

А.И. МАЛИНОВСКИЙ

ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ



**ДАЛЬНАУКА
2013**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук
Дальневосточный федеральный университет
Школа естественных наук
Кафедра геологии и ГИС

А.И. Малиновский

ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ

Допущено Ученым советом Школы естественных наук ДВФУ
в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению 020700 «Геология»



Владивосток
Дальнаука
2013

УДК 552.12(075)

Малиновский А.И. ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ. УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ. – Владивосток, Даль-
наука, 2013. – 188 с.

Учебное пособие охватывает широкий круг вопросов, рассматриваемых литологией как наукой об осадочных породах. Приведены основные понятия и положения литологии как науки, ее главные цели и задачи, а также объекты изучения. Изложены общие представления об осадочных горных породах, их составе, строении, классификации и распространении. Описаны основные группы осадочных горных пород, механизмы и обстановки их формирования, постседиментационные изменения, эволюция осадкообразования в истории Земли, теоретическое и практическое значение конкретных пород. Рассмотрены основные методы и приемы изучения осадочных пород.

Адресована студентам вузов и аспирантам, обучающимся по направлениям «Геология» и «Прикладная геология», а также может быть использована студентами других специальностей естественно-научного профиля, геологами-практиками и научными работниками.

Ил. 84, табл. 30, библ. 49.

Ответственный редактор к.г.-м.н. Г.М. Вовна
Рецензенты д.г.-м.н. А.Н. Деркачев

ISBN

© ДВГИ ДВО РАН, 2013 г.
© А.И. Малиновский, 2013 г.

Данное учебное пособие посвящено рассмотрению основного круга вопросов и проблем литологии – науки о современных осадках, осадочных горных породах и генетически связанных с ними полезных ископаемых.

В первой части достаточно подробно излагаются основные понятия и положения литологии как науки, ее главные цели и задачи, а также объекты изучения. С учетом последних достижений отечественной и зарубежной литологии обсуждаются общая схема образования и изменения осадочных пород, стадии и типы литогенеза, их движущие силы, основные процессы и результаты. Детально рассматриваются компонентный состав осадочных пород, дается их генетическая классификация, характеризуются различные существующие источники обломочного вещества, способы его мобилизации, переноса и накопления, а также оценивается их относительная роль в составе осадочных пород. Здесь же описывается общее строение осадочных пород: структуры, текстуры, упаковка, а также некоторые их физические свойства. Рассматривается теоретическое и практическое значение литологии, а также основные методы и приемы литологических исследований.

Во второй части систематически описаны основные группы осадочных горных пород: их классификация, характерные структуры и текстуры, вещественный состав, способы и условия формирования, постседиментационные изменения. В пределах каждой группы дана характеристика их представителей. Рассмотрены основные закономерности распространения и эволюции осадкообразования в истории Земли, теоретическое и практическое значение конкретных пород.

Учебное пособие подготовлено на основании компиляции, критического анализа и творческой переработки большого количества отечественных и зарубежных учебников и фундаментальных публикаций, включая самые современные. Базовым материалом для пособия послужил классический учебник В.Т. Фролова «Литология», изданный в трех томах (1992-1995). В качестве дополнительных источников привлекались учебники и монографические работы М.С. Швецова, Н.В. Логвиненко, В.Г. Кузнецова, А.И. Антошкиной, Ф. Дж. Петтиджона, Р.К. Сели, Л.В. Рухина, О.В. Япаскурта и др. Все они указаны в списке литературы и могут быть использованы студентами для углубленного самостоятельного изучения.

Учебное пособие составлено на основе курса лекций, читаемых студентам третьего курса Дальневосточного Федерального университета, обучающимся по направлению 020700 «Геология», и полностью соответствует образовательному стандарту по данной дисциплине, утвержденной Министерством образования Российской Федерации.

ГЛАВА I. ВВЕДЕНИЕ В ЛИТОЛОГИЮ

1.1. Литология – наука об осадочных породах

Литология (от греческих слов «литос» – камень и «логос» – учение) – наука о современных осадках и осадочных породах, их составе, строении, происхождении, закономерностях пространственного размещения и использования.

Предметом изучения литологии являются осадочные горные породы, в которых запечатлена история их формирования и которые образуют стратисферу – осадочную оболочку Земли.

Осадки и осадочные породы образуются в результате взаимодействия физических, химических и биологических процессов. Они являются важнейшим звеном круговорота вещества, происходящего в литосфере Земли. Процессы выветривания и эрозии, постоянно происходящие на поверхности Земли и зависящие от тектонических и климатических факторов, являются основными поставщиками материала для осадочных пород. Частицы горных пород, образующиеся при выветривании, в конечном счете, отлагаются в виде слоев на породах, залегающих ниже. Вместе с неорганическим веществом может отлагаться материал органического происхождения: остатки растений, скелеты живых организмов и продукты их жизнедеятельности. Такие слоистые неконсолидированные (или другими словами неуплотненные) образования называются **осадками**. Со временем слои осадков, сначала подвергаются уплотнению, а затем и литификации (т.е. цементации) и превращаются в **осадочные породы**.

Осадочные породы очень широко распространены на Земле, покрывая более 3/4 площади материков, а также большую часть дна океанов, морей и других водоемов. Общий их объем по некоторым подсчетам превышает 1,2 млрд. км³. Вместе с тем, они составляют лишь незначительную часть общей массы Земли, составляя например, до глубины 16 км только около 5% ее массы. На некоторых участках суши осадочные породы имеют мощность в тысячи метров, ими создана большая часть континентального рельефа. Максимальные мощности в горно-складчатых сооружениях достигают 20-25 км, средняя же мощность стратисферы для Земли в целом составляет 2,2 км. С осадочными породами связаны большинство главнейших полезных ископаемых – нефть, газ, уголь, железо, алюминий, фосфориты, соли и т.д. Все это и определяет важность, но также и большую сложность их изучения.

1.2. Задачи и значение литологии

Литология является одной из фундаментальных геологических наук, без которой невозможно развитие многих областей геологических знаний. В составе литологии выделяют: *общую литологию*, изучающую процессы образования и изменения осадочных пород, *петрографию осадочных пород*, направленную на изучение строения и состава пород, и *методы исследования осадочных пород*, включающие самые разнообразные физико-химические и литологические методы изучения вещества пород. Литология призвана всесторонне изучать строение, состав, сложение и степень измененности осадочных пород, содержащиеся в них органические остатки и на основании этого решать вопрос об их генезисе. Важнейшей задачей литологии также является изучение состава и происхождения осадочных полезных ископаемых. Все это определяет *главные задачи* и *научное значение* литологии:

1. Изучение вещественного состава и строения осадочных пород и осадочных полезных ископаемых;

2. Выяснение генезиса как для более глубокого познания пород, так и для палеогеографических реконструкций и выяснения этапов развития регионов и всей Земли.

3. Помощь в изучении магматических и метаморфических пород, которые в виде обломков рассеяны в осадках и тем самым сохранены для их изучения и восстановления материнских массивов, поскольку в питающих провинциях массивы, послужившие источниками обломков, имеют малые шансы сохраниться для изучения (они обычно полностью эродируются);

4. Помощь в решении стратиграфических задач: а) установление последовательности напластования отложений; б) корреляция разрезов на основе их строения, вещественного состава, прослеживания перерывов и маркирующих горизонтов; в) расчленение отложений на литологические стратиграфические подразделения; г) определение нормального или перевернутого залегания, а также сдвигания разрезов.

5. Изучение осадочных и вулканогенно-осадочных формаций для восстановления геотектонического режима, палеогеографических обстановок, закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Таким образом, литология является одной из фундаментальных геологических наук, без которой невозможно развитие многих областей геологических знаний.

Практическое значение осадочных пород заключается в том, что из них добывают более 95% всех полезных ископаемых: 100% всех горючих ископаемых (нефть, газ, уголь, горючие сланцы, торф), 100% руд Al, Mn, Fe, Mg, калийных и других солей, известняков, йода, брома; 90% урана, фосфоритов, огнеупоров, керамического и стекольного сырья; 50-75% медных, свинцовых, цинковых и оловянных руд (табл. 1.1). Большинство стройматериалов, цементное сырье, флюсы для металлургии и многое другое также добывается только из осадочных пород. Осадочные породы часто служат основаниями для инженерных сооружений, на них развивается почва – основа жизни на Земле; они являются ловушками для воды, нефти и газа.

Таблица 1.1. Относительные значения осадочных полезных ископаемых в мировых запасах, по (Пустовалов, 1964) с сокращениями.

Виды ископаемого	1	2	Виды ископаемого	1	2
Энергетические ресурсы			Строительные материалы		
Нефть и горючие газы	100		Известняки, мергели	100	
Ископаемые угли	100		Глины	100	
Горючие сланцы	100		Щебень, гравий, песок	100	
Торф	100		Химическое сырье		
Урановые руды	90	10	Фосфатное	80	20
Сырье черной металлургии			Калийные соли	100	
Железные руды	90	10	Известняки, мел, гипс	100	
Флюсы (известняки)	100		Сера самородная	90	10
Коксующиеся угли	100		Каменная соль	100	
Марганцевые руды	100		Йод-бромное сырье	85	15
Хромовые руды	7	93	Медные руды	72	28
Формовочные пески	100		Бокситы	100	

Примечание. Мировые запасы, %: 1 – осадочные руды; 2 – магматогенные руды.

1.3. История литологии

Сейчас трудно восстановить всю историю развития литологии. Осадочными породами человечество пользовалось всегда: в каменном веке добывали кремни для изготовления различных изделий труда и охоты, глину для примитивной посуды, а также охры (гидроокислы железа, хрома, марганца) для первых наскальных рисунков. Позже стали добывать соль, железо, медь, глину и известняки для строительства, уголь и т.д. Постепенно человек накапливал сведения об осадочных породах. У Леонардо да Винчи, Николаса Стено и других ученых эпохи Возрождения мы находим уже систематизированные знания о ряде осадочных пород. Обобщение имевшихся знаний о многих из них дает великий русский ученый М.В. Ломоносов в работе «О слоях земных», вышедшей в 1763 г. Он одним из первых объяснил происхождение ряда осадочных пород, в том числе нефти и каменного угля. Позже Д. Геттон в 1795 г. опубликовал книгу об условиях образования некоторых осадочных пород Англии. Затем появились работы Н.К. Головкинского (1867 г.) и И. Вальтера (1894 г.) посвященные цикличности осадкообразования. К концу девятнадцатого столетия прочные позиции в геологической науке заняла доктрина актуализма. Ч. Лайель в своих работах показал, как современные процессы могут быть использованы для распознавания структур и текстур древних осадочных образований.

В XIX в. появляются первые литологические работы. В это время вводятся и развиваются такие понятия как фация и генетический тип отложений. Понятие о фации в современном виде ввел в науку А. Гресли в 1838 г., понимавший ее как участок пласта или горизонта, отличающийся от соседних участков и отражающий условия осадконакопления. В России это понятие активно применяли и развивали Н.А. Головкинский, А.А. Иностранцев, А.П. Карпинский и др. Одновременно с А. Гресли французский геолог К. Прево разработал генетическую классификацию отложений – «формаций». Он выделял морские, солоноватоводные, озерные, болотные, речные, травертиновые и наземные формации. В 1850 г., с введением Г. Сорби поляризационного микроскопа, возникает осадочная петрография. Значительный вклад в развитие литологии внесли экспедиции Д. Меррея и А. Ренара на судне «Челленджер» в 1872-1876 гг. Ими были изучены осадки всех океанов. Н.А. Андрусов в 1890-1896 гг. изучил черноморские осадки и установил сероводородное заражение его вод, а Н.М. Книпович в 1898-1906 гг. – осадки Баренцева моря. Более систематически во второй половине XIX в. стали изучаться собственные осадочные породы и минералы: К. Гюмбелем, К.Д. Глинкой, В.В. Ламанским – глаукониты; М.Д. Сидоренко, В.Н. Чирвинским, Я.В. Самойловым – фосфориты; Н.А. Соколовым – марганцевые руды, С.П. Поповым – железные руды. В целом же, литологические исследования в то время чаще всего проводилось в рамках регио-нальных стратиграфических исследований. Одновременно развивалась методическая база литологии. Ж. Туле впервые применил тяжелые жидкости для разделения минералов осадочных пород по удельному весу, одна из этих жидкостей названа его именем. Делессе в 1899 г. впервые провел электромагнитное разделение минералов, а А. Ле Шателье в 1885 г. – термический анализ. А.П. Карпинский внедрял микроскопический метод в петрографию и разработал палеогеографический метод геотектонического анализа.

Литология, как одна из отраслей геологии, обособилась в конце XIX – начале XX вв. в результате стратиграфических и палеогеографических исследований, сопровождавшихся изучением вещественного состава осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Время рождения литологии определяется по времени ее выделения из общей геологической науки, что совпадает с началом чтения соответствующих курсов в учебных заведениях. Поэтому, рождение литологии можно приурочить к 1922 г., когда впервые М.С. Швецов начал читать курс петрографии осадочных пород для студентов Московского университета. Практически в это же время А. Грэнб стал читать аналогичный курс в США, А.Н. Зава-

рицкий – в Ленинградском горном институте (1925 г.), а Б.П. Кротов – в Казанском университете (1925 г.). Широкий размах геологических работ в начале XX века обусловил рождение не только литологии, но и геохимии, геофизики, морской геологии, палеоэкологии и учения о фациях. Лекции по фациям Д.В. Наливкин начал читать в Горном институте Петрограда в 1922 г. В 1927 г. он публикует работу «Пески и течения», а в 1931 г. – «Учение о фациях». В 1923 году Я.В. Самойлов сформулировал основные задачи литологии, наметил программу и методологию исследований осадочных пород.

Таким образом, к 30-м годам XX в. в мировой геологии назрело время для новой фундаментальной, глубоко теоретической науки, базирующейся на огромном фактическом материале и имеющей важные теоретические и практические задачи. Это время характеризуется повсеместным быстрым ростом горнодобывающей промышленности (особенно угольной, нефтяной и газовой), увеличением добычи и ростом производства строительных материалов. Это, в свою очередь, потребовало от геологов разработки соответствующих концепций в области теории осадкообразования и методов изучения осадочных пород.

Большую роль в становлении литологии как науки сыграли работы В.И. Вернадского, Ю.А. Жемчужникова, И.М. Губкина, Л.В. Пустовалова, Н.М. Страхова. Так В.И. Вернадским было изучено влияние органической жизни на формирование осадочных пород. И.М. Губкин оценил значение осадочных пород как резервуаров нефти и газа, показал возможности фациального анализа для прогнозирования и поисков этих полезных ископаемых. Л.В. Пустовалов в монографии «Петрография осадочных пород» (1940 г.) впервые сформулировал основополагающие идеи о дифференциации вещества в зоне осадконакопления и периодичности осадочного процесса. Работы Ю.А. Жемчужникова имели большое значение для развития литологии в области изучения генезиса слоистых осадочных пород и угольной геологии. Одновременно и в других странах интенсивно развивались литологические исследования. Л. Кайё в 1935 г. публикует петрографическое описание пород, в том числе песчаных, кремнистых и карбонатных. Эталонными стали петрографические описания конгломератов, известняков, глауконита А. Гаддинга. Публикуются многочисленные материалы о строении и седиментации рифов, современных и древних дельт, подводных каньонов, о происхождении флиша, составе глауконитов, кремнистых пород, туфов.

После II Мировой войны литология вступила в зрелую стадию своего развития. Быстрыми темпами наращивались запасы и разработка месторождений нефти, газа, угля, руд, фосфоритов, солей, известняков, глин. На проведенном в 1952 г. Первом Всесоюзном литологическом совещании основной задачей литологии было признано создание теории осадочного процесса и формирования полезных ископаемых. Большим вкладом в ее развитие стала монография Н.М. Страхова «Основы теории литогенеза» (1960-1962), в которой разработано учение о типах литогенеза и их эволюции в истории Земли. Широкую известность получили работы отечественных литологов А.Е. Ферсмана, Л.Б. Рухина, Н.Б. Вассоевича, А.Г. Коссовской, А.П. Лисицина, В.Д. Шутова, Л.Н. Ботвинкиной, Н.В. Логвиненко, П.П. Тимофеева, В.Т. Фролова, В.Н. Холодова, И.О. Мурдмаа, Я.Э. Юдовича и др. За границей литология успешно развивалась во Франции, Англии и особенно в США. Крупные достижения литологии здесь связаны, главным образом, с развитием нефтяной промышленности. Выдающимися учеными-литологами за границей являются В. Крамбейн, Г. Мильнер, П. Босвелл, К. Эдельман, В. Твенхофел, Ф. Петтиджон, Ф. Шепард и др. С 60-х годов XX века развернулись и продолжают исследования морских осадков. В 1968 г. началось глубоководное бурение дна океанов вначале с усовершенствованного судна «Гломар Челленджер», а затем и с «Гломар Эксплорер», к настоящему времени пробурившим более 800 глубоких скважин.

1.4. Связь со смежными науками

Литология тесно связана со многими геологическими науками – петрографией, стратиграфией, палеонтологией, экологией, географией, океанологией, кристаллографией, минералогией, геотектоникой, исторической геологией, инженерной геологией, учением о нефти и другими. Она использует возможности этих наук и вместе с тем решает задачи, необходимые для них.

Литология, а точнее ее часть – петрография осадочных пород, ближе всего к **петрографии магматических пород**. Их объединяют методы изучения вещества (микроскопические, минералогические, химические), а также некоторые общие составные части (минералы, вулканические компоненты и литокласты).

Литология наиболее тесно связана со **стратиграфией, палеонтологией, географией и гидрогеологией**. Вместе со стратиграфией она изучает строение слоистых толщ, упорядочивая их во времени и в пространстве, а также выделяет однородные в историко-геологическом отношении комплексы слоев: свиты, серии, геоформации. Обе эти науки, стратиграфия и литология, пользуются многими общими методами и результатами исследований и объединяются в учениях о фациях и формациях.

Большинство осадочных пород на Земле является прямым порождением биосферы (карбонаты, кремни, фосфориты, глины, многие руды), поэтому **биология, палеонтология и палеоэкология** очень тесно связаны с литологией. Органическое вещество участвует в пороодообразовании, меняет геохимию верхней части литосферы и определяет течение минеральных процессов. Организмы участвуют в переработке илов, процеживают через себя воду океана, аккумулируя в организме минеральные частицы, и способствуют их осаждению на дно морей и океанов. Литология помогает палеонтологам определять условия жизни организмов, а палеонтологические остатки – условия и способы седиментации, геологический возраст и особенности эволюции осадконакопления в истории Земли.

Очень тесная связь литологии с **географией**, поскольку современный облик Земли и протекающие на ее поверхности геологические процессы лежат в основе метода актуализма, позволяющего познать условия и процессы осадкообразования прошлого. Особенно важны **физическая география, климатология, гидрология, океанология и геоморфология**, т.к. одной из главнейших конечных целей литологических исследований является реконструкция ландшафтов прошлого и в целом палеогеографии древних эпох.

Современная **тектоника**, базирующаяся на изучении геологических формаций, невозможна без литологии, поскольку она дает тектонистам анализ слоистости, цикличности и метод определения нормального или перевернутого залегания слоев. Но с другой стороны и тектонические режимы являются определяющими факторами накопления осадочных пород, а при их опускании на глубину – дальнейших постседиментационных преобразований.

Очень тесны связи литологии с **инженерной геологией, учением о полезных ископаемых** и другими **прикладными науками**. Литология дает для них вещественную и генетическую базу и одновременно заимствует методы и результаты углубленного изучения вещества, материалы по детальным исследованиям месторождений полезных ископаемых, створов плотин и других площадок для строительства.

Связи с фундаментальными науками о веществе, в частности с **химией** и **физикой**, как методические, так и теоретические: это использование методов анализа вещества и законов фазовых и других переходов. Без знания физических и химических законов и методов часто нельзя понять многие геологические процессы. Связь с **математикой** постоянно укрепляется и расширяется. Литология все шире использует методы математической статистики, математическую логику, а также новые виды анализов и вычислительной техники.

1.5. Методы литологии

Осадочные горные породы обладают целым рядом генетических и диагностических признаков и свойств. Некоторые из них определяются непосредственно в полевых условиях – в обнажениях, горных выработках или на скважинах, другие – в лабораторных условиях: при оптических, химических и физических исследованиях образцов горных пород. Все существующие методы исследований в литологии можно условно подразделить на методы изучения вещества пород и литогенетические методы, направленные на выяснение генезиса пород и их ассоциаций. Эти методы, в свою очередь, делятся на полевые и лабораторные.

Полевое изучение пород предоставляет основной фактический материал для всех дальнейших лабораторных методов исследований. Полевые литологические работы характеризуются детальным описанием состава и строения осадочных пород, тщательными наблюдениями за органическими остатками, их сохранностью, замещением минералами, распределением, количественными соотношениями и условиями захоронения. Проводятся определения состава и условий залегания осадочных пород в буровых скважинах на основании выявления физических параметров пород разреза.

Методы лабораторных исследований сложны и многообразны, число их продолжает расти, при этом они становятся все более совершенными. В лабораторных условиях всеми доступными литологам методами производится определение вещественного состава, строения, физических, химических и других свойств горных пород. Одним из основных лабораторных методов является *микроскопический* в шлифах с использованием поляризационного микроскопа. Для определения минерального состава породы в зёрнах применяется *иммерсионный метод*, основанный также на оптических свойствах минералов. Для разделения зёрен рыхлых пород по гранулометрическому составу используется *гранулометрический анализ*. Параллельно с микроскопическим анализом, породы исследуются различными *химическими методами*: валовой химический анализ, определение содержания отдельных элементов, рациональный анализ – анализ кислотных и водных вытяжек и т.д. Содержание редких и рассеянных элементов определяется с помощью *спектрального анализа*. *Термический анализ* позволяет определять поведение минералов, слагающих некоторые осадочные породы, при нагревании до 1000 °С и выше; наблюдаемые при этом изменения дают возможность судить о составе этих пород. В последнее время широкое развитие получили методы *электронной микроскопии* и *рентгеноструктурного анализа*, предназначенные для исследования тонкодисперсных (глинистых, кремнистых, карбонатных) пород, точной диагностики минерального состава, степени кристалличности и измененности кристаллической структуры, исследования морфологии отдельных кристаллов и раковин, а также их изменений на разных стадиях литогенеза.

Завершающим этапом лабораторных литологических исследований является обобщение результатов полевых наблюдений и разнообразных физико-химических анализов осадочных пород. Главными **методами обобщения** при изучении осадочных пород являются генетические методы *фациального* и *формационного анализов*, а также получившего в последнее время широкое распространение *бассейнового анализа*. Для обобщения материалов лабораторных исследований существует методы графического выражения результатов (диаграммы, графики, кумулятивные кривые), а также приёмы математической статистики, позволяющие использовать современную вычислительную технику. По результатам полевых и лабораторных исследований составляются литологические колонки и фациальные профили, а также литолого-фациальные карты разных масштабов.

