор выветривания (И. И. Гинзбург) [12].

Вопросы геохимической направленности выветривания различных горных пород рассматриваются также в статьях С. А. Кашика и И. К. Карпова [5], Р. С. Родина [10], С. Л. Шварцева и других исследователей.

Важной особенностью развития кор является стадийность изменения горных пород, связанная с меняющейся по мере удаления от поверхности интенсивностью действия агентов выветривания, что определяет зональность профиля кор. Под профилем в этом случае понимается обобщенный разрез кор выветривания, включающий все зоны, характерные для данных физико-химических условий.

Выделение зон профиля обычно производится исходя из главных процессов, вызывающих изменение пород, отражающееся на внешних особенностях образующихся при этом продуктов, и из наличия соответствующих каждой зоне аутигенных минералов. Впервые подобную схему для кор алюмосиликатных пород составил И. И. Гинзбург (1963 г.). Согласно этой схеме выделяются (сверху вниз): 1 — зона интенсивного окисления и конечного гидролиза, для которой типичны охры, каолинит-галлуазит-гибситовые образования; 2 — зона конечного выщелачивания, ее представляют каолинит (на кислых породах), монтмориллонит (на основных породах), нонтронит (на алюмосиликатных породах, богатых железом); 3 — зона конечной гидратации алюмосиликатов, развития выщелачивания и начала окисления; в ней преобладают гидрослюды, гидрохлориты, карбонатные и кремнистые новообразования; 4 — зона гидратации алюмосиликатов, начала выщелачивания и развития физического выветривания, характерны интенсивная трещиноватость, наличие гидрослюд, гидрохлоритов, серицитов, вермикулитов.

В. П. Петров (1967 г.) предложил при определении зональности кор выветривания различного возраста использовать схему расчленения профиля современных почв.

Ю. П. Казанский [7] считает целесообразным выделять два типа профилей выветривания: 1) гидрослюдисто-каолинитовый, развивающийся главным образом при выветривании кислых изверженных, метаморфических и алюмосиликатных осадочных пород; 2) монтмориллонит-каолинит-охристый, развивающийся по ультраосновным, основным, частью средним изверженным и метаморфическим породам, а также при разложении нерастворимых остатков карбонатных, сульфатных и соляных пород.

Для кор выветривания сульфидных месторождений С. С. Смирновым (1955 г.) установлена следующая схема зональности (сверху вниз): 1) железная шляпа, где происходит разрушение первичных сульфидов с образованием конечных форм их окисления; 2) зона выщелачивания, из которой вынесена большая часть металлов, где произошло обогащение кварцем и баритом — сыпучка; 3) зона окисленных руд, располагающаяся в пределах области колебания уровня грунтовых вод и характеризующаяся недостатком кислорода, здесь возникают сульфаты закиси железа. Ниже находится зона вторичного сульфидного обогащения.

Предложен еще ряд схем зональности профилей кор выветривания: [7], а также А. Г. Черняховский (1966 г.) и А. П. Никитина, И. В. Витковская, К. К. Никитин (1971 г.). Следует отметить, что в особо благоприятной обста-

новке тропического климата на алюмосиликатных породах образуются монозональные латеритные коры (Н. А. Лисицина, В. П. Петров).

Наряду с тектоникой, влияющей главным образом через рельеф, огромное значение в образовании кор выветривания имеет климат. Наиболее интенсивно развитие кор происходит в жарком гумидном климате, когда этому способствуют не только высокая температура и большое количество осадков, но и огромная масса органического материала. Значительно меньшей интенсивности достигает химическое выветривание в умеренном, а тем более в холодном климате.

А. И. Перельман (1965 г.) приводит классификацию элементов по их подвижности при выветривании в условиях гумидного климата низких широт. Из главных породообразующих элементов, согласно его классификации, легко мигрируют Ca, Na, Mg, менее подвижными являются K, Ba, Li, слабоподвижны (в окисной форме) Si, P, Sn, слабую миграцию в большинстве обстановок проявляют Al, Fe, Ni, Cr. Однако в зависимости от характера ландшафта, состава и стадия разложения исходных пород (зоны профиля коры) особенности миграции элементов меняются. Для кор выветривания магматических основных и кислых пород эти особенности детально рассмотрены Н. А. Лисициной [7]. Ею указывается, что максимальный вынос элементов (до 50—60%) происходит при формировании нижней зоны профиля выветривания, когда мигрирует максимальное число элементов, включая в малоподвижные. В процессе формирования средней и верхней зон профиля параллельно с сокращением общего количества выносимых элементов изменяется и их соотношение. Роль оснований, а тем более алюминия, железа, титана, сокращается, основное значение (до 65%) приобретает кремний, высвобождающийся при разложении алюмосиликатов. Отмечается также, что при быстром разложении пород растет вынос легкоподвижных оснований и кремния, при замедленном — мигрируют и малоподвижные элементы.