ГЛАВА 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ

2.1. Определение осадочных пород

Основным объектом исследования литологии являются *осадочные горные породы*. Характерной их особенностью является чрезвычайное разнообразие состава и происхождения. К осадочным породам относятся: 1) механические смеси обломочных частиц минералов или минеральных агрегатов из подвергшихся разрушению более древних пород (алевриты, глины, галечники, пески, песчаники, гравелиты и конгломераты); 2) продукты химического выветривания различных пород (некоторые глины, латериты, бокситы); 3) скопления частиц, выброшенных вулканическими взрывами (туфы, теффроиды, туффиты); 4) химические накопления водных бассейнов (соли, некоторые карбонатные породы); 5) биогенные образования (торф, уголь, известняки); 6) сложные водорослево-бактериально-хемогенные накопления (фосфатные, карбонатные, кремневые, железистые, марганцовистые).

Такое разнообразие и сложность состава и происхождения осадочных пород привело к возникновению множества определений самого понятия *осадочная порода*. Ранние определения осадочных пород (Розенбуш, 1934; Twenhofel, 1932 и др.) трактовали их в основном как слоистые породы, представляющие собой скопления продуктов разрушения всех других пород. Определения, данные А.Н. Заварицким (1932) и В.Н. Лодочниковым (1934), впервые показали, что главное отличие осадочных пород от магматических заключается в разной обстановке их образования. Тем самым был предложен термодинамический подход к разграничению магматических и осадочных пород, что хорошо выражается терминами «экзогенные» и «эндогенные» породы.

Наиболее конкретно эти различия выразили Н.В. Логвиненко (1967), определивший осадочную породу как *«геологическое тело, возникшее из продуктов физического и химического разрушения литосферы или в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов, или того и другого одновременно»*, а также Л.В. Пустовалов (1940) в своем классическом, не утратившем актуальности, определении: *«осадочными породами следует считать геологические образования, представляющие собой скопления минеральных или органических, или тех и других продуктов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры»*. С некоторым упрощением и перефразировкой В.Т. Фролова (1992) это определение звучит следующим образом: *«Осадочными следует считать горные породы минерального или органического состава, возникшие на поверхности литосферы или вблизи нее и существующие при термодинамических условиях, характерных для верхней части земной коры»*.

Итак, из приведенных определений следует, что главным отличительным признаком осадочных пород является то, что все они сформировались на поверхности Земли или в водных бассейнах в результате различных длительных геологических процессов, включающих возникновение исходного осадочного материала, его перенос, накопление и превращение осадка в горную породу. Исходным веществом для образования осадочных отложений служат продукты механического и химического разрушения более древних пород (магматических, метаморфических, осадочных), жизнедеятельности организмов, вулканической деятельности, а также растворенные в водах химические соединения, атмосферные газы, космическая пыль и метеориты. В зависимости от преобладания того или иного компонента осадочная порода будет обломочной, хемогенной, биогенной или вулканогенно-осадочной.

2.2. Литогенез

Возникновение и изменение осадочных пород представляет собой ряд последовательных закономерных процессов, происходящих в различных термодинамических и физико-химических условиях, которые накладывают отпечаток на их строение и минералогический состав. В самом общем виде процесс образования осадочных пород можно представить в виде следующей схемы:

1. образование и мобилизация исходного вещества осадков в процессе физического и химического разрушения материнских пород;
2. перенос осадочного материала к месту захоронения с частичным осаждением его на путях переноса;
3. накопление осадочного вещества на поверхности и в водных бассейнах, т.е. возникновение осадков;
4. превращение осадков в осадочные породы;
5. глубинное преобразование осадочных пород под влиянием повышенных температур и давления.

В целом же, совокупность всех процессов, непосредственно связанных с образованием и последующим превращением осадка в горную породу, а также дальнейшим ее преобразованием в метаморфическую породу называется **литогенезом**.

2.3. Типы литогенеза

Какие же факторы влияют на условия образования осадков? Среди множества природных факторов, влияющих на осадконакопление, определяющими являются **климат, рельеф и геотектонический режим территории**. Из них наибольшее значение имеет **климат**. Климат определяется множеством факторов. Это интенсивность солнечной радиации, прозрачность и состав атмосферы, гипсометрическое положение суши и дна Мирового океана, соотношение площадей суши и моря и т.д.

Все эти обстоятельства послужили основанием Н.М. Страхову в 50-60 годах XX века ввести понятие типов литогенеза. Под **типами литогенеза** он понимал самые крупные естественные комплексы условий и процессов, определяющие формирование качественно отличных от производных других типов продуктов – осадков и пород. Поскольку формирование осадков и пород в основном определяются климатическими условиями, то и главные типы литогенеза **климатические**. Выделяются три типа литогенеза: *гумидный*, *аридный* и *ледовый* или *нивальный*. Зоны их распространения покрывают поверхность земли практически полностью. Однако в некоторых зонах климатические черты смазываются, становятся нечеткими, что связано с еще одним, дополнительным фактором, определяющим ход осадочного процесса – вулканической деятельностью. Это позволило Н.М. Страхову выделить четвертый тип литогенеза – *вулканогенно-осадочный*, связанный с древними или современными областями вулканической деятельности. В отличие от гумидного, аридного и нивального типов литогенеза являющихся климатическими т.е. зональными, вулканогенно-осадочный тип не связан с климатом и является по отношению к ним аazonальным.

Гумидный тип литогенеза назван по его наиболее характерным производным – гуминовым соединениям. Он приурочен к обстановкам влажного тропического, субтропического и умеренного климатов с обильным развитием растительности. Этот тип литогенеза характеризуется положительными температурами большую часть года или весь год и преобладанием количества атмосферных осадков над испарением, поэтому баланс влаги положительный. В этих областях широко развиты процессы физического, химического и биологического выветривания. Это является причиной того, что генезис образующегося здесь материала наиболее разнообразен. Основным агентом переноса осадочного материала

является вода. Постоянные и временные водные потоки, а также течения переносят основную массу обломочного, хемо- и биогенного материала. Количество обломочной, хомогенной, органогенной и коллоидальной частей в осадке контролируются температурой, количеством атмосферных осадков, жизнедеятельностью организмов, рН и Eh среды, рельефом. Не полностью разложившиеся органические вещества (в виде CO_2 и гуминовых кислот) способствуют наиболее интенсивному механическому и химическому выветриванию пород. Многообразие обстановок предопределяет и разнообразие литологических типов пород: здесь образуются обломочные, углистые, глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные, кремнистые, карбонатные породы. Процессы преобразования осадков сложны и многообразны.

Гумидный тип распространен на большей части площади континентов и поверхности океанов – он покрывает примерно 57% суши или 70% поверхности всей планеты. Поэтому он, естественно, неоднороден и по тепловому режиму подразделяется на *теплый (тропический)* и *умеренный подтипы*. Первый образует один экваториальный пояс, второй – два, в Северном и Южном полушариях. В современной геологической эпохе наиболее распространен северный умеренный подтип: это зоны тайги, тундры и степей. Есть основание предполагать, что в прошлые геологические эпохи территории с гумидным типом литогенеза имели еще большее распространение. Следовательно, гумидный тип литогенеза был и остается господствующим, а осадочные породы, продукты этого типа литогенеза, являются наиболее распространенными и, соответственно, наиболее изученными.

Аридный тип литогенеза назван по аридным зонам Земли, где недостаточно влаги для произрастания растений и часто отсутствуют почвы и растительный покров. Этот тип литогенеза характерен для континентов (пустыни, полупустыни, сухие степи), но встречается и в морских условиях (например, Красное и Каспийское моря). Баланс влаги здесь отрицательный: атмосферных осадков выпадает меньше, чем испаряется. В аридных зонах Земли преобладает физическое выветривание, а химическое практически отсутствует. Осадочный материал сюда поступает в виде обломочной и растворенной частей из соседних гумидных зон с постоянными и временными водными потоками. Основным агентом переноса осадочного материала является ветер. Этому способствует отсутствие или слабое развитие почвенного слоя и растительности. В составе осадков преобладают обломочные компоненты. Благодаря перевеванию ветром из аридной зоны выносятся алевритовый и глинистый материал, а накапливается песчаный. В озерах, лагунах и морях осадконакопление осуществляется за счет химического выпадения растворенного в воде вещества, осаднения приносимого ветром песчаного, алевритового и глинистого материала, а также накопления продуктов жизнедеятельности растений и животных организмов.

При засолении водоемов доминирует химическая седиментация, проявляющаяся в последовательном накоплении сульфатов кальция, хлоридов натрия, калия и марганца. В целом, для аридного типа литогенеза характерны эоловые пески и лёссы, глинисто-алевритовые образования, известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, соли, фосфаты.

Ледовый (нивальный) тип литогенеза отвечает слабо развитому осадкообразованию полярных зон или высокогорных областей с низкой температурой (среднегодовая температура – ниже 10°), в которых вода круглый год, либо большую часть года находится в твердом состоянии (т.е. в виде льда и снега) и практически исключена из агентов формирования осадков. Низкая температура воды вызывает существенное замедление химических процессов и подавляет жизнедеятельность организмов. Поэтому роль осадочного материала химического и органогенного происхождения незначительна или не проявляется вообще. Основная часть

осадочного материала формируется за счет механического (морозного) выветривания с непокрытых льдом или снегом участков. Перенос материала осуществляется ледниками, припайными и плавающими льдами и айсбергами, а также, в незначительной степени, водой подледниковых ручьев. Это самый бедный породами тип литогенеза. Накапливается часто совершенно несортированный, слабо окатанный, неслоистый материал, из которого образуются породы мореного типа – валунные глины, супеси, не отсортированные валунники.

Ледовый тип современного литогенеза развит на континентах в высоких широтах (Гренландия, Антарктида, острова Арктики), а также в высокогорных районах выше снеговой линии. На его долю приходится приблизительно 17% поверхности суши и 19% поверхности всей Земли.

Вулканоогенно-осадочный тип литогенеза является аazonальным или аклиматическим, т.е. не связанным с широтной климатической зональностью. Он присущ областям вулканической активности, которые располагаются в различных климатических зонах. Под этим типом подразумевается породобразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под влиянием эффузивного процесса. Вулканический материал поставляется как в виде твердых продуктов (вулканические бомбы, пепел), так и в виде газов и сильно минерализованных горячих термальных вод. По мере удаления от очагов вулканизма в массе осадочного материала все более возрастает роль примеси обломочного, хемогенного и органоогенного материала, а доля вулканического – падает. Твердые продукты извержения образуют вулканоогенно-осадочные (пирокластические) породы, а растворенные и газообразные вещества в условиях земной поверхности или в толще морской воды (при подводных извержениях вулканов) в результате химических реакций переходят в твердую фазу, а затем в осадок. Осадки вулканоогенно-осадочного литогенеза представлены слоями пемзы, вулканического стекла, туфов, тефроидов, брекчий, а также смесью осадочного и вулканоогенного материала в различных пропорциях. В местах подводного вулканизма осадки обогащены марганцем, железом и рядом редких элементов.

2.4. Зона осадкообразования

В формировании осадочной породы решающими являются термодинамические и химические условия **зоны осадкообразования**. Л.В. Пустовалов (1940), впервые введший понятие, определяет его как *«поверхностная зона Земли, в которой совершаются процессы, имеющие то или иное непосредственное отношение к образованию осадочных пород»*.

Процессы образования осадочных пород охватывают всю толщу гидросферы и атмосферу, а также верхнюю часть литосферы. Осадкообразование на поверхности *литосферы* начинается на вершинах гор, где морозное выветривание образуют огромное количество грубых и тонких частиц, перемещаемых силой тяжести, снежными лавинами, селевыми потоками и реками, а также подземными водами, по пути образующими временные или постоянные отложения. В них процессы осадкообразования продолжаются: на плоских водоразделах во влажном климате физическое выветривание сменяется химическим, а в почвах – биологическим. Даже пустыни являются областями активных осадкообразовательных процессов как в механической (дюны), так и в химической (солеродные бассейны) формах.

В болотах, озерах, лагунах накапливаются илестые и органические осадки, а также торфяники, горючие сланцы, сапропели, железные руды, известняки, диатомиты, на пляже – крупнозернистые осадки: песчаные и галечно-валунные отложения, россыпи тяжелых минералов. Наиболее разнообразны процессы осадконакопления в морях и океанах. Спектр этих процессов очень широк: как физические (выветри-

вание, волновые, тиховодные, коллювиальные, флювиальные), так и биогенные (риффы, банки ракушняковые, планктоногенные накопления) и вулканические. Все они протекают в разнообразных по динамике среды, ее химизму и биологической активности обстановках, на разных глубинах и в разных тектонических и климатических режимах. После отложения осадка в нем не прекращаются процессы осадкообразования, точнее уже породообразования: растворение, окисление, восстановление, гидратация, выпадение новых минералов, называемых диагенетическими, а также вывод из осадка снова в морскую воду большого числа элементов и соединений: CO_2 , NH_4 , CH_4 и других газов, а также катионов и анионов металлов.

Принадлежность всей *гидросферы* к зоне осадконакопления определяется тем, что в ней совершаются многочисленные процессы, имеющие прямое отношение к осадкообразованию. К ним относятся: формирование частиц будущих осадков (планктонные организмы и их скелет, кристаллики солей при перенасыщении, коллоиды и т.д.), транспорт терригенного, вулканогенного, биогенного и иного вещества и гравитационное его осаждение, а также трансформация в результате механического, физического, химического и биологического воздействия на частицы, осадки и породы.

Атмосфера принадлежит зоне осадкообразования потому, что в ее нижней части (по крайней мере, до высоты 25–30 км) осуществляется перенос твердых вулканических и эоловых частиц, происходит химическое воздействие содержащихся в ней газов и воды.

Таким образом, зона осадкообразования охватывает нижнюю часть атмосферы (25–30 км), всю гидросферу и верхнюю часть литосферы (до уровня стоячих грунтовых вод). Если сравнить ее с *биосферой*, то зона осадкообразования по границам и составу полностью с ней совпадает. Это показывает суть осадочного процесса: на Земле он в основном биологический – по движущим силам и материальному вкладу биосферы. Поэтому осадочный процесс нельзя понять в отрыве от биосферы.

2.5. Стратисфера

В определении осадочной породы Л.В. Пустовалов (1940) выделяет не только зону образования осадочных пород, но и зону их существования – **стратисферу**: «*совокупность осадочных пород, возникших за всю геологическую историю Земли, сохранившихся от денудации и не перешедших в состояние метаморфических пород*».

Стратисфера постоянно разрушается сверху эрозией и денудацией, а снизу – переходом в метаморфические породы. Поэтому мощность стратисферы не может быть большой, она не должна превышать 15–25 км, что определяется величиной теплового потока, выражающегося в геотермическом градиенте. Верхнюю границу стратисферы проводят по уровню (зеркалу) стоячих грунтовых вод. Она залегает в горах на глубинах до 1–1,5 км (зона просачивания поверхностных вод), а на равнинах всего на первых метрах или совпадает с поверхностью земли (в болотистых местах). Выше нее система открыта по отношению к атмосфере и гидросфере – это, как правило, зона выветривания.

Таким образом, стратисфера имеет относительно малую мощность (по массе она составляет всего 5% от массы земной коры), к тому же не везде сплошная (ее площадь, по Ф. Кларку, составляет 75% поверхности Земли). Л.В. Пустовалов (1940) привел подсчет объема стратисферы. Если принять среднюю ее мощность в 1,6 км, а площадь распространения на континентах в 116 млн км², то объем стратисферы на суше будет приблизительно равен 186 млн км³, что составит около 0,02% объема земного шара.

В стратифере протекает вторая половина истории формирования осадочных пород: осадок превращается в породу, а затем, под действием высоких температур и давления, претерпевает значительные катагенетические и метagenетические преобразования. Здесь господствует *геологическое время*, измеряемое сотнями миллионов и даже миллиардами лет, и *виды энергии*, обусловленные силой тяжести (давление нагрузки слоев), внутренним теплом, энергией химических реакций, радиоактивным распадом. Вещество здесь находится в виде двух фаз: твердой, доминирующей, и жидкой, подчиненной и с глубиной постепенно исчезающей. Жидкая фаза – это в основном водный и нефтяной растворы, весьма активные химически. Эта активность возрастает с ростом температуры и давления. Также возрастает концентрация растворенных в них веществ, и для многих достигается насыщение.

Температура в стратифере возрастает в среднем на 1 °С с углублением на 33 м. По средней геотермической ступени можно рассчитать температуру на любой глубине: на 1 км она составляет 30-35 °С, а на 5-6 км – 150-180 °С. Повышение температуры в стратифере увеличивает растворимость многих веществ (кремнезема, соединений железа, марганца, алюминия и др.) и скорость химических реакций, способствует химическому разложению силикатов, раскристаллизации и перекристаллизации, полиморфным превращениям и структурным преобразованиям, синтезу новых, более высокотемпературных минералов, преобразованию органического вещества и образованию из него углей разных марок, нефти и газа.

Давление с глубиной возрастает через каждый километр на 275 атм; так, на глубине 5-6 км давление порядка 1500 атм. С ростом давления происходит уплотнение пород, затем механическое обжатие менее крепких зерен (обломков глин, базальтов и других пород) вокруг крепких (кварцитов, кварца, кремней, полевых шпатов), внедрение крепких в пластичные, образование механоформных структур, увеличение скорости химических реакций, раскристаллизация и перекристаллизация, растворение в твердом состоянии, двойникование кальцита, мраморизация, рассланцевание глин и образование кливажа, образование гранобластных структур, направленная коррозия и кристаллизация, превращение глинистых пород сначала в аргиллиты, а потом в сланцы, кремней в кварциты, известняков в мраморы, торфа в каменные угли и т.д. Давление препятствует переходу воды в пар даже при температуре больше 100°С, способствует растворению газов в воде и в других флюидах, их миграции из зон высоких давлений в зоны с низким давлением, т.е. вверх.

ГЛАВА 3. СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

3.1. Основные этапы и стадии образования осадочных пород

Формирование осадочных пород представляет собой ряд сложных, последовательных и закономерных процессов, включающих в себя комплекс физических, химических и биологических превращений, которые и определяют их строение и минералого-геохимический состав. Каждая осадочная порода в процессе ее формирования и дальнейшего существования проходит ряд последовательных стадий, называемых *стадиями образования осадочных пород* или *стадиями литогенеза*. Стадии в свою очередь разделяются на два этапа: седиментогенез и литогенез. *Седиментогенез* объединяет три начальных стадии: мобилизацию, перенос и накопление осадочного вещества. *Литогенез* включает три стадии преобразования накопленного вещества: диагенез, катагенез и метagenез. Таким образом, *литогенез* понимается и в *широком смысле*, как породообразование в целом, т.е. охватывает все стадии, начиная с мобилизации и кончая метagenезом, и в *узком* – как непосредственно породообразование.

В самом общем виде процесс формирования осадочных пород можно представить следующим образом (рис. 3.1):

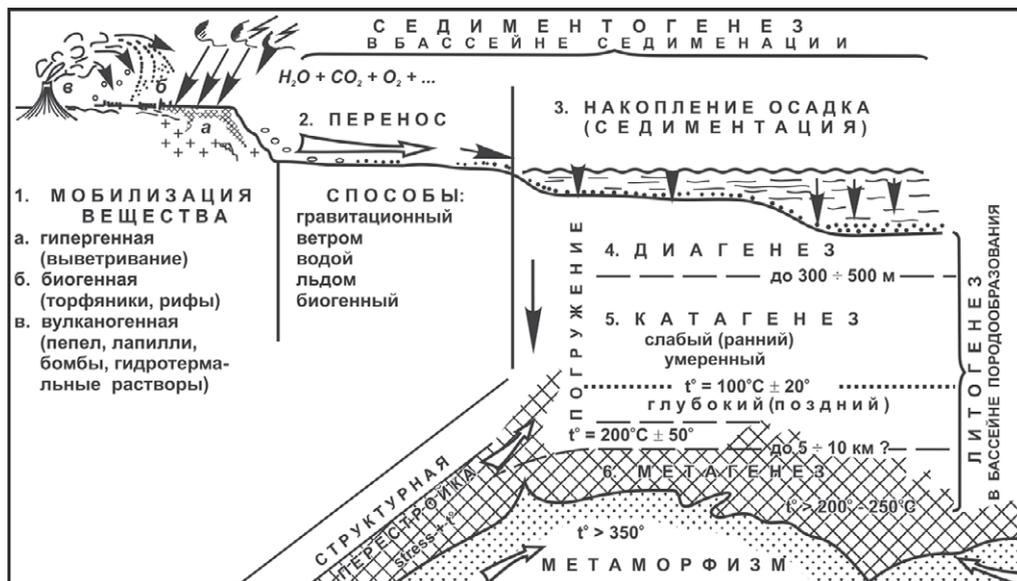


Рис. 3.1. Стадии осадочного процесса и их главные параметры, по (Япаскурт, 2008).

I этап. Седиментагенез.

Первая стадия – мобилизация вещества: возникновение исходных продуктов для образования осадочных пород. Так как подавляющая масса этих продуктов возникает благодаря процессам выветривания или гипергенеза, ее еще называют стадией *гипергенеза*.

Вторая стадия – перенос или миграция вещества.

Третья стадия – накопление или осаждение вещества, т.е. образование непосредственно осадка; ее также называют стадией *седиментации*.

II этап. Литогенез.

Четвертая стадия – диагенез: совокупность процессов преобразования рыхлых осадков в осадочную горную породу.

Пятая стадия – катагенез: химико-минералогические преобразования пород при погружении их в более глубокие горизонты литосферы.

Шестая стадия – метагенез: глубокие структурно-минералогические изменения пород в условиях повышенного давления и температуры в преддверии полного метаморфизма.

3.2. Мобилизация (гипергенез) осадочного вещества

Стадия мобилизации (гипергенеза) представляет собой первый этап образования осадочных пород. *Мобилизация* – это совокупность процессов разрушения материнских пород на поверхности Земли и на дне водоемов. В эту стадию происходит подготовка (мобилизация) вещества к его дальнейшему превращению – переносу и осаждению. Мобилизация вещества для будущих осадков и осадочных пород – не одноактный, а длительный процесс, часто измеряемый геологическими эпохами.

В зависимости от того, какие факторы воздействия на породы являются главными, различают следующие форма мобилизации и продуцирования вещества: физическое и химическое выветривание более древних пород, жизнедеятельность организмов, вулканизм и техногенные процессы.

Под **выветриванием** понимается совокупность физических, химических и биохимических процессов преобразования горных пород и слагающих их минералов в приповерхностной части земной коры. Выветривание – основная форма мобилизации и продуцирования вещества для осадков, поставляющая, вероятно, не менее 75-80% его объема. Выветривание выражается в разрушение материнских пород на поверхности Земли под воздействием воздуха, воды, льда, изменения температур и других физических и химических явлений, а также жизнедеятельности организмов.

В едином и сложном процессе выветривания, в зависимости от преобладающих факторов воздействия на коренную породу, условно выделяются три основные взаимосвязанные формы: физическое, химическое и биогенное выветривание.

Физическое выветривание проявляется в механическом разрушении коренных горных пород под воздействием солнечной энергии, атмосферы, воды, ударов и истирания. Основными факторами выветривания являются: температура, вода, ветер, волны, лед и снег. Главными же из них являются колебания температуры окружающей среды: суточные, сезонные и погодные.

Горные породы постоянно подвергаются многократному суточному колебанию *температуры*, что, благодаря разным тепловым свойствам и анизотропии минералов, вызывает изменение объема минералов и ослабление связей между ними, в результате чего в них появляются мельчайшие трещины, которые со временем постепенно расширяются. Наиболее интенсивно **температурное выветривание** идет на обнаженных высокогорных вершинах и их склонах, а также в областях с жарким резко континентальным климатом – в пустынных районах, где при малом количестве атмосферных осадков и отсутствии растительности, суточный перепад температур на поверхности горных пород может превышать 60 °С.

Особенно большое механическое разрушительное действие оказывает *замерзание воды* (так называемое **морозное выветривание**). Когда вода попадает в трещины и поры горных пород, а затем замерзает, она увеличивается в объеме на 9-10%, производя при этом огромное давление до 890 кг на 1 см². Такая сила преодолевает сопротивление горных пород и минералов на разрыв, и они раскалываются на отдельные обломки. Монолитная порода становится рыхлой, превращается в каменистый развал: сначала блоковый, потом глыбовый, щебенчатый, дресвяный, песчаный и, наконец, алевроитовый. При этом состав конечных продуктов выветривания не меняется и полностью зависит от минерального состава, структуры и текстуры исходных пород.

В сухом климате аналогичную роль играют *соли*, кристаллизующиеся в трещинах горных пород. Кристаллизуясь, соли могут увеличиваться в объеме до трех и даже более раз, при этом оказывая очень большое давление на стенки трещин. Так, сульфат кальция CaSO₄, превращаясь в гипс (CaSO₄·2H₂O), увеличивается в объеме на 33%. В результате от породы, разбитой сетью трещин, начинают откалываться отдельные обломки, и с течением времени ее поверхность может подвергнуться полному механическому разрушению. Аналогичные явления могут наблюдаться вдоль морских побережий, когда в трещинах береговых обрывов кристаллизуется соль из морской воды.

Большую разрушительную работу производят *текучая вода и волны прилива*. Разрушение горных пород под действием текучих вод называют **эрозией**. Выде-

ляются: *плоскостная (поверхностная) эрозия*, при которой происходит равномерный смыл материала со склонов, приводящий к их выполаживанию, и *линейная эрозия*, которая осуществляется либо временными потоками на небольших участках поверхности, приводящими к расчленению земной поверхности и образованию различных эрозионных форм (промоин, оврагов, балок, долин), либо постоянными речными потоками, формирующими крупные речные долины. Основной причиной эрозии является механическое воздействие на горные породы воды и переносимых ею обломков ранее разрушенных пород. При наличии в воде обломков эрозия резко усиливается. Чем больше скорость течения, тем более крупные обломки переносятся, и тем интенсивнее идут эрозионные процессы. Процесс разрушения прибрежных коренных пород под действием морских волн называется *абразией*. Прибойная волна, несущая камни, песчинки, действует на породы берега, вызывая их обрушение и растворение. В результате обработки берега прибоем образуется крутой береговой обрыв, или абразионный уступ. К его подножию примыкает выровненная, выступающая над водой, абразионная терраса, часть которой переходит в пляж.

В высоких широтах и высокогорных районах Земли главная роль в физическом выветривании горных пород принадлежит тающему и замерзающему снегу и льду. Особенно большое механическое разрушительное действие оказывают *ледники* – естественные скопления льда и снега в вершинных частях гор и местах с преобладанием низких температур (рис. 3.2). Они перемещаются вниз по склону под действием силы тяжести, поскольку лед обладает способностью к вязкопластическому течению. Движущиеся ледники выпахивают и сглаживают свое ложе, механически раздробляя горные породы и оставляя глубокие борозды на крупных



Рис. 3.2. Формирование морен в результате механического разрушающего действия ледников.

глыбах. Такое воздействие, производимое как непосредственно льдом, так и включенными в него обломками горных пород, называется *экзарацией*.

Значительную механическую работу производит *ветер*. Разрушительная деятельность ветра выражается как в выдувании и развевании рыхлого песчаного и алевритового материала (*дефляция*), так и в обработке горных пород, производимой воздушным потоком, насыщенным песком и, реже, мелким щебнем (*корразия*). В результате образуются разнообразные причудливые формы эолового рельефа (рис. 3.3) и останцы выветривания.

Химическое выветривание – это совокупность различных химических

процессов, в результате которых происходит дальнейшее разрушение и качественное изменение химического состава горных пород и минералов с образованием новых минералов и соединений, стойких в физико-химических и биохимических условиях земной поверхности. Эти процессы протекают одновременно и взаимосвязано с процессами физического выветривания. Процессы физического выветривания, вызывая измельчение горных пород и минералов, увеличивают площадь соприкосновения их с водой и воздухом. Причем увеличение площади соприкосновения происходит очень быстро. Известно, что скорость химических реакций увеличивается прямо пропорционально площади соприкосновения двух сред. Поэтому по гра-



Рис. 3.3. Эоловые формы рельефа. Долина Монументов, США.

ницам соприкосновения горных пород и минералов с водой, воздухом и углекислотой протекают химические реакции и тем интенсивнее, чем больше площадь соприкосновения.

Главными факторами химического выветривания являются: вода, температура, свободный кислород, углекислый газ, а также гуминовые и минеральные кислоты. Особенно благоприятные условия для химического выветривания создаются во влажном и теплом гумидном климате, в местах с обильной растительностью. Здесь сочетаются большая влажность, высокая темпе-

ратура и огромная масса растительных остатков, в результате разложения которых значительно возрастает концентрация углекислоты и органических кислот, а также химически активных ионов водорода. Процессы, протекающие при химическом выветривании, могут быть сведены к следующим основным химическим реакциям: *окисления, гидратации, растворения и гидролиза.*

Процесс взаимодействия кислорода с минералами горных пород называется **окислением**. Процессы окисления очень распространены в зоне выветривания. Наиболее интенсивно они протекают в минералах, содержащих закисные соединения железа, марганца и других металлов. Так, сульфиды в кислой среде становятся неустойчивыми и постепенно замещаются сульфатами, окислами и гидроокислами. Например, при взаимодействии пирита (FeS_2) с кислородом и водой образуются лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и серная кислота. В результате, в зоне окисления сульфидных месторождений железа формируется так называемая «железная шляпа», сложенная лимонитом, а образующаяся при этом серная кислота, значительно усиливает интенсивность выветривания, а также способствует дальнейшему разложению одних и новообразованию других минералов. В процессе окисления изменяется начальная окраска горных пород, появляются разнообразные желтые, бурые и красные оттенки. Окисление хорошо развито, например, в железных рудах Курской магнитной аномалии, где магнетит ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) превращается в химически более устойчивую форму – гематит (Fe_2O_3), образующий богатые рудные месторождения.

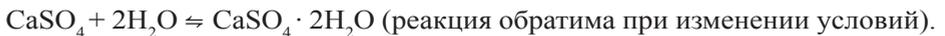
Процесс обратный окислению называется **восстановлением**. Оно заключается в потере веществом части или всего содержащегося в нем химически связанного кислорода. Восстановление протекает только там, где почему-либо нет свободного кислорода, например, в болотах, где большое количество органического вещества, легко соединяющегося с кислородом при своем разложении, обеспечивает устойчивую восстановительную среду. В таких условиях окись железа (Fe_2O_3) переходит в закись (FeO), гидраты которой имеют зеленоватый оттенок.

Мерой окисления или восстановления вещества является **окислительно-восстановительный потенциал Eh** , измеряемый в милливольтгах. При положительных значениях Eh (до +500 мв) среда окислительная, при отрицательных (до -250 мв) – восстановительная. Изменение величины Eh в природной среде регулируется газовым режимом, т.е. наличием кислорода и сероводорода, а также жизнедеятельностью организмов.

Большинство элементов в зоне выветривания и в верхних частях отложенных осадков окисляется. Исключением являются бедные кислородом заболоченные

почвы, содержащие большое количество анаэробные бактерии, развивающихся в отсутствие свободного кислорода. Области их развития – придонные участки морских и континентальных водоемов, лишенные доступа свободного кислорода (например, глубоководные илы Чёрного моря, лиманы, солоноватоводные озера, болота). Обычно обстановка считается окислительной, если породы имеют бурую, красную, оранжевую окраску. Эти цвета обусловлены наличием окисного железа (Fe^{+3}). Серый, черный, зеленовато- и голубовато-серый цвета связаны с присутствием в породах закисного железа (Fe^{+2}), а также тонкодисперсного органического вещества. Эти цвета свидетельствуют о восстановительной обстановке.

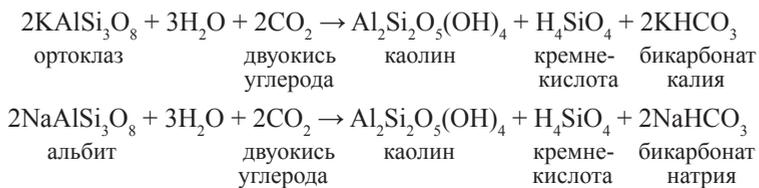
Гидратация – это процесс химического присоединения воды к первичным минералам горных пород с образованием новых минералов, главным образом гидросиликатов и гидроокислов. Примером гидратации является превращение ангидрита (CaSO_4) в гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), содержащий две молекулы воды:



При гидратации объем породы увеличивается, а покрывающие отложения деформируются.

Гидролиз – сложная реакция ионного обмена между водой и различными алюмосиликатами, сопровождающаяся отщеплением катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} или K^{+} из минералов с одновременным замещением их водородом. При этом возникают новые, более устойчивые к создавшимся условиям соединения, часть из которых может остаться на месте, а часть будет вынесена водой.

В земной коре широко распространены полевые шпаты, которые в условиях жаркого влажного климата, взаимодействуя с водой и углекислотой, превращаются в гидрослюда и каолинит:



В результате реакции образуются каолин, водные растворы кремнезема и бикарбонат калия либо натрия. При дальнейшем выветривании в условиях жаркого влажного климата каолин разлагается до наиболее устойчивых гидроокислов алюминия, а на месте богатых алюмосиликатами пород возникают месторождения каолинита и алюминиевых руд. Значительная часть выносимого кремнезема быстро переходит в коллоидальное состояние и в виде аморфного опала выпадает в осадок, цементируя рыхлые породы. Другая же часть SiO_2 остается прочно связанной в каолините. Сходным способом разрушаются и другие алюмосиликаты и силикаты: слюды, амфиболы, пироксены.

Растворение происходит под действием воды, стекающей по поверхности выхода горной породы или просачивающейся через её трещины и поры. Основным его фактором является растворенный в воде углекислый газ и его производная углекислота, которые разлагают минералы и горные породы. Источником углекислоты является жизнедеятельность организмов, разложение органических остатков и карбонатов, а также вулканическая деятельность. Особенно много углекислоты в болотных водах и торфяниках. Растворения минералов водой ускоряется в областях с повышенной температурой и влажностью.

Взаимодействуя с горными породами, углекислота избирательно выносит (выщелачивает) только некоторые вещества, при этом образуются более простые,

устойчивые в поверхностных условиях соединения: глинистые минералы, окислы железа, алюминия, марганца. Из природных химических соединений наилучшей растворимостью обладают осадочные горные породы – хлориды (галит, сильвин), далее сульфаты (ангидрит, гипс) и карбонаты (известняки, доломиты, мергели).

В зависимости от величины частиц, на которые распадается вещество горной породы при растворении, различают два типа растворов: *истинные* и *коллоидные*. В первом типе раствора вещество распадается до молекул и ионов. В нем молекулы или ионы растворенного вещества обладают такой же подвижностью, что и молекулы воды, что способствует равномерному распределению вещества во всей массе воды. Особенностью данных растворов является то, что при определенном насыщении растворенное вещество выпадает из них в осадок в твердом кристаллическом состоянии, т.е. превращается в минерал. Во втором типе раствора – коллоидном, вещество распадается лишь до частиц, превышающих размеры молекул. Это, как правило, сочетание молекул или мелкие обломки кристаллических решеток минералов. Коллоиды могут быть жидкие, вязкие и студнеобразные. Они способны свертываться (коагулировать) под влиянием электролитов – водных растворов, распадаящихся на ионы и способных поэтому проводить электричество. Свойствами электролитов обладают растворы галита, некоторых кислот и щелочей, медного и железного купороса, соды. Под их влиянием частицы коллоида коагулируют в студневидную массу *гель*, со временем приобретающую свойства твердого тела.

В результате растворяющей деятельности поверхностных и подземных вод как на поверхности, так и на глубине растворимых пород образуются *карстовые формы* рельефа. Во влажном, жарком климате с растворением карбонатов связано образование *terra-rossa* – глинистого нерастворимого остатка карбонатных пород, окрашенного в красный цвет оксидами железа.

Еще большее значение для процессов растворения имеет наличие в природных водах различных кислот: гуминовой, серной, соляной и др. И хотя эти растворы обычно имеют малую концентрацию, присутствие их значительно увеличивает интенсивность процессов химического выветривания, а разлагая минеральные соединения они становятся тоже потенциальным источником осадочного материала.

Таким образом, все процессы химического выветривания направлены на трансформацию минералов глубинных зон Земли, возникших в условиях высоких температур и давления, в минералы, устойчивые на земной поверхности. При этом, в зоне выветривания происходит концентрация наиболее устойчивых минералов и уменьшение содержания (вплоть до полного исчезновения) неустойчивых.

При выветривании происходит не только разрушение первичных минералов горных пород, но и возникновение ещё более многочисленных новых, *гипергенных*. К ним относится большая часть глинистых минералов, многочисленные сульфаты, карбонаты, минералы оксидов железа, алюминия, марганца, титана и многие другие. Следовательно, выветривание не только процесс разрушения горных пород, это одновременно и созидательный процесс, в результате которого формируется особые образования – коры выветривания.

Комплекс горных пород, возникших в верхней части литосферы в результате преобразования исходных горных пород под воздействием различных факторов выветривания, называется *корой выветривания* (рис. 3.4). Она развивается на различных по составу и происхождению горных породах. Продукты изменения, оставшиеся на месте своего образования, называют *остаточной корой выветривания*, а перемещенные на небольшое расстояние, но не потерявшие связь с материнской породой – *переотложенной корой выветривания*.

Формирование коры выветривания, состав слагающих её образований и мощность зависят от состава исходных пород, климатических условий – сочетания

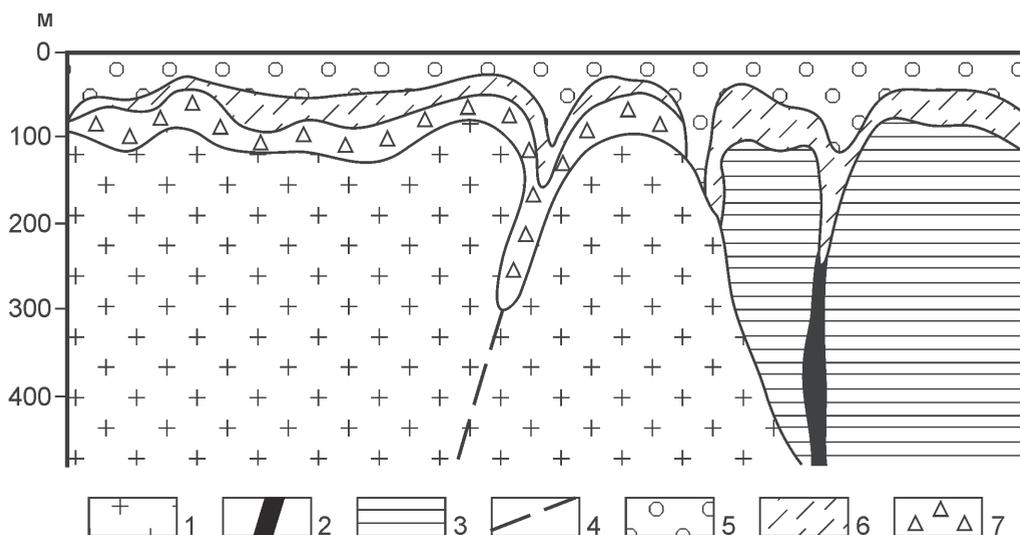


Рис. 3.4. Схема строения древней коры выветривания на гранитах Урала, по (Короновский, Якушова, 1991).

1 – граниты; 2 – жилы пегматита; 3 – сланцы; 4 – тектонические разрывы; 5 – зона дресвы; 6 – гидрослюдистая зона; 7 – каолининовая зона.

температуры и влажности, поступления органического вещества, рельефа местности, а также от продолжительности периода выветривания. Все это обуславливает широтную зональность размещения на поверхности Земли основных типов коры выветривания. Наиболее благоприятными условиями для формирования мощной коры выветривания являются области с жарким и влажным климатом, относительно выровненным и расчлененным рельефом, обилием растительности. В таких условиях образуется мощная и проработанная кора выветривания. В странах тропической Африки и на о. Мадагаскар мощность таких кор выветривания достигает 100-150 м. В областях умеренного влажного климата процессы выветривания проявляются в меньшей степени, при этом формируется относительно маломощная (0,5-2 м) кора выветривания, отождествляемая с почвенным покровом. В условиях аридного и холодного климатов интенсивность изменения пород минимальная. Преобладает механическое разрушение пород с формированием только обломочных кор выветривания малой мощности.

Образование коры выветривания, помимо климата и ландшафта, определяется характером и интенсивностью тектонических движений. В областях устойчивого опускания происходит интенсивное накопление осадков и кора выветривания не образуется. При быстром темпе поднятий и высоком расчлененном рельефе, благодаря энергичному смыву (денудации), образование коры выветривания также невозможно. Таким образом, наиболее благоприятным режимом тектонических движений, для того чтобы развивалось химическое выветривание и образовалась мощная кора выветривания, является медленное поднятие или стабильное положение территории.

По характеру распространения древние коры выветривания бывают *площадными* и *линейными*. *Площадные коры выветривания* развиваются в виде покрова или плаща на сравнительно выровненных поверхностях рельефа в тектонически спокойных условиях, имеют большую площадь до сотен квадратных километров, мощность до 100 м и обладают четкой вертикальной зональностью. *Линейные коры*

выветривания имеют линейные очертания в плане, приурочены к зонам повышенной трещиноватости, к разломам и контактам различных по составу пород, и проникают до глубины 200 м.

Процесс формирования кор выветривания представляет собой несколько последовательных и взаимосвязанных стадий, отражающих последовательные стадии гипергенного преобразования пород: 1) разрушение и химическое разложение горных пород с образованием продуктов выветривания; 2) частичный вынос и перераспределение продуктов выветривания; 3) синтез новых минералов в результате взаимодействия продуктов выветривания в ходе их миграции; 4) метасоматическое замещение минералов материнских пород. В результате, при длительном выветривании и соответствующих благоприятных условиях, образуются хорошо выраженные вертикальные зоны коры выветривания, имеющие свои текстурно-структурные особенности и минеральный состав, отражающий последовательные стадии гипергенного преобразования. В совокупности эти зоны образуют *профиль коры выветривания*.

На равнинных территориях с влажным, жарким тропическим климатом наиболее полный профиль представлен следующими зонами (снизу вверх): 1) дезинтегрирования – зона слабо разложенных пород; 2) гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделитовой; 3) каолинитовой; 4) гиббсит-гематит-гетитовой – зона охр. Благодаря присутствию окислов и гидроокислов железа и алюминия, верхняя часть коры выветривания в сухом состоянии напоминает обожженный кирпич, часто образующий панцири и окрашенный в красный цвет. Поэтому такие коры выветривания часто называются *латеритными* (от латинского «later» – кирпич).

Приведенная зональность представляет собой идеализированную схему, иллюстрирующую общую направленность процесса выветривания. Конкретные климатические условия и состав материнских пород на отдельных участках земной поверхности в различные промежутки геологического времени могут ускорять или задерживать процесс выветривания, в результате чего формируются сокращенные или неполные профили вплоть до образования однозонального профиля коры выветривания (например, в пустынях и полупустынях).

С корами выветривания различного возраста связаны многие ценных месторождений полезных ископаемых – бокситов, железных руд, марганца, никеля, кобальта, огнеупорных глин, а также россыпные месторождения золота, платины, титаномагнетита, драгоценных камней.

Следует подчеркнуть условность подразделения процессов выветривания на физические и химические. Это единые сложно взаимосвязанные процессы, действующие одновременно, особенно в верхнем слое почвы и материнских пород. Можно говорить о преобладании физического или химического процесса в зависимости от климата, рельефа, состава горных пород и других факторов.

Биогенное выветривание – это процесс механического разрушения и химического изменения горных пород и минералов под действием растительных и животных организмов и продуктов их жизнедеятельности. Особое значение в биогенном выветривании принадлежит *высшим растениям* и, прежде всего, древесным. Поселяясь на каменных горных породах, не имеющих рыхлого почвенного покрова, они размещают корневую систему в трещинах пород. По мере роста деревьев увеличиваются в размерах и их корни. Они давят с большой силой на стенки трещин и раздвигают их как клинья и тем самым вызывают раскалывание породы на отдельные глыбы и обломки. Корни способны разорвать даже очень плотную породу, так как давление, развиваемое в клетках ткани корней, достигает 60–100 атм. Кроме того, корни растений выделяют органические кислоты, способствующие выветриванию горных пород, а образовавшиеся трещины откры-

вают путь для проникновения в толщу пород атмосферных и поверхностных вод, а также являются местом накопления пыли и перегноя от отживших трав и корней, что подготавливает почву для роста новой растительности.

Большая роль в биогенном выветривании принадлежит *микроорганизмам, лишайникам и мхам*, способным селиться на любых скальных поверхностях. Они разрушают горные породы как механически, проникая корнями в трещины минералов и пород и постепенно их расширяя, так и химически, выделяя во внешнюю среду углекислый газ и различные кислоты (щавелевую, яблочную, янтарную, плавиковую, азотную, серную и др.), которые способны разлагать даже такие труднорастворимые минералы как силикаты и алюмосиликаты.

Особую роль в процессах биогенного выветривания играют *продукты разложения* органического вещества, прежде всего растительных остатков. Выделяющиеся при разложении углекислый газ и гуминовые кислоты попадают в воду, которая в результате этого резко увеличивает свою разрушающую способность. Кроме того, отмирая, остатки растений и микроорганизмов формируют почвенный покров, создавая условия для жизни на поверхности горных пород более высокоорганизованных растений.

В биогенном выветривании заметную роль играют разнообразные и, прежде всего, роющие *животные* (муравьи, термиты, личинки насекомых, дождевые черви, грызуны и т.д.). Они проделывают многочисленные подземные ходы, разрушая поверхностный слой почвы и тем самым, способствуя проникновению в ее глубь атмосферного воздуха, содержащего воду и углекислого газа – мощных факторов химического выветривания. Кроме того, многие микроорганизмы извлекают из породы необходимые для построения своего тела минеральные вещества и аккумулируют их в поверхностном горизонте породы, создавая условия для формирования почвы.