Б. М. Михайлов и В. А. Броневой [7] рассматривают влияние рельефа на миграцию элементов. По их данным, в условиях жаркого гумидного климата при расчлененном рельефе алюминий энергично мигрирует по разрезу и приводит к обогащению верхней зоны коры; железо накапливается в элювии также особенно в верхней зоне профиля. Кремний в условиях жаркого гумидного климата очень подвижен и энергично выносится из элювия. На равнинах наблюдается один этап выноса кремния, заканчивающийся при установлении в породе молекулярного соотношения между Al и Si 1 : 2, т. е. соответствующего каолиниту. При расчлененном рельефе существует еще следующий этап выноса кремния, связанный с распадом решетки каолинита.

Типичные для жаркого гумидного климата латеритные коры выветривания известны в Гвинее, на Кубе и в других частях тропического пояса. Они подробно описаны в советской и в иностранной литературе.

Особенностью гипергенеза областей умеренного гумидного климата является относительно высокая подвижность всех породообразующих элементов, причем наименьшей скоростью выноса отличается кремний, что проявляется в образовании характерного для умеренного климата подзолистого типа почв.

В жарком аридном климате для районов, имеющих расчлененный рельеф, как уже отмечалось, типичен пылевато-щебенчатый и дресвяный элювий, представленный обломками практически неизмененных исходных пород и минералов.

На равнинных пространствах в аридных условиях из пород субстрата

выносятся преимущественно щелочи, отчасти кремний и кальций. Алюминий, остающийся кремний и магний участвуют в образовании главным образом монтмориллонита, хлорита, в особых случаях каолинита. Кальций и кремний в основном обогащают грунтовые воды. Железо и марганец присутствуют в окисной форме и являются малоподвижными. Для равнин с жарким аридным климатом характерны инфильтрационные коры. возникающие в результате обизвествования различных пород (каличе, калькреты), их окремнения (силькреты), ожелезнения, омарганцевания пород (пустынный «загар») и т. д. Коры выветривания, образовавшиеся в типичных условиях аридного климата, описаны для Средней Азии СССР, Египта. Алжира, Южной Америки.

В холодном нивальном климате под действием физического выветривания возникают глыбовые и дресвяные элювиальные образования, покрывающие чехлом вершины и склоны возвышенностей. В некоторых районах коры выветривания имеют сложный профиль, формирующийся в непостоянных климатических условиях или меняющихся гидрогеологической и геоморфологической обстановках. Такие коры отличаются весьма сложной ассоциацией минералов. И. И. Гинзбург называл их «наложенными».

Широкое развитие кор и наиболее глубокие изменения исходных пород установлены только в отдельные эпохи, отличавшиеся особыми физико-географическими условиями [12].

Надо отметить, что сравнительно полное представление о распространении и условиях формирования имеется по корам выветривания фанерозойского времени; менее ясны эти вопросы для докембрийских кор. Трудности распознавания и выяснения первичных особенностей последних связаны главным образом с их метаморфизмом. Однако полученные в последние годы данные [4, 8, 11 и др.] указывают на широкое развитие кор выветривания не только в протерозое, но и в архее. а также на близость общей направленности гипергенных процессов и близость характера изменений горных пород при образовании кор выветривания в фанерозое и в докембрии.

Некоторые вопросы гипергенного преобразования континентальных отложений рассмотрены Е. В. Шанцером [13].

За последние годы все большее число исследователей в своих работах развивают идеи о необходимости комплексного одновременного изучения всех продуктов зоны гипергенеза, выделяя среди них. кроме площадных кор выветривания. карстовые образования. водоносные горизонты, глубинные зоны гипергенеза. При этом значительное внимание уделяется процессам гипергенного метасоматоза и рудообразования. Именно на этом пути могут быть найдены связующие звенья между гипергенными и гипогенными гидротермальными процессами, что позволит создать научно обоснованную теорию общего рудообразования в приповерхностной зоне Земли [9].