Вулканизм, или эндогенная мобилизация вещества проявляется в районах активной вулканической деятельности. Эндогенное вещество поставляется в трех формах: твердой, жидкой и газовой. **Твердые продукты** – лавы и пирокластический материал. Лавы продуцируют осадочный материал одновременно с извержениями. Такая мобилизация выражается в расчленении краев лавовых потоков при движении, погружении обломков в осадочный, глинистый, песчаный, известковый материал и образовании *брекчиевых лавокластитов*. Другим генетическим типом являются *гялокластиты* – стекловатые продукты закалочного шелушения лавовых подушек при подводном или подледном излиянии, а также накопления шариков – продуктов пульверизации лавы под водой. Размер образующихся фрагментов – песчаный и дресвяный, а форма – скорлуповатая и шариковая, каплевидная. Наиболее обилён *пирокластический материал*, который формируется при взрывной, или эксплозивной, деятельности вулканов: туфы и тефроиды разных генетических типов (рис. 3.5). Скорость накопления пирокластических осадков одна из самых больших – метры за часы или дни, а в шлаковых конусах – до десятков метров за сутки. Размер материала от блоково-глыбового (10-20 м) до алевроитового и грубопелитового (до 0,001 мм) и, редко, мельче. Пирокластический материал разнится на десятки, сотни и тысячи километров, при этом постепенно уменьшаясь в размере и несколько сортируясь: если у вулкана преобладают литокласты – т.е. обломки вулканической породы, несколько дальше заметно участие кристаллокластов, то в дальней части пирокластического шлейфа господствуют витрокласты, т.е. обломки быстро застывшего в воздухе стекла.

Жидкий вынос осуществляется коллоидными и ионными растворами, особенно кислыми, переносящими кремнезем, глинозем, железо, марганец и другие металлы, а также магний, кальций, серу, сурьму, мышьяк, фосфор и т.д. Большинство соединений легко растворимы в горячих водах, поэтому гидротермальные растворы пере-



Рис. 3.5. Эксплозивное извержение вулкана. Плоский Толбачик, Камчатка.

метров человечество перемещает за год тысячи кубических километров пород, что в десятки раз превышает объем обломочного материала, переносимого за год всеми реками земного шара. Создавая отвалы отходов переработки полезных ископаемых и деятельности тепловых электростанций, сбрасывая в природные водоемы технические воды и удобрения, человек все более усиливает пресс на природу, на среду собственного обитания. При этом, эти процессы с каждым годом все нарастают, приобретая геологические масштабы. Изучение и оценка этой формы мобилизации – актуальная задача литологии, геохимии, гидрогеологии и инженерной геологии.

Все перечисленные процессы выветривания и мобилизации вещества действуют на исходные породы одновременно, постоянно и повсеместно. В результате совместного действия этих процессов горные породы разрушаются и возникают две группы продуктов выветривания: *подвижные* (коллоидные и истинные растворы), которые переносятся на то или иное расстояние, и *остаточные* (обломочный материал и новые устойчивые в условиях поверхности земли минералы), которые остаются на месте своего образования. Все они являются исходным веществом из которого впоследствии возникают осадочные породы. Таким образом, в процессе выветривания начинается ***первая стадия дифференциация вещества*** – отделение остаточных продуктов от растворов.

Продукты выветривания представляют собой ценные полезные ископаемые. В результате физического выветривания возникают россыпные месторождения благородных металлов, драгоценных камней, редких и радиоактивных элементов. В результате химического выветривания образуются месторож-

носят большой объем вещества. При попадании на поверхность растворы охлаждаются, пересыщаются и осаждают травертины и другие гидротермальные химические осадки: кремнезем в виде опала, железо в виде лимонитовых каскадов в ручьях и реках и слоистых отложений в озерах, лагунах и морях.

Газовый вынос вулканических районов состоит из паров воды, CO_2 , CO , H_2S , H_2 , CH_4 , N_2 , серы, мышьяка, благородных газов и др. Большое их количество уходит в атмосферу, но частично переходит в раствор и твердую фазу. Так, сероводород, окисляясь до элементарной серы, создает ее грифоны и конусы, которые при разрушении перемещаются в виде песка и пыли поверхностными водами и отлагаются в кратерных озерах и других водоемах в виде слоистых обломочных осадков серы мощностью до 10-20 м.

Техногенная мобилизация вещества, проявляющаяся в результате практической деятельности человек, значительно преобразует поверхность земной коры. Обработывая почву, проникая шахтами и буровыми скважинами в глубь Земли на десятки кило-

дения каолина, бокситы, руды никеля, кобальта, марганца и некоторых редких и благородных металлов.

3.3. Перенос или миграция вещества

Вслед за выветриванием и одновременно с ним происходит процесс *переноса (или миграции) осадочного вещества*. Образовавшийся в процессе выветривания осадочный материал в большинстве случаев не остается на месте, а под воздействием внешних сил перемещается и накапливается в понижениях рельефа суши или на дне водоемов. Способы переноса различаются по силам (или агентам), путям (или средам) и формам. *Главными силами (или агентами) переноса* являются: сила тяжести, движение атмосферы, гидросферы, льда, а также вулканическая энергия взрывов. Некоторую работу осуществляют и живые организмы. *Пути переноса* материала охватывают всю поверхность Земли и происходят в разных средах: водной, воздушной и твердой (ледники). *Форма переноса* также различна: перенос волочением, во взвешенном и растворенном состоянии.

Водная среда – основная среда переноса осадочного материала. Реки, временные потоки, возникающие при выпадении атмосферных осадков, таянии снега и льда, морские и океанические течения несут огромные количества различного вещества. Величина и количество переносимых обломочных частиц определяется скоростью перемещения водных потоков и удельным весом переносимого материала. Перемещение частиц, в зависимости от их формы, размера и плотности, осуществляется во взвешенном и растворенном состоянии, волочением по дну, скачкообразно или перекачиванием.

Перенос обломочного вещества **русловыми водными потоками**, временными и постоянными, является основным путем миграции обломочного вещества на континентах. Он перемещает большую часть всего осадочного материала, возможно больше 90%. При этом формируется три генетических типа отложений: пролювий – отложения устьев временных потоков, аллювий – отложения рек, и морской, или бассейновый, аллювий – дельтовая часть речных выносов в море.

Перенос материала **временными потоками** происходит на склонах гор и возвышенностей во время выпадения сильных, часто ливневых дождей и таяния снегов. Материал обычно переносится на небольшое расстояние, поэтому частицы слабо окатаны и плохо отсортированы. Перемещение обломков происходит многократно по мере возникновения потоков, материал находится то на воздухе, то в воде. В результате у подножия склонов, в устьях временных потоков образуются пролювиальные осадки – конуса выноса (рис. 3.6). В горах ливни или быстрое таяние снега приводит к образованию селей – бурных потоков, состоящих из воды, грязи и камней. Селевые потоки с большой скоростью (до 30-50 км/ч) переносят по ущельям и отлагают на предгорных равнинах в виде обширных конусов выноса огромное количество практически не сортированного обломочного материала. Мощность пролювия в конусе выноса достигает первых сотен метров.

Перенос материала **постоянными речными потоками** является основным на континентах, поскольку, в конце концов, и пролювиальный материал поступает в речные долины и дальше транспортируется реками.

Крупные реки (Миссисипи, Нил, Амазонка, Лена, Обь, Янцзы, Волга и т.д.) переносят материал на расстояния до 5-7 тыс. км. При этом он сортируется по размеру, уменьшаясь поперек и по течению реки, дифференцируется по удельному весу и форме обломков, окатывается, формирует речные отложения с характерной однонаправленной косой слоистостью. Речные отложения – очень сложный генетический тип, объединяющий динамически самые разнообразные осадки: русловые, пойменные, дельтовые и старичные.



Рис. 3.6. Конус выноса.

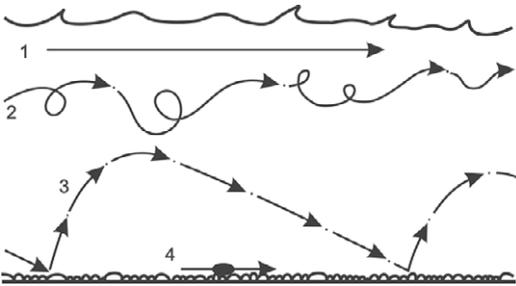


Рис. 3.7. Формы переноса материала реками.
1 – в растворенном виде; 2 – в виде суспензии;
3 – подпрыгиванием (сальтацией); 4 – перекатыванием и волочением по дну, по (Селли, 1981).

Реки переносят материал в четырех формах (рис. 3.7): 1) перекатыванием или волочением по дну; 2) сальтацией (подпрыгиванием); 3) во взвешенном состоянии, или в виде водной суспензии, и 4) в растворенном виде – коллоидными и ионными растворами. Исследованиями установлено, что для равнинных рек соотношение этих компонентов будет 0,04:0,53:1, а для горных – 0,86:6,22:1. Горные реки, таким образом, переносят во взвеси в 6 раз больше материала, чем в растворах, что подтверждает правило: с увеличением скорости течения возрастает количество вещества, переносимого во взвеси. Для равнинных же рек основной формой переноса являются растворы – почти в два раза больше других форм вместе взятых. Перенос волочением очень мал и осуществляется главным образом в паводки, а в остальное время года течение настолько слабое, что эта форма не действует, и резко снижается перенос взвесей. В абсолютных количествах реки Земли переносят за год волочением 4850 млн т, во взвеси 13 млрд т и в растворенном виде 5 млрд т. Общее же количество переносимого реками Земли материала за год достигает почти 23 млрд т.

Волочением, или перекатыванием переносятся самые крупные обломки, включая глыбы в несколько десятков тонн. Размер переносимых обломков определяется, прежде всего, скоростью течения (табл. 3.1). Даже незначительное увеличение скорости течения резко повышает его переносящую силу. Например, если скорость потока повышается в 2, то масса переносимых обломков увеличивается в 64 раза.

В результате переноса волочением или перекатыванием по дну обломочные частицы дробятся, сортируются, окатываются, а их поверхность полируется от соударения. Степень окатанности зависит от дальности переноса и свойств самих обломков. Исследование песков нижних течений крупных рек показывает, что частицы песка, как правило, хорошо окатаны. Сортировка же обломочного материала в реках осуществляется недостаточно хорошо. Это связано с большими различиями в скорости течения. Наиболее отсортированы песчаные осадки русла и прирусловых отмелей, значительно хуже – осадки прирусловых валов и плохо – осадки поймы.

Седиментация на дне русла проходит три стадии, отвечающие трем фазам переноса вещества (рис. 3.8).

Первая стадия (гладкая) отвечает минимальной скорости течения. При ней немногие, наиболее легкие зерна ламинарным течением перемещаются с повы-

Таблица 3.1. Скорость течения, необходимая для передвижения обломков разной величины, по (Фролов, 1992).

Размер передвигаемых частиц, мм	Скорость, м/с
Глина и ил	0,075
Песок мелкий	0,15
Галька до 12,5	0,30
Галька до 25	0,60
Галька до 50	0,85
Галька до 75	1,05
Галька до 100	1,20
Галька до 125	1,35
Валун до 150	1,50
Валун до 180	1,60
Валун до 200	1,70
Валун до 225	1,80
Глыбы до 1,5 т	4,40

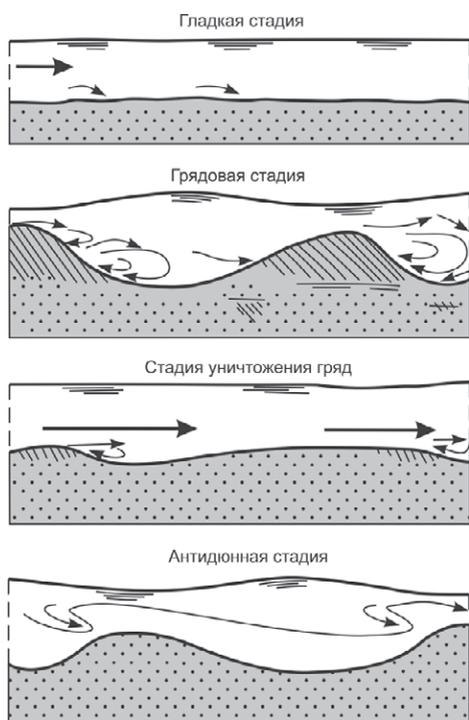


Рис. 3.8. Стадии перемещения осадочного материала на дне русел рек.

шенных участков во впадины и заполняют их, а дно становится ровным и гладким.

Вторая стадия (грядовая) наступает при увеличении скорости течения, что приводит к турбулентности потока. В результате образуется рябь, сначала мелкая, потом все более крупная, а при превышении скорости в 2-2,5 раза над той, которая необходима для отрыва частиц или начала их движения, формируются крупные гряды с асимметричным поперечным профилем: склон, обращенный против течения, пологий, почти горизонтальный, а склон по течению крутой (до 40°). На нем вследствие завихрения потока в вертикальной плоскости откладываются косые слойки. Высота гряд растет с увеличением скорости до тех пор, пока поток не начнет проносить песок над гребнем или даже размывать его. В руслах больших равнинных рек типа Волги, Дона обычны гряды высотой до 1,3 м и длиной до 35 м. Гряды за счет размыва тыльного склона и нарастания или *проградации* передового перемещаются вниз по течению. В равнинных реках гряды смещаются в сутки на 10-20 м, а в горных – значительно быстрее. Например, на р. Сулак за 4 часа через пост наблюдения прошло 7 волн гравийных гряд (Фролов, 1993).

Третья стадия (уничтожение песчаных гряд и образование снова гладкого дна) наступает при превышении примерно в 4 раза скорости, необходимой

для начала движения частиц определенного размера. Происходит движение в виде сплошной массы всего верхнего слоя осадка и исчезает четкое разграничение дна и движущихся наносов.

Иногда развивается и *четвертая стадия (антидюнная)*, когда появляются снова гряды, но более крупные и симметричные, валообразные и передвигающиеся не вниз, а против течения.

Перенос во *взвешенном состоянии* является основной формой переноса осадочного материала реками. Перенос сильно облегчается из-за уменьшения удельного веса частиц в воде, по сравнению с воздухом, на единицу. В связи с этим, пелитовый и алевритовый материал переносится практически только во взвесах, при увеличении скорости потока так же переносится тонкий песок, а в горных реках или в паводки в равнинных реках – и более крупный песок и гравий. В целом, чем быстрее течение, тем больше материала переносится в виде взвесей, и тем грубее он. Количество взвеси особенно увеличивается во время ливней, когда мобилизуется масса мелкого материала, а реки становятся максимально мутными. Также огромные массы материала мобилизуются равнинными реками, когда без существенного врезания в берег меандрирующая река перемывает преимущественно пойменные, т.е. ранее слоенные суспензионные осадки.

В речных потоках осадочный материал переносится также в виде *растворов*: коллоидных и истинных (или ионных).

Коллоидными называют растворы, содержащие растворенное вещество (коллоидную фазу) в виде тонких (от 1 до 200 мкм) дисперсных частиц, имеющих одинаковый электрический заряд, положительный или отрицательный, препятствующий их слипанию или коагуляции. Коллоидные частицы не подчиняются силе тяжести, и для их осаждения требуется снятие заряда, т.е. нейтрализация его каким-то электролитом или другим коллоидом противоположного заряда. Вещества, препятствующие коагуляции и, соответственно способствующие переносу, называются стабилизаторами. Наилучшими стабилизирующими свойствами обладают гуминовые и ульминовые коллоиды и другие органические вещества. В целом же коллоиды в речной воде довольно устойчивы и доходят до морей, где и коагулируют в массовом количестве.

Истинные растворы – важная форма переноса веществ с разной степенью растворимости: хлоридов, сульфатов, карбонатов, кремнезема, окисных соединений марганца, железа, фосфатов и других веществ. Они образуются чаще всего в результате диссоциации веществ на положительные и отрицательные молекулы и ионы. Растворенное в воде вещество может выпасть в осадок лишь при достижении им определенной степени насыщенности раствора. Содержание же растворенного материала в реках различной динамики неодинаково: чем выше скорость движения воды, тем меньшая доля осадков транспортируется в виде растворов и, соответственно, тем дальше они выносятся.

В *водных бассейнах* осуществляется дальнейший перенос поступившего с суши и не осевшего на путях миграции осадочного вещества. Как и в реках, перенос в морях и озерах осуществляется волочением, во взвесах и в растворенном состоянии. Главными агентами переноса являются течения и волнения.

Течения в океанах, морях и озерах разнообразны по генезису, масштабам и приуроченности к определенным слоям воды и геоморфологии дна. Течения возникают в результате разнообразных причин: ветра, вызывающего постоянные и периодические течения (ветровые), различия в плотности воды (конвекционные), различия уровней в соседних бассейнах (сточные), благодаря приливам и отливам (приливные и отливные течения) и т.д. По отношению к берегу, они бывают сгонными, разрывными, нагонными и вдольбереговыми, переходящими часто в цирку-

лярные, или круговые. Течения вовлекают в кругооборот почти всю толщу воды шельфа до глубины 200-250 м и иногда большую – до глубины 1000-2000 м. Скорость морских течений изменяется в широких пределах: от 0,01 до 2-3 м/сек и даже несколько больше, т.е. она соизмерима со скоростью течений равнинных и некоторых горных рек.

Течения, образующиеся под воздействием ветров, разделяются на нагонные, сгонные и вдольбереговые течения. *Сгонные* и *нагонные* течения возникают под воздействием ветра, дующего со стороны водоема на сушу или наоборот. Нагонные течения особенно интенсивны в проливах и заливах, далеко вдающихся в сушу (рис. 3.9). Они вызывают повышение уровня моря, затопление низких берегов и превращение их в болотистые приморские низины. Высота подъема воды у берегов иногда достигает 2-3 м. Сгонные течения вызывают понижение уровня воды у берега, отступление моря, иногда на несколько километров, создание неровности водной поверхности амплитудой до 0,5 м и больше.



Рис. 3.9. Схема нагонных течений в восточной части Финского залива.

Косо подходящие к берегу волны вызывают образование течений идущих вдоль берега – *вдольбереговых течений* (рис. 3.10). При этом, часть воды в волно-прибойной зоне гонится параллельно направлению береговой линии. Скорость такого течения может достигать нескольких метров в секунду и переносит путем волочения песок и гравий.



Рис. 3.10. Схема формирования вдольбереговых течений.

Глобальные поверхностные ветровые течения в приэкваториальных широтах Мирового океана, вызываемые господствующими здесь пассатами, называются *пассатными течениями*. В Атлантическом и Тихом океанах пассатные течения распространяются в виде двух широких потоков, идущих по обеим сторонам экватора с востока на

запад (рис. 3.11). Постоянство их обуславливается большой устойчивостью пассатных ветров. Скорость течений составляет 0,2-1,0 м/сек и быстро убывает с глубиной. Вдоль экватора пассатные течения северного и южного полушарий разделяются узким Межпассатным противотечением, располагающимся на 3-10° северной широты, в области схождения северо-восточных и юго-восточных пассатов, и переносящим поверхностные водные массы в обратном, восточном, направлении. На севере Индийского океана из-за муссонных ветров пассатные течения наблюдаются только зимой, а летом сменяется *муссонным течением* противоположного направления.

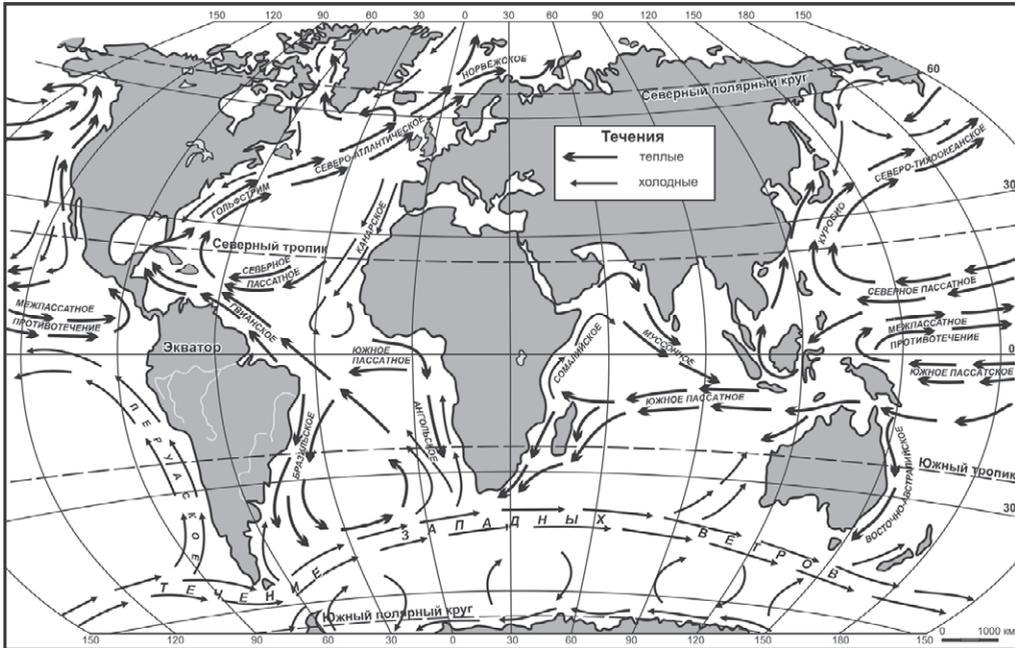


Рис. 3.11. Главные поверхностные течения Мирового океана.

Движущей силой *термогалинных глубинных течений* является разница в плотности воды, обусловленная ее охлаждением (до +1 °С и ниже) в высоких полярных широтах, опусканием в придонные глубоководные области и дальнейшим растеканием по дну океанов к экватору и даже в другое полушарие (рис. 3.12). Основными поставщиками холодных придонных вод являются районы Арктики и, особенно, Антарктики. В их образовании главную роль играют морские льды и айсберги, поскольку замерзание выжимает из льда соль (соленость в них не более 30‰). Это приводит к увеличению солености и плотности подледной воды, опусканию ее на дно и перемещению в низкие широты. На смену этим холодным водам из теплых широт поступают более нагретые воды.

Важным явлением для седиментологии является *апвеллинг* – процесс, при котором холодные глубинные морские воды поднимаются на поверхность. Апвеллинг может быть вызван разными причинами: ветровым сгоном поверхностных вод от берега, действием ускорения Кориолиса, расходящимися течениями или течениями, отходящими от суши, конфигурацией береговой линии, разницей в плотности воды, различными циклоническими явлениями. Апвеллинг может наблюдаться в любом районе Мирового океана, но наиболее характерен он вдоль западных побережий материков (рис. 3.13), где ветры дуют параллельно побережью, и вода, уносимая

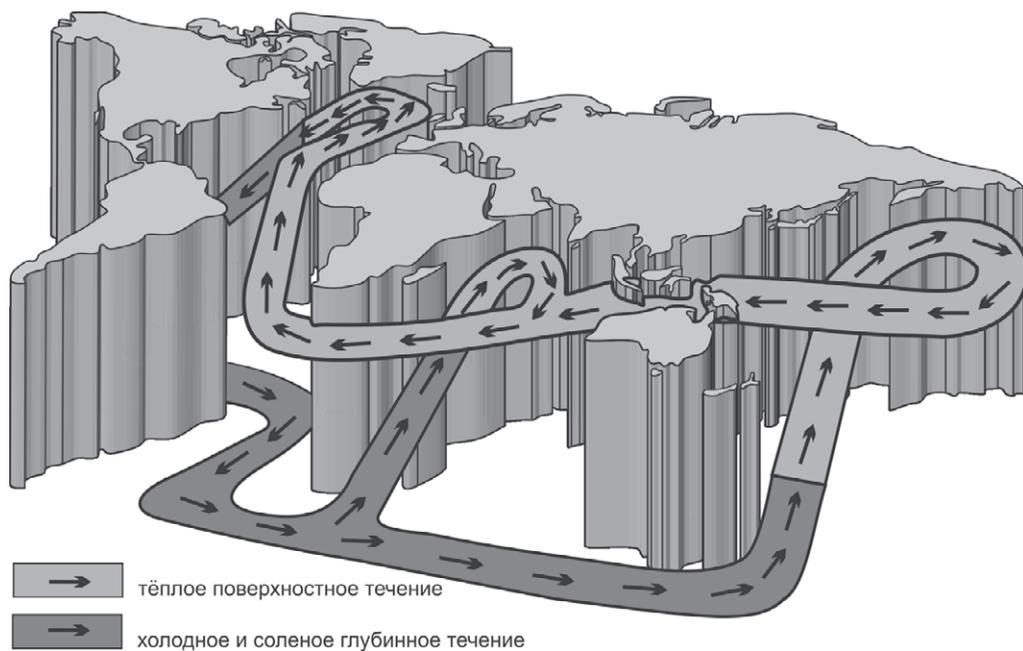


Рис. 3.12. Схема термогалинной циркуляции вод Мирового океана.

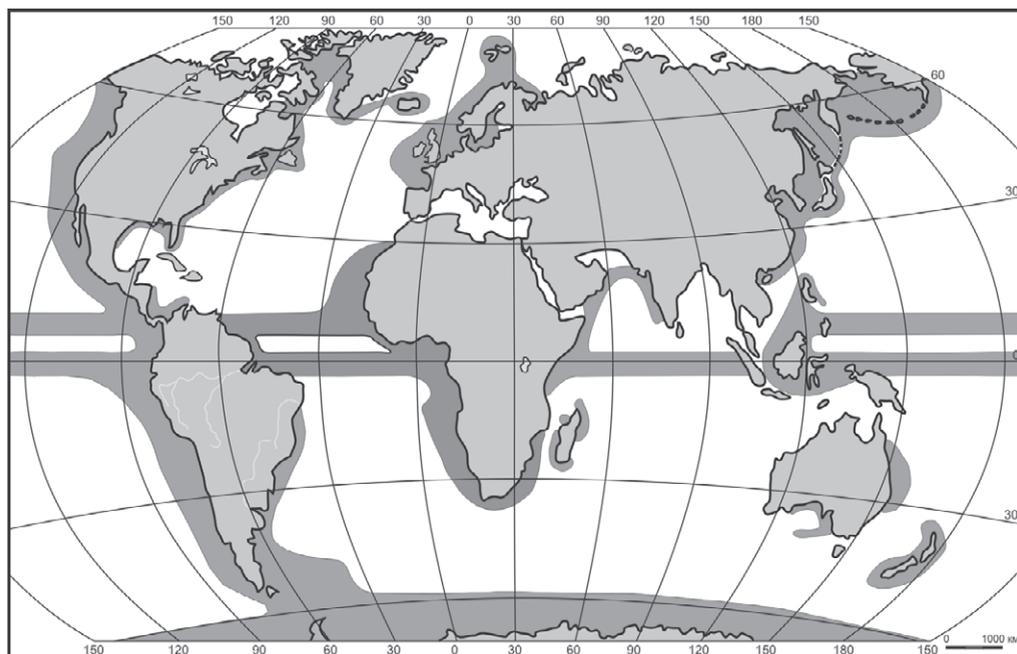


Рис. 3.13. Основные районы апвеллинга в Мировом океане.

поверхностным течением, заменяется поднимающейся с глубины холодной водой высоких широт (рис. 3.14). Значение процесса апвеллинга заключается в выносе водами большого количества разнообразных питательных веществ (фосфатов, нитратов и т.д.), обогащающих поверхностные слои, увеличивающими их биопродуктивность.

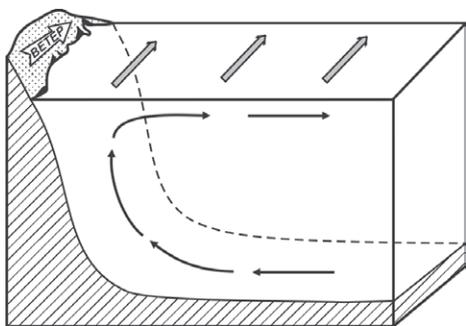


Рис. 3.14. Схема образования прибрежного апвеллинга.

выпаривания, вода почти на 10 м ниже уровня Каспийского моря. Поэтому через песчаный бар шириной 5 км течет река, вместе с которой в залив поступает вода, содержащая соли, взвеси, песок и живые организмы.

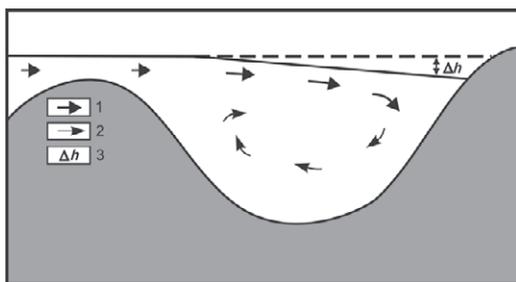


Рис. 3.15. Схема стоковых течений в полузамкнутом бассейне аридной области, по (Кузнецов, 2007).

1 – поверхностные стоковые течения; 2 – донные противотечения; 3 – положение поверхности воды в бассейне относительно уровня моря.

средственно воздействующие на дно. Их возникновение связано с различными причинами. На мелководьях это могут быть дрейфовые, волновые, стационарные, приливно-отливные и другие течения. На больших глубинах ими могут быть мощные приливные течения, а также упомянутые выше термогалинные течения. Донные течения имеют значительные (до 35 см/с) скорости на краю шельфа, над вершинами подводных возвышенностей, а особенно в проливах, где на глубинах в сотни и тысячи метров могут взмучивать осадки, размывать дно, образовывать знаки ряби или препятствовать осаждению взвеси.

Стоковые течения – поступательное движение массы воды в океанах и морях, вызванное наклоном водной поверхности под влиянием местного повышения или понижения от притока морских или речных вод, выпадения атмосферных осадков или испарения (рис. 3.15). Скорость стоковых течений пропорциональна наклону водной поверхности. Примером стокового течения являются Флористическое течение, вытекающее из Мексиканского залива и дающее начало Гольфстриму. Важным механизмом вызывающим стоковые течения является выпаривание воды в мелководных заливах или морях пустынных зон. Например, в заливе Кара-Богаз-Гол, в результате

Приливо-отливные течения, вызванные притяжением Луны, совершаются два раза в сутки. Они захватывают мощную толщу воды (до глубины 1,5 км), перемешивают ее, снабжают кислородом, транспортируют огромные массы осадочного материала и определяют обстановку осадконакопления в приливной зоне: приливные равнины, мангры, эстуарии и заливы. Максимальная высота приливов достигает 14-15 м, например, на побережье Кольского полуострова, в Шотландии, в Пенжинской губе и районе Шантарских островов Охотского моря.

Донные течения – течения в придонном слое воды, вызывающие перемещение осадков и непо-

Особое место в связи со своей геологической значимостью занимают высокоплотностные придонные турбулентные *мутьевые потоки* или *турбидитные течения*. Причиной образования мутьевых потоков является нарушение равновесия и последующее оползание больших масс рыхлого донного осадка в результате землетрясений, волн цунами и даже сильных штормов. Оползающий осадок взмучивается и в виде своеобразного грязевого (мутьевого) потока с большой (до 70-90 км/ч) скоростью устремляется вниз по склону (рис. 3.16а). Плотность потоков может быть весьма значительной, вследствие чего они эродируют морское дно вплоть до образования подводных каньонов, по которым осадочный материал выносится за пределы континентального склона на сотни километров (рис. 3.16б). У основания склона скорость движения потока постепенно замедляется и из взвеси постепенно начинает выпадать обломочный материал. Сначала осаждаются крупные и тяжелые частицы, затем все более мелкие, вплоть до тонкого ила (рис. 3.16в). Следующий поток приносит новую порцию осадка, образуется второй слой с постепенной сортировкой внутри, отделенный резкой границей от нижележащего. Таким образом, отложения мутьевых потоков характеризуются четкой горизонтальной градиционной слоистостью и сортировкой материала в каждом слое – от грубого внизу до более тонкоговерху (т.н. ритмичная слоистость).

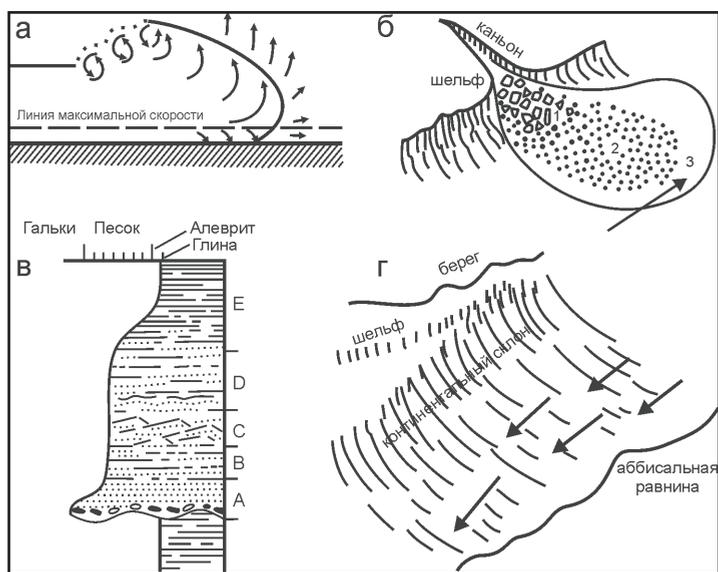


Рис. 3.16. Придонные турбидитные и контурные течения и формируемые ими осадки.

а – головная часть мутьевого (турбидитного) потока с зоной завихрения за ней, по (Middleton, 1966); б – подводный каньон и глубоководный конус выноса у подножия континентального склона. Части конуса: 1 – проксимальная, 2 – средняя, 3 – дистальная. Стрелка показывает направление контурного течения, по (Фролов, 1992); в – идеализированная последовательность слоев турбидита (цикл Боума): А – массивный песок, В – слоистый песок, С – косослоистый песок, D – слоистый алеврит и песок, E – слоистый ил, по (Селли, 1981); г – схема распространения контурных течений вдоль подножия континентального склона, по (Фролов, 1992).

Для континентальных склонов практически всех морей и океанов характерны глубинные придонные *контурные течения*, огибающие рельеф дна вдоль линий равных глубин – изобат (рис. 3.16г). При высоких скоростях течения (до 20 см/с)

они эродируют донные осадки с образованием характерных форм микрорельефа, переносят и отлагают тонкий осадок, а в некоторых случаях, например при огибании препятствий, и тонкий песок. Эти отложения называются *контурами*.

Волнение является одним из важнейших агентов переноса осадочного материала в морях и океанах. Основной причиной возникновения волн является ветер. Ветер, действуя на водную поверхность, заставляет частицы воды совершать колебательные движения что, в свою очередь, приводит к образованию волн, фронт которых перпендикулярен его направлению.

Волнение охватывает всю акваторию океанов, морей и озер, поэтому оно переносит взвешенный и растворенный материал по всей их площади. Волнение распространяется только на верхнюю небольшую зону бассейнов, называемую *волновой базой*. Она располагается от поверхности на расстоянии соизмеримом с длиной волны, которая, в свою очередь, определяется глубиной и размером водоема. В самых крупных из них – океанах, глубина, на которую распространяется воздействие волн, не превышает 400 м. Помимо ветровой волны, в морях и океанах, в результате землетрясений, возникают гигантские волны – *цунами*. Эти волны проникают на значительно большие глубины — порядка 1000 м и более.

Ареной действия волн является главным образом прибрежная зона литорали и сублиторали. Ветровая волна, действуя на осадок, сортирует материал по крупности, формирует текстуру осадка и осуществляет перенос обломочного материала. Если волны подходят к берегу *под косым углом*, то их силы разлагаются на две составляющие (рис. 3.17а): направленную перпендикулярно к берегу и направленную вдоль берега. Первая вызывает нагон воды (прибой), вторая – вдольбереговое течение. Каждая из них формирует свой генетический тип отложений – прибойные и вдольберегового потока. *Прибойные* отложения состоят из подводных валов (2-3, реже 4-5) и бара, вершиной уже вышедшего из-под воды, отделяющего лагуну от моря и постепенно формирующего пляж (рис. 3.17б). Морские волны, обладающие большой кинетической энергией, способны перемещать к урзу воды довольно крупные и тяжелые зерна, формируя россыпи тяжелых и рудных минералов: магнетита, рутила, циркона, ильменита и др. Вместе с тем, тонкий пелитовый и алевритовый материал отмучивается и сбрасывается из прибойной зоны на глубины, ниже базиса действия волн. Результатом *вдольберегового перемещения* материала являются прибреговые косы (рис. 3.17в), причленяющиеся к берегу под углами 25-45°, подводные валы, а также небольшие россыпи тяжелых минералов. Скорость вдольбереговых течений прямо пропорциональна силе волнения: чем сильнее прибой, тем с большей скоростью развивается вдольбереговое течение. Обломочный материал в прибойной полосе перемещается зигзагообразно (рис. 3.17г), при этом крупный гравийно-галечный материал перемещается в основном волочением и перекачиванием, а песчаный может переноситься и во взвешенном состоянии. Наибольшие скорости вдольберегового перемещения песка развиваются на гребнях песчаных валов и достигают 3 км/ч. По ним и переносится большая часть объема перемещаемого материала. Дальность перемещения материала в отдельных случаях достигает 2500 км.

Волны, подходящие к берегу *под прямым углом*, вся свою энергию расходуются на прибойный поток. При этом к берегу нагоняются большие массы воды, которые выбрасывают на пляж большое количество обломочного материала, способствуя формированию пляжевых накоплений. Периодически вода, нагнанная прибойной волной, в тех или иных местах прорывается обратно в море в виде так называемых *разрывных течений* (рис. 3.18), которые за короткий отрезок времени сбрасывают в более глубокие части моря разнородный осадочный материал, отдаленно напоминающий турбидитовый.

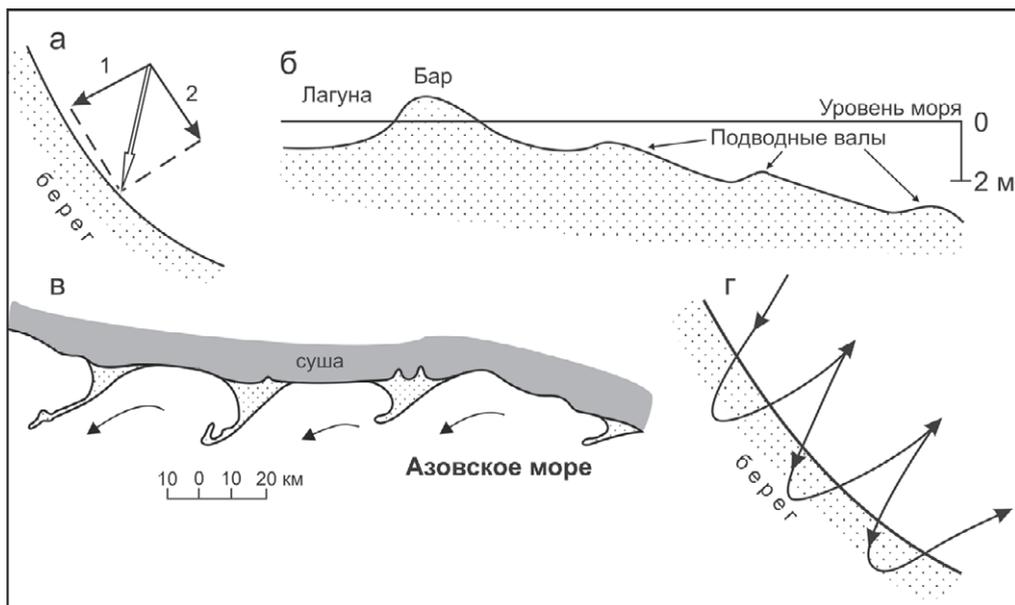


Рис. 3.17. Перенос обломочного материала в береговой зоне моря, по (Фролов, 1992).

а – схема разложения силы волны, подходящей к берегу под косым углом, на прибойную (1) и вдольбереговую (2) составляющие; б – схема аккумулятивного берега с лагуной, баром и подводными валами; в – схема формирования кос на берегу Азовского моря (стрелки – преобладающее направление ветровых течений); г – зигзагообразное перемещение обломочного материала силой прибоя, косо подходящего к берегу.

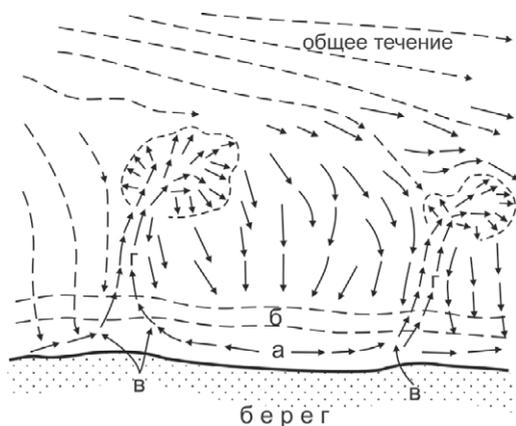


Рис. 3.18. Схема разрывных течений, по (Shepard, 1960).

а – вдольбереговое течение; б – поступательные волны (буруны); в – зоны питания разрывных течений; г – разрывные течения.

различным температурным режимом (климатом) в разных ее широтных зонах, распределением зон низкого и высокого давления, суши и моря, а также рельефом.

В результате волнового воздействия поступающий с суши обломочный материал в значительной степени перерабатывается: происходит механическая обработка частиц, их окатывание, сортировка по размеру и удельному весу, разнос по площади бассейна и отложение. Благодаря деятельности волн на пляжах происходит обогащение осадков тяжелыми и рудными минералами, а более легкие смываются и уносятся. Таким путем образуются россыпные месторождения магнетита, рутила, титана, циркона, кассетирита и др.

Транспортирующая способность воздушной среды определяется скоростью движения воздушных масс и размерами частиц переносимого материала. Движения воздуха или воздушных масс вызываются вращением Земли вокруг своей оси,

Особенностями движения воздушных масс является их сильная изменчивость по силе и направлению, а также способность перемещать материал не только в пониженные участки поверхности, но и на возвышенности, против действия силы тяжести. Скорость ветра обычно минимальна у поверхности земли, где движение воздуха тормозится рельефом и другими неровностями, с удалением же от нее скорость резко увеличивается. Плотность воздуха несравненно ниже, чем воды, поэтому и его транспортирующие возможности при равной скорости значительно ниже. Максимальный размер обломочных частиц, переносимых ветром, не превышает 20 мм. Расстояния, на которые переносится материал, определяются размером частиц, постоянством скорости и направленности воздушного потока. Громадные количества обломочного материала переносят смерчи, ураганные ветры и песчаные бури.

Перенос в атмосфере осуществляется двумя способами: волочением и во взвешенном состоянии.

Перенос волочением, т.е. перекачиванием и подпрыгиванием зерен, осуществляется на открытых от растительности пространствах – на песчаных побережьях и в пустынях на расстояния до десятков и первых сотен километров. Вследствие торможения ветра у поверхности земли его движение турбулентным в вертикальной плоскости, что приводит к двум взаимно противоположным результатам: а) отрыву зерен от земли и взвешиванию их в воздухе на краткий промежуток времени, и б) торможению горизонтального движения и осаждению зерен через определенный шаг, соразмерный со скоростью ветра и размером зерен. В результате формируются перевейные пески – дюны и барханы высотой до 50-80 м, изредка до 100 м и больше (рис. 3.19).

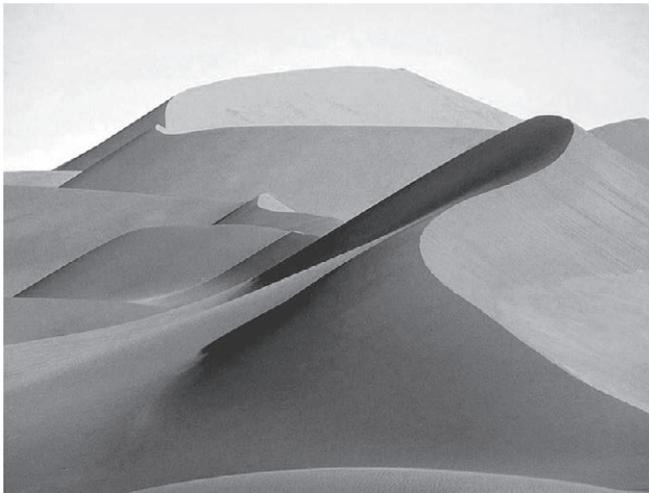


Рис. 3.19. Барханы пустыни Каракумы.

Во взвешенном состоянии, т.е. в виде аэрозоль, осадок может переноситься на сотни и тысячи километров и даже вокруг Земли (табл. 3.2). Зафиксировано, что после пыльных бурь в Сахаре их пыль осела в Западной Европе на расстоянии от 3 до 5 тыс. км. Размер переносимых частиц очень мал и он прямо пропорционален скорости ветра (табл. 3.3). Так, сильный ветер способен во взвешенном состоянии переносить крупный песок с зерном до 1 мм, а во время бурь и ураганов – грубый

песок, гравий и даже гальки до 5-10 см. Форма и удельный вес частиц также влияют на перенос. Количество переносимого во взвеси материала огромно. Во время пылепада в 1918 г. в штате Висконсин и прилегающих штатах осело не менее 1 млн т вещества, что можно представить в виде куба с ребром в 75 м. Перенос во взвеси формирует *золотые лёссы* – пылеватые отложения обладающие горизонтальной слоистостью или слоистостью облекания и мощностью от первых до нескольких десятков метров.

Таблица 3.2. Дальность переноса частиц ветром, по (Пустовалов, 1940).

Гранулометрический тип	Размер, мм	Дальность переноса
Гравий	1–8	несколько метров
Грубый и средний песок	1,0–0,25	менее 1,6 км
Очень тонкий песок	0,05–1,125	несколько километров
Грубый алеврит	0,03–0,06	323 км
Средний алеврит	0,015–0,03	1630 км
Тонкий алеврит и глина	0,015	вокруг Земли

Примечание. Данные для умеренно сильного ветра.

Таблица 3.3. Зависимость размера переносимых частиц от скорости ветра, по (Пустовалов, 1940).