Полезные ископаемые, связанные с корами выветривания. С корами выветривания связаны месторождения многих полезных ископаемых. Их принято делить на элювиальные, входящие в состав кор выветривания и осадочные — кластогенные и хемогенные. Представителями элювиальных полезных ископаемых являются латеритные бокситы, элювиальные руды железа, марганца, никеля, кобальта и еще ряда металлов, фосфориты. аутигенные образования карбонатных пород (калькреты, каличе). кварциты (силькреты), первичные каолины, маршаллит. вермикулит, элювиальные россыпи золота, алмазов, касситерита, ильменита, тантало-ниобатов и других ценных минералов. Осадочные полезные

ископаемые, связанные с корами выветривания, слагаются «близко переотложенными» продуктами последних, сохранившими основные черты вещественного состава кор. Деление их на кластогенные и хемогенные обусловливается формой переноса и отложения вещества, высвобождающегося при выветривании исходных пород. К осадочным полезным ископаемым относятся: переотложенные бокситы, большинство осадочных руд железа, марганца, основная часть кварцевых песков, вторичные каолины, огнеупорные и тугоплавкие глины, минеральные россыпи, относящиеся к разнообразным, преимущественно континентальным фациям. Связь с корами выветривания устанавливается еще для многих месторождений руд и нерудного сырья. В частности, это распространяется на некоторые стратиформные месторождения руд цветных металлов, золота, континентальные скопления минеральных солей и залежи различных строительных материалов. Все названные полезные ископаемые относятся к формациям кор выветривания. Можно также упомянуть, что богатые окисные железные руды Кривого Рога И. И. Гинзбург (1957 г.) связывает с корой выветривания железистых кварцитов. В хребте Каратау к мезозойской коре выветривания приурочены залежи окисных руд свинца. В пустынях в коре выветривания образуются месторождения урана и ванадия (карнотиты США и др.). Все это придает изучению кор выветривания очень большое практическое значение. Помимо перечисленных месторождений, для которых связь с корами выветривания устанавливается вполне отчетливо, имеются многочисленные залежи полезных ископаемых, образовавшиеся, вероятно, за счет продуктов кор «дальнего переноса», но непосредственная связь их с корами утеряна. К ним относятся большинство железных руд морских фаций, многочисленные минеральные россыпи, возникающие за счет промежуточных коллекторов. Эти месторождения находятся нередко в большом удалении от материнских кор, не могут быть включены в формации последних, но, как правило, близки по времени возникновения к эпохам регионального корообразования.

В последние годы (1978—1980 гг.) опубликован ряд статей, авторы которых касаются вещественного состава кор выветривания и роли их в формировании полезных ископаемых [1, 2, 3, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вершинин А. С., Уртадо Г. А., Кромбет Э. К.* Геохимические особенности латеритного профиля коры выветривания гипербазитов. — Известия вузов, сер. Геол. и разв., 1978, № 12. 87 с.

2. *Витовская Н. В.* Типоморфные минеральные парагенезисы кор выветривания серпентинитов. — Геология рудных месторождений, 1978, т. 20, № 6, с. 60—74.

3. *Вытенков В. В., Коваков Г. Ф.* Поведение калия в корах выветривания (на примере одного из регионов СССР). — Зап. Лен. горного ин-та, 1978, т. 76, с. 76—81.

4. *Головенок В. К.* Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения. — В кн.: Сборник трудов ВИМС. М., 1975, с. 16—28.

5. *Кашик С. А., Карпов И. К.* Основные проблемы физико-химической теории необратимых процессов минералообразования в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М., 1977, с. 87—99.

6. *Кашик С. А., Карпов И. К.* Влияние парциального давления CO_2 в атмосфере на состав продуктов выветривания. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 173—176.

7. *Кора* выветривания и связанные с нею полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975.

8. *Миловский А. В.* О первичных осадочных образованиях Земли и направленности геохимических процессов в геологической истории. Тезисы докладов на X Всесоюзн. Литологич. совещ. 16—19 апреля 1973 г. М., 1973, с. 16—17.

9. *Михайлов Б. М.* Типизация продуктов гипергенеза. — Труды совещания по корам выветривания, Алма-Ата, Изд. КазИМС, 1981.

10. *Родин Р. С.* Поведение породообразующих элементов при выветривании кварцевых пород. — Труды Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья. Новосибирск, 1976, вып. 240, с. 103—109.

11. *Сидоренко А. В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Сборник трудов ВИМС, М., 1975, с. 5—16.

12. *Цехомский А. М.* Основные понятия, связанные с характеристикой кор выветривания. — В кн.: Основы регионального изучения кор выветривания. Л., 1974, с. 11—100.

13. *Шанцер Е. В.* Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений. Сущность и значение понятия «генетический тип отложений» и аллювий, как его эталон. — В кн.: Литол. в исследованиях ГИН АН СССР. М., 1980, с. 56—95.