Скорость ветра, м/с	Размер переносимых частиц, мм
4,5–6,7	0,25
6,7–8,4	0,50
9,8–11,4	1,0
11,4–13,0	1,5

Главный агент переноса осадочного материала в нивальных зонах Земли – лед (ледники и плавающие льды), а также вода по периферии ледников. В настоящее время ледники покрывают около 10% поверхности суши. Большая часть этой поверхности приходится на материковые ледники полярных стран (Гренландия, Антарктида) и только небольшая – на горные ледники гумидных и аридных областей.

Лед, образовавшийся из уплотненного снега, движется вниз по ледниковым долинам под действием силы гравитации. Скорость движения *ледников* от 1 до 10 м/сут и только в некоторых случаях достигает 20 м/сут и более. Ледники обладают высокой разрушительной силой, отламывая на своем пути обломки пород по которым он движется. Обломки, которые захватываются в основании ледника, переносятся вниз по склону в направлении его движения. Ледник может перемещать материал на своей поверхности, вмержшим в тело льда, по ложу ледника и перед фронтом льда (рис. 3.20). Перемещаемый ледниками материал может иметь самые различные размеры: от глинистых частиц до глыб огромного размера и веса. Он подвергается некоторой обработке и отлагается при таянии и отступании ледника в виде различных моренных образований: конечных, донных, срединных, боковых, поверхностных (см. рис. 3.2). Морены представляют собой смесь глины и песка с гравием и валунами. Характерной чертой морен является отсутствие сортировки материала. С деятельностью ледников связаны и такие более отсортированные образования, как озы, друмлины, флювиогляциальные пески и ленточные глины, сформированные деятельностью подледниковых или приледниковых вод.

Значительную роль в переносе обломочного материала играет *плавающий лед*. Выделяются припайный лед, образующийся на границе с сушей и в полосе мелководья, а также донный лед, возникающий в полярных морях. Припайный лед достигает толщины 2-3 м. При замерзании воды в лед вмержают прибрежные осадки – валуны, галька, гравий и песок. Лед неоднократно взламывается приливно-отливными течениями и сильными штормами. Оторвавшись от берега,

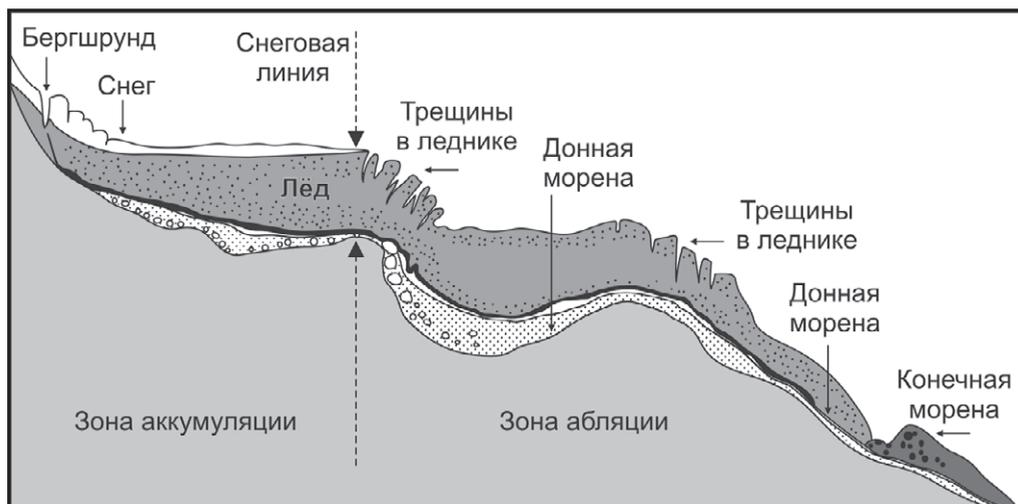


Рис. 3.20. Продольный профиль горного ледника, по (Аллисон, Палмер, 1984) с дополнениями.

он уносится течениями, растаивает в летний период, отлагая на морское дно вмёрзшие в него осадки.

Большое значение имеет *глетчерный лёд*. В Антарктике и Арктике глетчерный лёд, сползая с суши в море, даёт начало *айсбергам*. Айсберги на своей поверхности и в толще льда могут нести большое количество обломочного материала, вплоть до крупных валунов и глыб. Переместившись в высокие широты (антарктические айсберги достигают 33° ю.ш.), они растаивают и отлагают принесённый ими материал на морское дно. Этот материал обычно плохо окатан.

Гравитационный перенос – перенос под действием *силы тяжести* играет огромную роль в транспортировке осадочного материала. Эта сила проявляется как самостоятельно, так и как составная часть всех осадочных процессов – водных, эоловых, гляциальных. В континентальных условиях гравитационный перенос осуществляется на склонах, особенно на крутых и вертикальных – эскарпах. *Склоновый*, или *коллювиальный*, перенос приводит к накоплениям гравитационных отложений в чистом виде – обвалных и осыпных, а с участием воды – оползневых, солифлюкционных и делювиальных. В морях и океанах с гравитационным переносом связано возникновение турбидитных (мутьевых) потоков.

Устанавливаются следующие виды гравитационного переноса. **Обвалы** чаще всего встречаются в горных областях. Наиболее благоприятные условия для обвалов создаются в верхних частях скалистых горных склонов или хребтов. Причиной обвалов неустойчивых крутых склонов чаще всего становятся землетрясения, выветривание, подмыв рек, излишняя обводненность и оттаивание пород в холодном климате. Обвалившаяся масса материала, состоящая из глыб, обломков щебня, грубого песка, обычно плохо сортирована, при этом крупные обломки скатываются по склону ниже всего. **Осыпи** формируются на склонах средней крутизны (40-20°). Обломочный материал в виде «каменных рек» – *курумов* в течении довольно длительного времени сползает по склонам. Формируются веера и шлейфы осыпей, в пределах которых заметна дифференциация обломков по размеру: у источника осыпи обломки мельче, а то время как крупные обломки, обладая большей инерцией движения, скатываются значительно дальше. **Оползни** происходят на ещё более пологих склонах – даже при углах склона менее одного градуса (рис. 3.21). Как правило, происходит сравни-

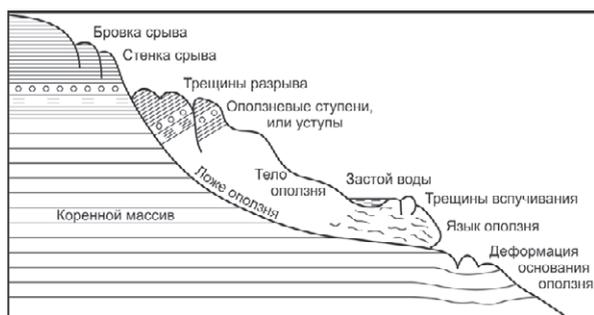


Рис. 3.21. Продольный разрез оползня.

возникнуть оползневые явления. Для того чтобы спровоцировать подводное оползание, достаточно небольшого землетрясения или даже крупного шторма. На более крутых склонах оползны могут возникать самопроизвольно, как только масса накапливающейся на наклонной поверхности толщи осадков превысит предел их прочности. Объем осадочных образований, вовлеченных в оползны, измеряется десятками кубическими километрами. Описаны грандиозные подводные оползны с объемом перемещенных масс более 30 км³ и дальностью распространения до 2-3 тыс. км. В зонах с многолетним промерзанием грунтов и почв (тундра, лесотундра, высокогорье) широко распространено явление **солифлюксии** – процесса сползания перенасыщенных водой почв и грунтов по мерзлой поверхности сцементированного льдом основания склонов. Почвогрунтовой покров насыщается влагой от тающего снега или дождей, утяжеляется, становится вязкопластичным и начинает двигаться уже при уклонах в 2-3° по еще не оттаявшей поверхности мерзлого подстилающего слоя. При этом на склонах возникают фестончатые наплывы, невысокие гряды и целые солифлюкционные террасы. В тайге широко распространены **курумы** – каменные реки, представляющие собой смкнутые группы каменных глыб крупного размера с острыми обломанными краями. **Делювий** – смыв с некрутых (не круче 20-30°) склонов мелкими ручьями и тальми снеговыми водами рыхлых продуктов выветривания горных пород. Делювиальные отложения имеют разнообразный состав (от глин и песков до крупных валунов) и характеризуются слабой отсортированностью. Они обычно образуют в нижней части склонов плачевидный покров (делювиальный шлейф).

Важно отметить, что роль сил, участвующих в транспортировке осадочного материала, в значительной степени зависит от физико-географических условий. В областях с влажным климатом главный агент переноса материала – текущие воды, второстепенный – ветер и сила тяжести. В областях с засушливым климатом главным агентом переноса является ветер, а второстепенными – сила тяжести и вода. В высокогорных районах и полярных областях перенос осуществляется движущимися ледниками, приледниковыми водами и силой тяжести.

3.4. Накопление, или седиментация осадочного вещества

Накопление или **седиментация** – обязательная стадия для всех осадков, когда вслед за выветриванием и переносом, или параллельно с ними, происходит осаждение вещества, т.е. собственно процесс образования осадков. Формирование осадочной породы начинается именно со стадии накопления, когда компоненты из разных источников соединяются друг с другом в единое целое в одной точке земной поверхности.

Седиментация тесно связана с *переносом*. Осаждение вещества невозможно

тельно медленное перемещение, оползание какой-то части склона без существенного нарушения ее внутреннего строения. Для того чтобы часть склона начало оползать вниз необходимо наличие воды в качестве смазки, уменьшающей трение при движении материала по поверхностям скольжения. Оползны широко распространены и под водой. Они образуются при срыве больших масс осадочных пород на краю шельфа. Уже при уклонах 3-5° могут

без переноса, а перенос завершается осаждением. Таким образом, перенос и осаждение являются двумя сторонами одного и того же процесса – осадкообразования. Осаждение вещества начинается еще на начальных этапах путей переноса (образуется дельювия на склонах, аллювий в речных долинах, дельтовые отложения в устьях рек) и завершается в бассейнах седиментации. Седиментация отличается от переноса тем, что ведущей силой становится *сила тяжести*, поэтому движение осаждающегося тела приближается к падению свободного тела.

Поскольку большинство осадков образуется в водной среде, определенное влияние на скорость осаждения частиц оказывает ее вязкость, возрастающая с понижением температуры, повышением солености и концентрации коллоидных частиц. В идеальном случае скорость осаждения обломочных частиц в стоячей воде подчиняется формуле Стокса:

$$v = \frac{2}{9} g \frac{r^2(d_1-d)}{m},$$

где v – скорость осаждения частиц, см/с; r – радиус частицы; d – удельный вес воды; d_1 – удельный вес частицы; m – коэффициент вязкости воды, зависящий от температуры; g – ускорение силы тяжести. Так как вязкость холодной воды увеличивается, то осаждение в ней, например частиц в 0,1 мм при изменении температуры с 20 до 0 °С замедляется на 63%.

В приведенной таблице (табл. 3.4) показана скорость падения частиц в стоячей воде. Для иллюстрации скорости падения частиц разного размера можно сказать, что частице размером 1 мм требуется всего около 33 минут, чтобы осесть через столб воды высотой в 200 м, частица же размером 0,01 мм преодолет этот путь лишь за 15 дней. Частицы же менее 0,001 мм практически уже не осаждаются, так как броуновское движение почти уравнивает силу тяжести.

Таблица 3.4. Скорость осаждения частиц разного размера в воде при $t=15$ °С, по (Пустовалов, 1940).

Диаметр частиц, мм	Скорость падения, мм/с	Диаметр частиц, мм	Скорость падения, мм/с
1,0	100	0,05	2,9
0,50	53	0,01	0,154
0,30	32	0,005	0,0385
0,20	21	0,001	0,00154
0,10	8	0,0001	0,0000154

Поскольку в природе существуют разные формы переноса осадочного вещества, то существуют и разные способы его осаждения: *механические, химические и биологические*. При этом происходят два общих, но взаимно противоположных процесса – смешение (интеграция) и разделение (дифференциация) компонентов осадка.

Осадочная дифференциация вещества, по определению Л.В.Пустовалова (1940) это: «разобщение составных частей изначальных пород, происходящее в зоне осадкообразования. В зависимости от характера сил, приводящих к разделению вещества, можно различать механическую, химическую и биогенную осадочные дифференциации». Под *осадочной интеграцией* понимают (Фролов, 1992): «объе-

динение, или смешение, вещества из разных источников и разного генезиса в зоне осадкообразования и накопление в той или иной мере смешанных осадков».

Дифференциация вещества начинается еще в стадию выветривания, когда выносятся растворенные компоненты осадочных пород и остается твердая, нерастворенная фаза, продолжается при переносе, а также в дальнейшем при диагенезе и в последующих стадиях. Но главным образом она совершается в *стадию седиментации*. В зависимости от характера сил, приводящих к разделению вещества, различают механическую, химическую, биогенную и физико-химическую дифференциации.

Сущность **механической дифференциации** заключается в том, что осаждение переносимого материала обычно происходит не сразу, а в последовательности, которая определяется: *скоростью течения, размером зерен, их формой и удельным весом обломков*. Исходя из этого, различаются следующие типы механической дифференциации вещества.

Дифференциация по размеру обломков (рис. 3.22а) выражается в том, что при транспортировке частицы из потока выпадают в последовательности от крупных ко все более тонким, что отражает ослабление скорости течения. При его остановке осаждается и самый тонкий пелитовый материал.

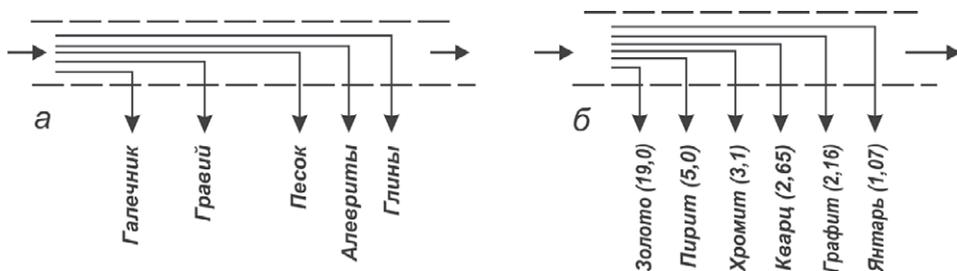


Рис. 3.22. Механическая дифференциация осадочного материала по размеру (а) и удельному весу (б), по (Пустовалов, 1940).

Степень дифференциации, или сортировка, обломочного материала зависит от его содержания в потоке и длительности переноса. Она улучшается при небольшой *насыщенности* (или *нагруженности*) потока осадочным материалом и значительной длительности переноса течением или перемывания осадка волнением, а также при перевевании ветром. Сортировка варьирует от нулевой (в этом случае осадки недифференцированы, порода состоит из зерен самого различного размера), до очень высокой (осадок состоит из почти одинаковых зерен). В природе, однако, никогда не существует идеальных равнозернистых осадков.

Наибольшая перегруженность потока материалом наблюдается у *селей* или *турбидитов*: они часто имеют состояние пульпы или грязещебнистого потока. Сортировки при отложении этого материала не происходит, так как отлагается он сразу из-за почти мгновенной потери потоком, при выходе на равнину, своей силы. В горных реках с постоянным течением, из-за нагруженности потока, сортировка галечно-песчаного аллювия плохая или средняя. Значительно она улучшается в аллювии равнинных рек, а наилучшей становится в морских отложениях. Это объясняется постепенным уменьшением нагруженности материалом среды переноса. При попадании материала в море сортировка его осуществляется комплексом волновых и потоковых движений воды, что приводит к разнообразию типов осадков по сортировке: от плохих до очень хороших. При этом, как и в речных потоках, максимальная сортировка осуществляется в песках, а в более грубых осадках она снижается.

Процесс **дифференциации по удельному весу** (рис. 3.22б) заключается в последовательном выпадении из транспортирующего потока частиц со все более низким удельным весом. Сортировка зерен по удельному весу – один из способов образования россыпей золота, платины, цирконов, магнетита и других тяжелых минералов. Например, различия удельных весов золота (19) и кварца (2,65) более чем семикратные. Следовательно, в 7 раз более крупные кварцевые обломки будут гидравлически равновелики золотинкам. Поэтому часто месторождения россыпного золота находят в конгломератах. В водоемах тяжелые минералы обычно концентрируются на месте при перемывании, также это происходит и при ветровом выдувании легких зерен и, реже, – при транспортировке вдольбереговыми потоками. Таким образом, при дифференциации, или сортировке, зерен по удельному весу происходит их концентрация или обогащение ими осадков, реже – образование мономинеральных песков, например магнетитовых на берегах вулканических островов.

Дифференциация по форме обломков заключается в том, что из путей переноса при ослаблении скорости потока выпадают сначала изометричные (особенно шарообразные) зерна, потом призматические и дальше всех уносятся пластинчатые (обычно это слюдистые минералы). Это же происходит с плоскими растительными остатками и раковинами беспозвоночных или их обломкам. Дифференциация по форме накладывается на другие механические дифференциации – по размеру и удельному весу, что приводит к новому смешению, т.е. интеграции вещества.

Сущность **химической дифференциации вещества** (рис. 3.23) заключается в разделении на путях миграции веществ по химическому составу и образованию более или менее чистых хомогенных осадков. При этом, растворенные вещества последовательно переходят в твердую фазу и осаждаются в бассейнах седиментации. Л.В. Пустовалов (1940) определил *химическую дифференциацию* как

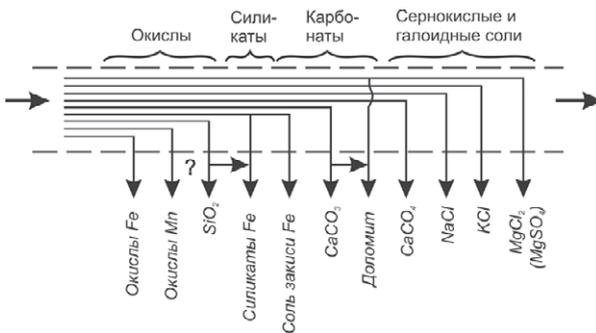


Рис. 3.23. Химическая дифференциация осадочного вещества, по (Пустовалов, 1940).

«последовательное выпадение из путей миграции соединений в порядке возрастания их растворимости, т.е. геохимической подвижности».

Вместе с тем, всю сложность и многообразие процесса химической дифференциации осадочного вещества невозможно объяснить только химической растворимостью соединений. По мнению Н.М. Страхова (1960-1963), В.Т. Фролова (1992) и других исследователей, следует учитывать и ряд внешних факторов, контролирующих процесс накопления:

климат, рельеф и тектонический режим местности, свойства самого вещества и физико-химические условия среды (рН, Eh, концентрация вещества и его состав), формы переноса, жизнедеятельность организмов, режим и скорость седиментации, разбавление другими компонентами и др.

Учитывая все эти факторы, Н.М. Страхов (1960-1963) выявил отчетливую зависимость химической дифференциации от типа климата – гумидного или аридного (рис. 3.24). Например, угли, бокситы и латеритные железные руды образуются только в гумидных условиях, а медные, свинцовые и цинковые руды, доломиты, соли – только в аридных. В областях с морским гумидным климатом с удалением от берега устанавливается следующая последовательность выпадения веществ

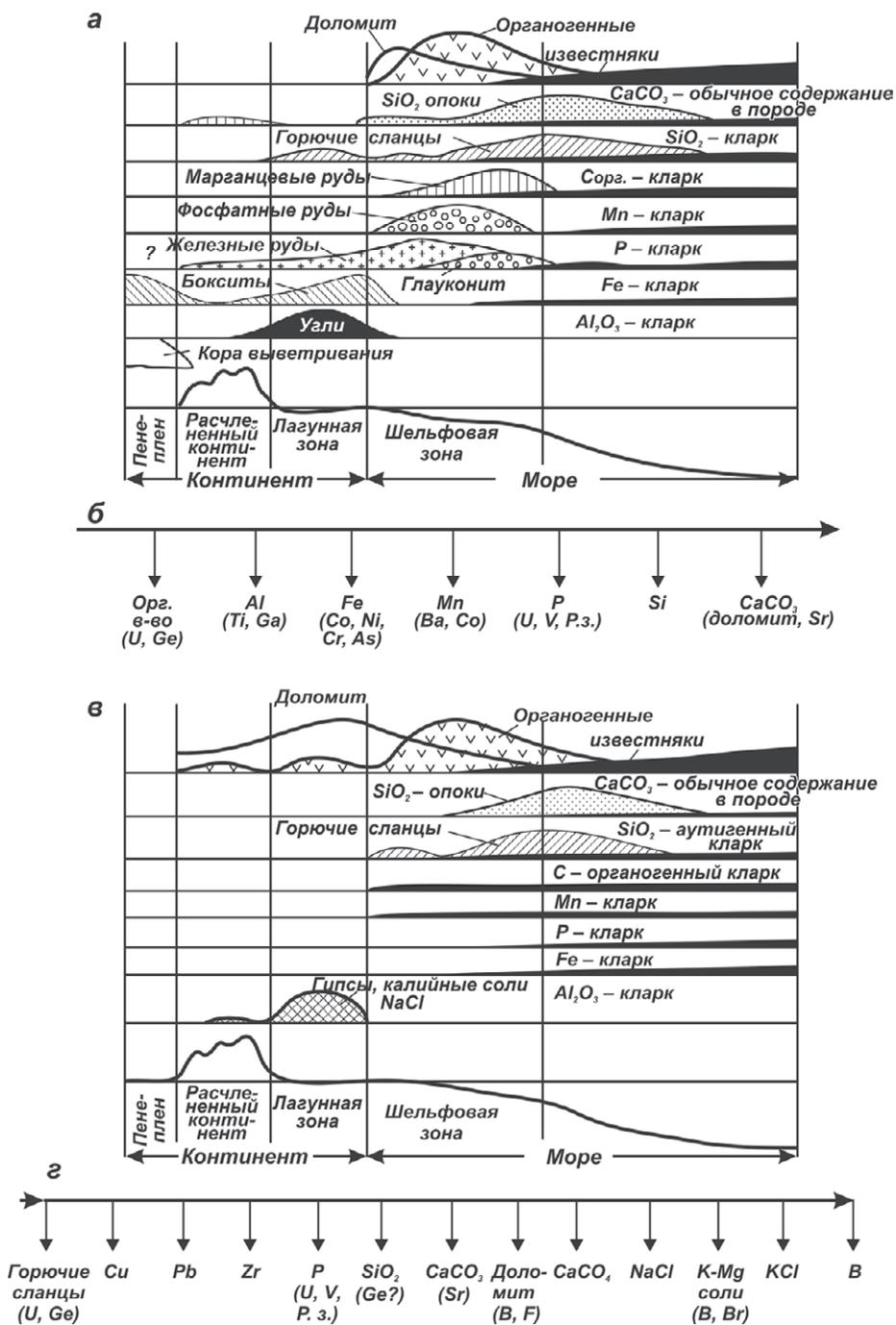


Рис. 3.24. Общий фациальный профиль аутигенного осадкообразования в гумидном (а, б) и аридном (в, г) климате, по (Страхов, 1963).

Сокращения: Орг. в-во – органическое вещество (уголь, горючие сланцы, торф и др.); P.з. – редкие земли.

в осадок: окислы алюминия → окислы железа → окислы марганец. При постепенном изменении солености вод бассейнов (эпиконтинентальные моря, озера, лагуны и др.) происходит дифференциация не в пространстве, а во времени (снизу вверх по разрезу). Например, в водоемах аридной зоны по мере возрастания минерализации вод устанавливается следующий порядок осаждения: кальцит, доломит, гипс, галит, сильвин, карналлит.

Биогенная дифференциация заключается в избирательном превращении растворенных и газообразных компонентов в минеральные скелетные образования или органические ткани в результате жизнедеятельности организмов. Различные виды организмов извлекают из воды и воздуха необходимые для строительства скелета компоненты. Этот вид дифференциации происходит и на суше и в водной среде. После отмирания животных и растительных организмов их остатки (раковины, не полностью разложившиеся органические ткани и др.) переходят в осадок, распределяясь по дну бассейна седиментации в соответствии с влиянием обычных факторов механической или химической дифференциации.

Благодаря биогенной дифференциации образуются огромные толщи органических известняков, создаются рифовые постройки, накапливается органическое вещество – материал для образования нефти и угля. Особенно велика ее роль в накоплении соединений, составные части которых не находятся в состоянии насыщения. В современную эпоху, например, не могли бы выпадать в осадок без участия организмов кремнезем, фосфаты и другие осадочные образования.

Физико-химическая дифференциация присуща коллоидным растворам. Она осуществляется в водной среде под действием физико-химических сил, вызывающих укрупнение частиц вследствие коагуляции коллоидных растворов и выпадение их в осадок. Большая часть коллоидов, принесенных реками в бассейн седиментации, осаждаются вблизи их устьев и в прибрежной зоне, меньшая – переносится в более глубоководные участки. Одной из главных причин осаждения коллоидов является высокая концентрация солей (Фролов, 1992). Дальнейшее распределение в бассейне выпавшего в осадок коллоидного материала контролируется факторами механической дифференциации.

Таким образом, в зависимости от целого набора факторов (природа осадочного материала, его количество, климатические и физико-химические условия среды осадконакопления) могут проявляться один или несколько видов осадочной дифференциации, протекающих одновременно и продолжающих друг друга.

Закономерный процесс *дифференциации вещества* неотъемлемо связан с противоположным процессом – его *интеграцией*. Продукты механической, химической, биогенной и физико-химической дифференциации, поступающие в зону осадконакопления из разных источников сноса, смешиваются. В результате их одновременного осаждения образуются породы смешанного (гибридного) состава.

Одним из важнейших показателей существующих обстановок седиментации является **скорость накопления осадков**, поскольку она дает объективную информацию о климате, тектоническом режиме, геоморфологии, биопродуктивности и других процессах на Земле.

Существуют два способа количественной оценки скорости осадконакопления: относительный и абсолютный. **Метод относительных масс** выражает скорость в *процентах* или *промилле*, т.е. сотых или тысячных долях относительно суммы компонентов, принимаемой за 100% или за 1000‰. Таким образом, расчет ведется на осадок в целом: т.е. сколько конкретно процентов или промиллей того или иного компонента содержится в осадке.

Сущность **метода абсолютных масс**, заключается в оценке поступления за определенное время (чаще всего за 1000 лет) на 1 см² дна моря осадка в *граммах*

или в *миллиметрах* мощности, т.е. в абсолютных (а не относительных) величинах. В результате рассчитанных таким образом данных морские геологи строят карты изолиний абсолютных масс, показывающие распределение скоростей седиментации в целом (рис. 3.25) или по отдельным компонентам. А.П. Лисицын предложил выражать эту скорость в единицах Бубнова (сокращенно Б), по имени известного геолога С.Н. Бубнова. 1Б отвечает накоплению 1 мм осадка за 1000 лет. Скорости накопления осадков меняются в широких пределах: минимальные скорости 0,1-5 Б (0,1-5 мм/1000 лет) приходятся на красные океанические глины, а максимальные – отмечены в устьевых частях рек и прилегающих зонах морей и океанов: например в Бенгальском заливе свыше 20000 Б, в устьях Ориноко, Миссисипи, Нигера от 3000 до 10000 Б.

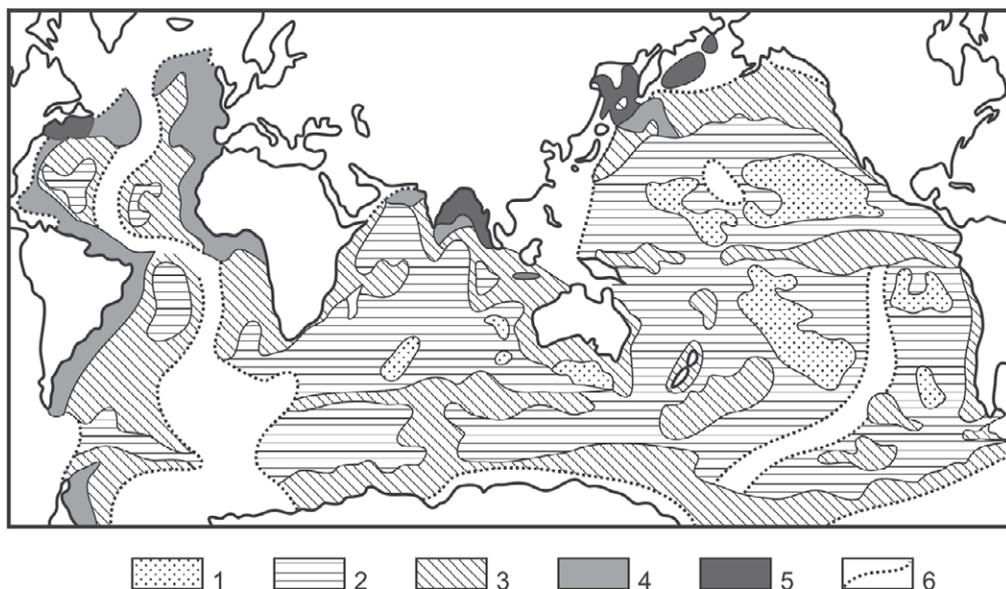


Рис. 3.25. Скорости осадконакопления в Мировом океане (мм/1000 лет), по (Лисицын. 1974).
1 – менее 1; 2 – от 1 до 10; 3 – от 10 до 30; 4 – от 30 до 100; 5 – более 100; 6 – данные отсутствуют

Седиментация со скоростями осадконакопления свыше 1000 Б по предложению А.П. Лисицына (1982) была названа *лавинной*. В этом случае очень быстрое накопление в морских условиях осадков приводит к возникновению у них особых текстур и структур, высокой концентрации органического вещества, большой мощности отложений, а также слабой сортировке осадочного материала по гранулометрическому составу.

Следует отличать *разовые скорости* накопления осадков, например мощности слоя, отложенного пеплопадом, турбидитом (до 1–2 м за несколько часов), паводком реки, обвалом (до 100 м и более за минуту), от *суммарной*, оцениваемой за длительные отрезки времени в тысячелетия и даже миллионы лет. Последняя всегда значительно меньшая, что объясняется сокращением толщины слоя при уплотнении и отжатии воды, при его растворении, а также из-за внутриформационных и сингенетических размывов.

Таким образом, осадконакопление представляет собой довольно сложный природный процесс, охватывающий значительную часть поверхности Земли. Проис-

ходящие при этом дифференциация и интеграция являются одними из основных его движущих сил, причинами многообразия осадочных пород. Осадконакопление, несмотря на кажущуюся равномерность и постепенность, в действительности почти всегда неравномерно и прерывисто. Оно совершается пульсационно, а фазы накопления чередуются с более длительными перерывами, а часто и размывами.

3.5. Диагенез

Осадок, накопившийся на дне водоема или поверхности суши, представляет собой сложную в физико-химическом отношении систему, состоящую, как правило, из нескольких фаз: твердой, жидкой и газообразной. Изменения, которые в дальнейшем происходят с осадком, называются *диагенезом*. Результатом диагенетических преобразований является превращение осадка в горную породу. Диагенез начинается сразу после накопления осадка и заканчивается при возникновении из него осадочной породы как крепкой, сцементированной, так и рыхлой или не потерявшей способности размокать.

При диагенезе происходит уплотнение осадка и уменьшение его влажности, старение коллоидов, образование новых минералов из иловых растворов, разложение одних минералов и возникновение других, перераспределение вещества в осадке (т.е. его перемещение и концентрация). Таким образом, диагенез представляет собой уравнивание сложной многокомпонентной системы осадка в новых физико-химических условиях среды, при которых ее составные части приспособились для совместного существования.

Важными *факторами диагенеза* являются, прежде всего, высокая (более 50%, а в глинистых осадках до 80-90%) влажность, обилие бактериального мира, общая физико-химическая неравновесность, изменчивые Eh и pH, высокая концентрация веществ в иловых водах и проницаемость осадка, обеспечивающая беспрепятственный диффузионный обмен ионами и газами.

Высокая влажность осадка приводит к растворению твердых веществ, гидролизу силикатов, органического вещества и других соединений, гидратации, создает условия для реакций в растворах и облегчает диффузный обмен веществ.

Биогенное вещество, которое содержится в осадках и водах зоны диагенеза обеспечивает *обилие бактериального мира*: в 1 г песчаного осадка присутствуют десятки и сотни тысяч бактерий, а в 1 г ила – до нескольких миллионов клеток. Благодаря жизнедеятельности бактерий и разложению органического вещества происходит глубокая переработка осадка, уничтожается растворенный в иловой воде кислород, восстанавливаются окислы железа, марганца, хрома. Одновременно бактерии глубоко преобразуют органическое вещество с выделением сероводорода, водорода, углекислоты, метана и других газов, освобождают огромные массы малых и редких элементов, переводя многие из них в подвижное, растворенное состояние (фосфаты, соединения железа, ванадия, урана), создают благоприятные условия для протекания геохимических и минералообразовательных процессов. Максимальное содержание бактерий приурочено к верхним 20–30 см осадка, ниже их число уменьшается, при этом аэробные бактерии сменяются анаэробными.

Осадок, как правило, характеризуется *резкой физико-химической неравновесностью*. Он представляет собой смесь разнообразных по восстановленности или окисленности компонентов, по щелочно-кислотным параметрам, растворимости, комплексам поглощенных катионов. Эти компоненты образовались не вместе, не в одних условиях, часто резко гетерогенны и объединены только механически. Между ними сразу возникают процессы выравнивания неравновесности, что часто приводит к глубокому преобразованию осадка. Примером физико-химической

неравномерности осадка может служить ненасыщенная ни одним из компонентов иловая вода и карбонаты раковин, опаловые спикулы, радиолярии, диатомеи, соединения железа и алюминия, которые неизбежно будут растворяться в этой воде вплоть до наступления насыщения раствора.

Окислительные условия, как правило, устанавливаются в верхней зоне осадка (до 1 м и больше, в илах часто меньше 1 см), а *восстановительные* – ниже этого уровня. Они возникают вследствие жизнедеятельности бактерий и разложения органического вещества. Еще ниже Eh может снова стать положительным.

Щелочная реакция иловых вод устанавливается в верхней зоне осадка (до 1 м и редко больше), при этом она такая же, как в наддонной воде, глубже она становится нейтральной или слабокислой. Еще глубже pH часто снова повышается до 7-7,5.

Eh и pH меняются не только в толще осадка, но и по площади, зонально: от берега к центру моря или океана: условия меняются от окислительных и кислых до восстановительных и щелочных, а в океане, в красных глинах – снова до окислительных условий.

Таким образом, *движущими силами* диагенеза, являются количество и качество живых организмов и органического вещества, общая неравновесность вещества осадка и отчасти энергия химических реакций. Температура и давление низкие, поэтому играют еще малую роль. Начинает проявляться фактор геологического времени, значительно более длительного, чем на стадии переноса и отложения.

На стадии диагенеза в осадках происходят следующие многочисленные и разнообразные процессы, часто протекающие одновременно.

1. *Растворение и восстановление* твердых фаз осадков. Растворение начинается сразу после осаждения частицы. Большая роль в этих процессах принадлежит Eh и pH среды, составу атмосферы, давлению, температуре, жизнедеятельности организмов, выделяющих CO₂, а также процессам восстановления соединений железа, марганца, хрома и других до низшей валентности, при которой они более растворимы.

2. *Минералообразование* идет практически сразу за растворением и восстановлением и сопровождается их и другие процессы. Этот процесс можно представить в виде схемы:



В результате могут полностью исчезнуть одни формы минералов, например карбонаты раковин, опаловые скелетные остатки и появиться совсем новые минералы, которые не осаждались из воды, а образовались после седиментации: карбонаты (в некарбонатных осадках), сульфаты, сульфиды, фосфориты, цеолиты, глинистые и другие минералы.

3. *Гидролитическое расщепление* силикатов, органического вещества и других минералов, как это происходит при выветривании. Образование новых, более простых и устойчивых минералов за счет неустойчивых.

4. *Гидратация* – образование водных соединений, например гидроокисей.

5. *Перераспределение вещества* определяется первичной микронеоднородностью осадка. Выпадение из раствора в твердую фазу любого компонента снижает его концентрацию в иловом растворе, что создает *градиент концентраций* – разницу между насыщенными или ненасыщенными этим компонентом

участками. Это приводит к перераспределению вещества между этими участками. Оно будет продолжаться до тех пор, пока есть градиент и осадок проницаем для диффузионных токов вещества. Заканчивается процесс полным выравниванием концентраций компонентов.

6. *Образование конкреций* начинается вследствие изменения Eh и pH среды и неравномерной концентрации иловых растворов в разных частях осадка. При этом происходит перераспределение диагенетических минералов – растворение их в одних местах и отложение в других: образуются сгущения этих минералов – т.н. *конкреции* и *конкреционные прослои*. Сначала возникают микроконкреции, которые при дальнейшем стягивании увеличиваются в размере, объединяются, захватывают все больший объем осадка, вытесняют другие зерна или включают их в свой состав. При этом происходит растворение мелких конкреций и перетягивание их вещества – конкрецеобразователя к более крупным. Наиболее распространены карбонатные, кремневые, фосфатные, сульфидные, сульфатные, лимонитовые, глауконитовые, шамозитовые и некоторые другие конкреции (рис. 3.26). Из карбонатных встречаются все минеральные типы: кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые, магнезитовые, родохрозитовые и др. Из кремневых наиболее распространены халцедоновые и опаловые, меньше – кварцевые. Сульфидные представлены марказитом, пиритом, сульфидами меди, свинца, цинка. Часто встречаются гипсовые, ангидритовые, баритовые и некоторые другие сульфатные.

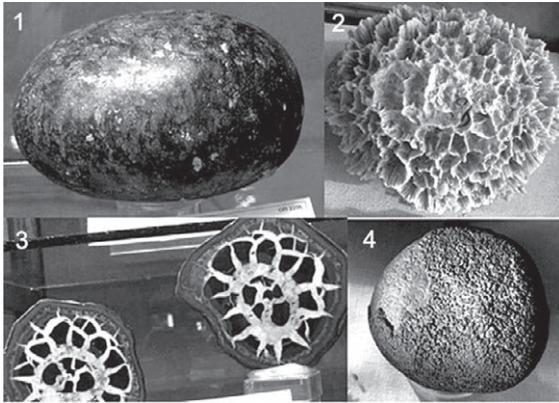


Рис. 3.26. Конкреции: 1 – фосфоритовая; 2 – целестиновая; 3 – карбонатные конкреции-септарии; 4 – железомарганцевая.

7. *Химическая дифференциация вещества*, начавшаяся на стадии накопления, продолжается и в диагенезе как при перераспределении, так и при образовании конкреций. При медленной седиментации или при подводном выветривании первичного осадка на дне моря осуществляется довольно чистое разделение вещества, что делает горизонт залежью на то или иное полезное ископаемое.

Таким образом, в результате диагенеза осадок превращается в горную породу. Вследствие уплотнения и цементации он обычно становится твердым – *окаменевают*

или *литифицируется*. И лишь иногда остается рыхлым.

Мощность зоны диагенеза – от первых десятков до сотен метров. Продолжительность диагенетических процессов – от десятков тысяч до миллиона лет. Глубина диагенетических преобразований зависит от скорости осадконакопления: чем она выше, тем менее преобразованными в диагенезе уходят на глубину осадки. В дальнейшем, при погружении осадочные породы подвергаются различным изменениям в толщах осадочной оболочки Земли, а при поднятии и выходе пластов на поверхность – выветриваются.

3.6. Катагенез

Катагенез – это стадия глубинного преобразования осадочных пород под влиянием повышенных температур и давления, а также подземных минерализованных вод (Фролов, 1992). Основные процессы, происходящие на этой стадии – физико-

механические, а именно уплотнение пород под грузом вышележащих толщ, мощность которых от первых сотен метров до 4-6 км, что определяет глубину зоны катагенеза.

Основные факторы катагенеза – температура, давление, минералого-геохимический состав пород, состав поровых вод, тектонические движения и геологическое время. Температура у кровли зоны катагенеза 30-50 °С, а у подошвы – до 150-200 °С, давление – от первых сотен до 1200-2000 атм (табл. 3.5). Длительность процессов – от сотен миллионов до 1,5 млрд лет. Условия катагенеза, таким образом, очень различны, но стабильны в пространстве и во времени.

Таблица 3.5. Изменение давления и температуры с глубиной, по (Логвиненко, 1967).

Глубина от поверхности, м	Давление, кг/см ²	Температура, °С
100	27	3
500	135	15
1000	270	30
2000	540	60
3000	810	90
4000	1080	120
5000	1350	150
7000	1890	210
9000	2430	270
10000	2700	300
12000	3240	360
15000	4050	360

Большая продолжительность катагенетических процессов и значительная мощность зоны их проявления позволяют расчленить катагенез на две подстадии, или этапа.

Ранний или начальный катагенез сменяет диагенез на глубинах в среднем от 100 до 500 м и охватывает толщу пород до 1,5-3 км. Температура здесь возрастает от 30-50 до 100 °С, давление от 100-200 до 700-800 атм, а пористость пород снижается от 40 до 15%.

Ранний этап характеризуется следующими физико-механическими и химическими изменениями пород: уплотнением, отжатием воды, переходом к более плотной укладке зерен, растворением и коррозией неустойчивых минералов (слюды, амфиболы, пироксены), преобразованием их, а также полевых шпатов в новые минералы, синтезом в поровых пространствах новых минералов: каолинита и других глинистых минералов, цеолитов, сульфатов, сульфидов, образованием или наращиванием конкреций. Наиболее характерным процессом является *глинизация* полевых шпатов и других силикатов, в результате которой силикаты полностью превращаются в глинистые минералы.

По *правилу Освальда*, с повышением температуры на 10° скорость химических реакций увеличивается в два раза. Это резко повышает растворимость кварца до 1-2 мг/л, а аморфного кремнезема – до 380 мг/л. С повышением температуры увеличивается минерализация подземных вод: если вверху она составляет 1-5 г/л, то на глубине три километра – до 200-250 г/л, т.е. это уже рассолы с концентрацией характерной для солеродных бассейнов.

На этапе раннего катагенеза наиболее сильно меняется органическое вещество. Если при диагенезе оно достигает стадии торфа, то в раннем катагенезе оно находится на стадии бурых углей. За счет сапропелевого органического вещества

начинают формироваться нефтяные углеводороды, но еще в незначительном количестве (сотые доли процента от содержания органического вещества).

Неорганические породы меняются мало, особенно глины. Их пористость и объемная плотность меняются соответственно от 50-60% и 1,3-1,4 до 20-25% и 1,8-2,0 на глубине около 3 км. Песчаные породы становятся хорошо сцементированными, окаменевшими, глины – уплотненными, но не потерявшими пластичности и способности размокать. Известняки могут быть как крепкими, так и рыхлыми (например, писчий мел и слабо уплотненные мергели), а биоморфные – сильно пористыми.

Глубинный или **поздний катагенез** постепенно сменяет ранний катагенез на глубинах 2-3 км и прослеживается до 5-6 км. Таким образом, мощность зоны позднего катагенеза достигает 4 км. Температура возрастает на этом интервале от 100 до 200 °С, давление – от 700-800 до 1200-1500 атм, пористость уменьшается от 15 до 2%, а объемная плотность приближается к максимальной – 2,6. Подземные воды высокоминерализованы (более 300 г/л), после выпадения карбонатов они становятся сульфатными, сульфатно-хлоридными, а после выпадения сульфатов в твердую фазу – хлоридными.

Главный процесс позднего катагенеза – *уплотнение*, приводящее к исчезновению пористости. Оно осуществляется разными способами: 1) механическими: обжатие пластичных зерен (например, обломков глин, глинистых и слюдистых сланцев, базальтов и др.) вокруг крепких (кварца, кварцитов, кремней, гранитов и др.), внедрением вторых в первые (инкорпорация), образованием механокомформной структуры; 2) поровое пространство между зернами полностью заполняется цементом; 3) в кварцевых песчаниках под давлением происходит растворение в твердом состоянии и сближение кварцевых зерен с одновременным их разрастанием за счет растворенного кремнезема с образованием регенерационного цемента.

В позднем катагенезе происходит дальнейшее отжатие воды из глинистого вещества и глины переходят в аргиллиты, не размокающие в воде. Все песчаники становятся хорошо сцементированными, рыхлые отсутствуют. Карбонатные породы перекристаллизуются, превращаются в мраморы, в которых, однако, хорошо сохраняются биокomпоненты. Кремневые породы (халцедоновые, кварц-халцедоновые, опаловые) практически исчезают. Вместе с тем, все силикатные минералы и породы еще устойчивы, практически не меняются под влиянием метаморфизующих факторов, за исключением глинистого цемента песчаников. На этом этапе образуется максимальное количество жидких углеводородов – нефти и газа, а также каменные угли.

3.7. Метагенез

Метагенез – завершающий этап в жизни осадочных пород при их погружении на большие глубины. Он является переходным между стадией катагенеза и метаморфизмом. Согласно определению Н.В. Логвиненко (1967) *метагенез* – это стадия глубокого минералогического и структурного изменения осадочных пород в нижней части стратосферы, происходящего, главным образом, под влиянием повышенной температуры в условиях повышенного давления и присутствия минерализованных растворов.

На этой стадии в целом действуют те же факторы, что и при катагенезе, однако значительно повышается роль температуры, давления и, особенно, стресса. Считается, что метагенез осуществляется в диапазоне температур от 150 до 374 °С, т.е. до температуры критической для воды, когда она даже при высоком давлении переходит в парообразное состояние и резко усиливает метаморфизм (см. табл. 3.5). Давление в зоне метагенеза меняется от 1500-2000 до 3000-4000 атм, глубина от

5-6 до 15-20 км, а возможно и до 25 км. Пористость в породах практически отсутствует (2-4%), а их объемный вес становится равным удельному.

Основные процессы при метазенезе уже не физико-механические, а физико-химические и химические. Это, прежде всего, перекристаллизация глинистых пород – аргиллитов и образование типично метаморфических пород – глинистых сланцев.

При метазенезе породы максимально уплотняются, и их пористость становится минимальной. Из-за малой пористости перемещение флюидов становится возможным только по трещинам или путем диффузии (взаимопроникновением молекул в результате тесного сжатия двух разных минералов). Активной циркуляции флюидов способствует и высокая температура. Это приводит к широкому развитию процессов растворения, коррозии, регенерации и интенсивной перекристаллизации ранее образованных минералов. Все большее значение играют процессы метасоматического замещения одних минералов другими.

Одновременно с изменением минералогического состава пород происходят и их структурно-текстурная перестройка (рис. 3.27): укрупнение зерен, упорядочение их ориентации, развитие регенерационных, мозаичных, сланцеватых, линзовидно-полосчатых, зубчатых структур направленной коррозии и кристаллизации, перекристаллизации под давлением стресса и т.д.

Воздействие давления приводит к деформации зерен – они приобретают призматическую, линзовидную и таблитчатую формы, контакты между зернами зазубренные и волнистые. В глинистых породах развивается *кливаж течения* и *разрыва* и формируется *сланцеватость*. В богатых глинистым заполнителем или цементом песчаниках широко развиты процессы направленной коррозии и кристаллизации с образованием перпендикулярно давлению стебельчатых сочленений зерен – «бородатые» зерна кварца.

При метазенезе песчаники, особенно кварцевые, приобретают черты метаморфических пород – кварцитов, которыми они, однако, еще не являются. Карбонатные породы, приобретшие черты метаморфических пород еще на этапе глубинного катагенеза, перекристаллизуются снова и превращаются в более крупнокристаллические мраморы. Кремневые породы становятся микрокварцитами, сохраняющими внешние черты и текстуру первичных пород.

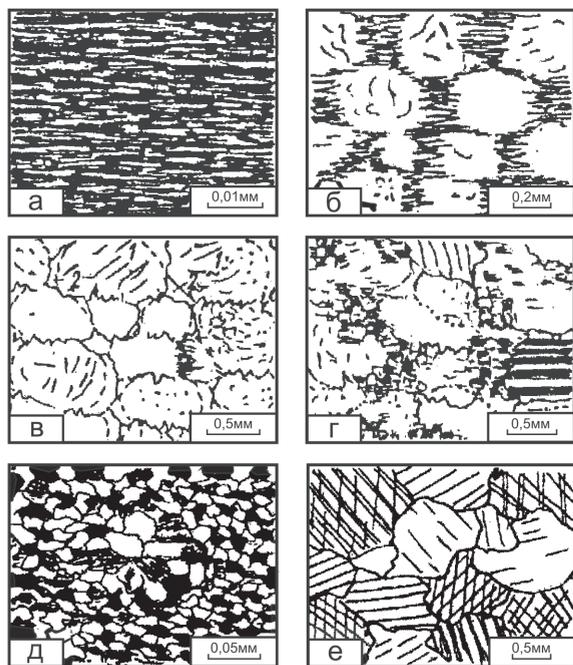


Рис. 3.27. Метазенетические структуры и текстуры осадочных пород, по (Фролов, 1992).

а – лепидобластовая структура и сланцевая текстура глинистых сланцев; б – лепидокластическая структура и начально-сланцевая текстура глинистых песчаников («бородатые» зерна кварца); в, г – кварцевая (гранобластовая) структура кварцевых песчаников со стилолитовыми контактами и регенерационным цементом; д – микрогранобластовая структура кварцита; е – мрамор крупнокристаллический гранобластовый.

Поэтому их называют кремнями, яшмами, фтанитами или яшмокварцитами, фтани-токварцитами, силицитокварцитами. Жидкие и газообразные углеводороды практически исчезают, а твердые теряют большую часть летучих компонентов и превращаются в антрациты.

Таким образом, формирование осадочных горных пород – процесс длительный и многоступенчатый, направленный на постоянное, медленное, почти равномерное изменение вещества осадков и пород. Детальное изучение совокупности этих процессов позволяет дать оценку глубин погружения бассейнов седиментации, особенностей тектонического режима территорий, интенсивности теплового потока, т.е. представляет собой важный метод историко-геологического анализа.

ГЛАВА 4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы по составу слагающих их компонентов резко отличаются от магматических и метаморфических пород своей неоднородностью, поскольку чаще всего они формируются механически из различных источников вещества. Продукты всех процессов и явлений, происходящих на Земле, участвует в сложении осадочных пород, включая космические компоненты, а в последнее время – и искусственные, техногенные. Все разнообразные генетические составные части, или компоненты, можно объединить в девять групп, или типов (рис. 4.1):

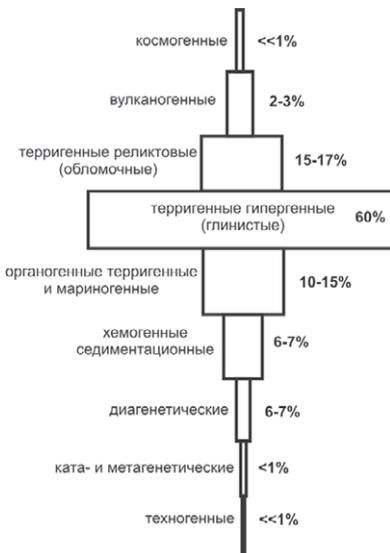


Рис. 4.1. Генетические составные части (компоненты) осадочных пород и их приблизительное соотношение, по (Фролов, 1992).

1. Внеземные, или космогенные.
2. Вулканические, или вулканогенные.
3. Реликтовые, или обломочные: а) терригенные, б) эдафогенные.
4. Новообразованные гипергенные: а) терригенные, б) гальмиролитические.
5. Биогенные: а) терригенные, б) мариногенные.
6. Седиментогенные химические.
7. Диагенетические.
8. Катагенетические и метагенетические.
9. Искусственные, или техногенные.

Все генетические типы компонентов могут быть объединены по отношению к месту седиментации в две группы: **аллохтонные**, или **алло-****тигенные** – компоненты чужеродные для места накопления, принесенные из других областей или источников питания, и **автохтонные**, или **аутигенные** – возникающие на месте в осадке или породе «in situ» на разных стадиях образования, изменения или разрушения осадочных пород.

Как видно из рис. 4.1, больше половины (до 60%) объема осадочных пород или стратисферы составляют новообразованные гипергенные терригенные породы – это мощные глинистые и алеврито-глинистые толщи, на втором месте (15-17%) реликтовые терригенные – обломочные породы от глыбово-блоковых и валунных до тонкопесчаных, на третьем – биогенные карбонатные, кремневые,

фосфатные (10-15%), содержания остальных существенно ниже. Техногенные пока еще составляют значительно менее 1%.

Внеземные, или **космогенные компоненты** не играют существенной роли в составе осадков и осадочных пород, хотя метеоритное вещество и космическая пыль постоянно поступают на поверхность Земли. Количество его очень мало, по разным оценкам на Землю ежегодно поступает от 5-7 тыс. т до 1 млн. т. Тонкий космический материал представлено в основном шариками 3 типов: 1) разноцветными стеклянными, т.н. «стеклянные бусины», диаметром до 0,25 мм (рис. 4.2); 2) черными, блестящими, магнитными, диаметром до 0,2 мм, состоящими из самородного железа; и 3) бурыми, более крупными (в среднем 0,5 мм), с менее гладкой исчерченной поверхностью, состоящими из бронзита, анортита или оливина. Крупные метеориты, металлические или силикатные, составляют лишь небольшую часть космического материала.

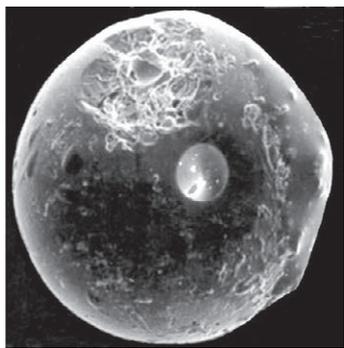


Рис. 4.2. Стеклянный космический шарик. Увеличение 180. (с сайта: eps.berkeley.edu).

Космические шарики обнаружены на горных ледниках и в медленно накапливающимся осадках абиссальных равнин океанов. Известны данные о нахождении в 1 литре красной океанической глины 15-30 космических шариков.

В истории Земли роль космического материала вероятно была значительно большей, а в первые 200-500 млн лет, когда Земля только формировалась как небесное тело, космический материал был единственным типом компонентов для всех будущих пород.

Вулканические, или **вулканогенные компоненты** – это уже заметная часть осадочных пород, занимающая до 2-3% их объема. В значительной части современных осадков и древних осадочных пород в том или ином количестве присутствует примесь вулканогенного, или пирокластического, материала. Вулканические компоненты представлены тремя агрегатными состояниями вещества: твердыми, жидкими и газообразными.

К **твердым компонентам** или **вулканокластам** относятся: 1) *пирокласты* – обломки, возникающие при взрывной, т.е. взрывной деятельности вулкана, лава которого богата газами. Образуются при взрыве вулканической постройки или ее фундамента. Материал поступает в осадок благодаря ветру, переносимому пепел, либо за счет перемещения вниз по склону раскаленной турбулентной смеси обломков и газа (пепловый поток); 2) *лавокласты* – обломки потоков лав, возникающие при их движении по поверхности земли, они захороняются в осадочном материале; 3) *гиалокласты* – угловатых обломков стекловатых лав, образующиеся на месте при раздроблении или размывании и перетолжении стекловатой корки шаровых лав (т.н. пиллоу-лав) под водой. Гиалокласты возникают при подводной или подледной эффузивной деятельности вулканов. Происходит разрушение лавового потока в результате быстрого остывания (закалки) от соприкосновения горячей лавы и холодной воды или льда.

По структурно-петрографическому характеру твердые вулканокласты подразделяются на три группы: 1) *литокласты* – обломки пород, не распавшихся при дроблении на вкрапленники и стекло; они бывают *вулканолитокластами* (обломками вулканических пород), *седиментокластами* (обломками осадочных пород), *метакластами* (обломками метаморфических пород) и др.; 2) *кристал-*

локласты – отдельные зерна или скопления выделившихся в лаве вкрапленников – плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, магнетита, ильменита, кварца; 3) *витрокласты* – обломки не успевшего раскристаллизоваться стекла; у кислых и средних эффузивов они имеют характерную рогульчатую форму – с острыми углами и вогнутой сферичностью.

Наиболее разнообразными по генезису и составу породами, образованными твердыми вулканическими компонентами являются *туфы*, мощность которых достигает десятков метров при одноактных вулканических извержениях. В целом же мощности туфовых толщ могут достигать сотен метров.

Жидкие вулканические компоненты поставляются гидротермами (гейзерами, фумаролами, горячими источниками и т.д.) и представляют собой истинные и коллоидные растворы кремнезема, окислов железа, марганца, алюминия, фосфорных и других соединений, которые переносятся в виде хлоридов, бромидов, карбонатов, мышьяковых, сурьмяных и других форм, т.е. преимущественно в виде кислых растворов. При охлаждении и дегазации у поверхности земли из гидротермальных растворов выпадают содержащиеся в них минеральные вещества, что приводит к накоплению соответствующих осадков, в том числе руд железа, марганца, серы и др. Подобные процессы могут происходить как на суше, так и в водоемах и на морском дне, пополняя солевой состав Мирового океана. В последние 20 лет в зонах спрединга открыты гигантские конусовидные гидротермальные сооружения высотой до 0,5 км – черные и белые курильщики, состоящие из сульфидов, сульфатов, окислов железа, меди, свинца, цинка и др. *Чёрные курильщики* (рис. 4.3) – это высокотемпературные (порядка 370 °С) гидротермальные источники, приуроченные, как правило, к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов. Над их жерлами, из которых выделяются струи горячей воды, насыщенной растворенными газами (водородом, углекислым газом), поднимаются облака из тонкодисперсных сульфидов, сульфатов и окислов металлов, имеющие обычно черный цвет. Эти растворы выглядят как черный дым, идущий из трубы, что и дало название этим образованиям. *Белые курильщики* – это относительно низкотемпературные гидротермальные источники

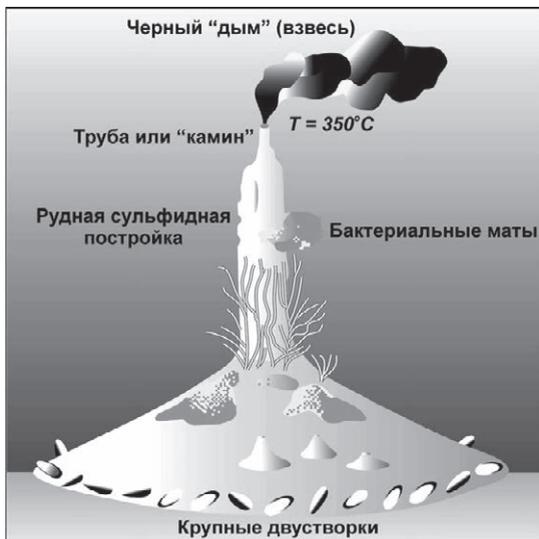


Рис. 4.3. Схема строения «черного курильщика», по (Короновский, 1999).

(200-300 °С), выделяющие растворы белого цвета. Основным слагающим их материалом является ангидрит и другие сульфаты в отличие от черных курильщиков в которых преобладают сульфиды. Благодаря высокой концентрации сероводорода вокруг гидротерм бурно развиваются бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных организмов.

Газообразные компоненты, поставляемые при активной вулканической деятельности, в том числе фумаролами и гейзерами, связаны динамическим равновесием с гидротермами и имеют ряд общих компонентов: пары воды, CO_2 , CO , H_2 , N_2 , H_2S , H_3 , CH_4 , As, Cl и др. Основная их часть была растворена под огромным давлением в недрах, а в газовую фазу, при резком умень-

шении температуры и давления, выделилась у поверхности. В дальнейшем основная часть газов рассеивается в атмосфере либо растворяется в воде и уносится в океан. Другая часть газов переходит в твердую фазу. Например, сероводород, окисляясь в воздухе, переходит в обычную серу, которая в местах выхода на поверхность образует конусы – *грифоны* высотой до 10 м или сульфидные осадки в вулканических кратерах и озерах (например, вулкан Эбеко на о. Парамушир). Часть сероводорода связывается в сульфиды железа и цветных металлов и дает рудные осадки или жилы, другая часть переходит в сульфаты.

Реликтовые обломочные компоненты – наиболее важные составные части осадочных пород. Они традиционно считаются самыми типичными осадочными компонентами и поэтому изучены лучше всего.

Реликтовые обломочные компоненты генетически подразделяются на терригенные, образующиеся на суше и сносимые с нее, и эдафогенные, формирующиеся на дне моря, ближе к месту захоронения. И те и другие петрографически представлены лито-, кристалло-, витро- и биокластами. По относительному содержанию в осадках и породах они разделяются на *породообразующие* компоненты, которые бывают главными и второстепенными, и *акцессорные*, т.е. редкие, компоненты. Их часто, соответственно, рассматривают как легкую и тяжелую фракции.

Терригенные (от греческого «терра» – земля, суша) **обломочные** или **реликтовые компоненты** образуются при экзогенных процессах механического, физического и отчасти химического выветривания горных пород, а также при тектонических дислокациях.

Породообразующие терригенные компоненты (табл. 4.1) включают *литокласты* – обломки осадочных, магматических и метаморфических пород, *кристаллокласты* – зерна отдельных минералов и *витрокласты* – обломки вулканического стекла.

Таблица 4.1. Зависимость ассоциаций минералов в осадочных породах от состава пород в областях сноса, по (Методы..., 1984).

Породы питающих провинций	Породообразующие минералы	Акцессорные минералы
<i>Магматические</i> кислого состава (граниты, гранодиориты)	Кварц, полевые шпаты, микроклин, ортоклаз, кислый плагиоклаз, мусковит	Циркон, турмалин, апатит, монацит, биотит
<i>Магматические</i> основного состава (габбро, диабазы, базальты)	Обломки пород, основные и средние плагиоклазы	Ильменит, лейкоксен, сфен, рутил, пироксены, амфиболы, эпидот
<i>Магматические</i> ультраосновного состава (пироксениты, дуниты, перидотиты)	Тоже	Ильменит, магнетит, сфен, лейкоксен, пироксены, амфиболы, хромит
<i>Метаморфические</i> (гнейсы, кристаллические сланцы)	Кварц преимущественно с волнистым погасанием и мозаичным строением	Дистен, ставролит, гранаты, силлиманит, андалузит, хлорит
<i>Осадочные</i> (древние или формировавшиеся в обстановке интенсивного выветривания)	Преимущественно кварц, в основном хорошо окатанный	Циркон, турмалин, рутил (зерна в основном хорошо окатанные)

Литокласты очень разнообразны по составу, но главнейшими из них являются обломки глинистых, карбонатных, кремневых, песчаных и туфовых пород, а также базальтов, гранитов и других эффузивных и интрузивных пород, кварцитов, сланцев, гнейсов и других метаморфических пород. Значительно реже, часто в виде примесей, встречаются все другие, даже малостойкие породы – серпентиниты и гипербазиты, обломки углей, фосфоритов, руд, солей.

Кристаллокласты как пороодообразующие компоненты немногочисленны. Из них резко выделяется *кварц* – самый стойкий при всех экзогенных процессах минерал. В настоящее время детальное изучение кварцев позволило выделить свыше десятка его разновидностей, по которым восстанавливаются источники сноса и питающие провинции. На втором месте – *полевые шпаты*: калишпаты происходят главным образом из гранитоидов, а кальциево-натриевые плагиоклазы – из эффузивов и гранитоидов. На третьем месте – *слюды*: мусковит и биотит. Из остальных минералов пороодообразующими бывают пироксены, амфиболы, магнетит, ильменит, гранат.

Акцессорные терригенные минералы и компоненты очень многочисленны. Теоретически все минералы встречаются в качестве акцессорных, однако наиболее распространены около 50-60 видов. Обычно они содержатся в породах в количестве не больше 1-2% и выделяются для изучения тяжелыми жидкостями как тяжелая фракция, а также магнитной и электромагнитной сепарацией. При полевых исследованиях они выделяются промывкой в лотках как черный шлик.

Изучение акцессорных минералов важно для генетических выводов о первичном их источнике (см. табл. 4.1). Из *магматических пород* происходят пироксены, оливин, амфиболы, биотит, магнетит, ильменит, сфен, рутил, анатаз, брукит, лейкоксен, циркон, апатит, турмалин, хромит, гранаты, шпинели и др. Из *метаморфических пород* поступают амфиболы, магнетит, хлориты, эпидот, цоизит, дистен, ставролит, силлиманит, андалузит, гранаты, корунд, топаз, мусковит, биотит.

Эдафогенные обломочные компоненты (от греческого «эдафос» – дно) стали выделяться сравнительно недавно, и изучены значительно слабее терригенных, что связано с трудностью их наблюдения. Хотя на дне морей в основном идет седиментация, но все больше наблюдаются и процессы разрушения и переотложения, что установлено в ископаемых морских толщах. Классификация эдафогенных компонентов аналогична классификации терригенных. Из *литокластов* наиболее распространены породы базальтового состава: лаво-, гиало- и туфокластиты, экзогенные и тектоногенные кластиты. В зонах спрединга встречаются серпентинитовые обломочные породы. Также довольно обычны глауконитовые пески, фосфориты, сингенетические известняковые, глинистые, кремневые и песчаниковые брекчии. К эдафогенным, а не терригенным, также следует относить продукты волноприбойного разрушения рифовых массивов.

Новообразованные или **гипергенные компоненты** наиболее распространены на Земле. Они образуются в корах выветривания и при других процессах минералообразования в верхней части литосферы. Генетически новообразованные компоненты подразделяются на терригенные, которые резко преобладают, и эдафогенные, или гальмиролитические, менее распространенные.

Из новообразованных при гипергенезе на суше **терригенных минералов** самыми распространенными являются глинистые минералы самого различного состава. Большая их часть в дальнейшем транспортируется в моря и океаны, где они являются *аллотигенными компонентами* (т.е. привнесенными из других областей или источников питания). Возрастание содержания глинистых минералов в осадках указывает на эпоху влажного климата и массовое развитие химических кор выветривания. В небольших количествах из зоны гипергенеза сносятся

взвеси и более крупные зерна железных и марганцевых минералов, бокситов, иногда дающих месторождения этих руд.

Эдафогенные или **гальмиролитические компоненты** образуются при подводном выветривании. Чаще всего это глинистые, железные, марганцевые, фосфатные, карбонатные, цеолитовые, а иногда и сульфидные минералы. Из глинистых минералов наиболее распространен самый устойчивый на морском дне монтмориллонит, а также другие смектиновые и смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы. Поэтому многие силикаты – вулканическое стекло туфов, вулканокласты – при достаточном долгом нахождении на морском дне или в осадке на небольшой глубине преобразуются в монтмориллониты, наиболее устойчивые к щелочным окислительным условиям морской воды. При понижении Eh и pH, достаточном количестве органического вещества и богатом бактериальном мире, в верхней части восстановительной зоны формируется глауконит, который может развиваться по монтмориллониту и другим глинистым, слюдястым и полевошпатовым минералам. В более восстановительных условиях формируется шамозит и корренсит. В зонах гидротермального преобразования вулканитов возникают хлориты, палыгорскиты и др. По пепловым туфам образуются цеолиты, нередко составляющие до 90% объема пластов.

Высвобождающиеся при гидролизе силикатов или органического вещества железо, марганец и фосфор переходят в соответствующие окисные или фосфатные минералы, которые образуют конкреции, оолиты, являющиеся зародышевыми рудными телами, концентрирующимися потом при перемыве. Карбонатные компоненты, обычно в виде полусцементированного осадка или обломков уже затвердевших известняков, образуют обломочные брекчии, конглобрекчии и известковые панцири. В водоемах типа Черного моря образуются пиритные панцири, а в верхней части осадка – сульфидные шарики.

Биогенные компоненты содержатся в большинстве осадков и осадочных пород. Являясь производными живых организмов, биоконтакты многосторонне влияют на осадочный процесс и образование осадочных пород. Они могут подавлять некоторые абиогенные процессы осадкообразования, например химические, менять геохимию вод, атмосферы и осадков, создавать в осадке восстановительную среду. Организмы, строя свое тело из некоторых элементов (Si, P, Ca, K, Fe) и концентрируя их, создают из них осадочные породы. Количество органических остатков в породах биогенного происхождения достигает 50-70% от всего состава породы, а в ряде случаев они целиком сложены ими (ископаемые угли, некоторые известняки, диатомиты и др.).

В целом эта группа компонентов разделяется на два типа – терригенные и мариногенные.

Терригенные биоконтакты. На суше господствует растительность – деревья и кустарники лесов, а также трава степей. Масса травяной растительности не больше 20% массы леса. На третьем месте находится живой мир почв, на четвертом – остальной животный мир. Большинство трав, зерновые культуры, а также бамбук отличаются высоким содержанием кремния, а меньшая часть концентрирует кальций. В концентрированной форме биоконтакты суши представлены в виде торфяников, горючих сланцев, сапропелей, которые преобразуются далее в каменные угли, нефть и газ. Еще большая часть этих компонентов находится в рассеянной форме, определяя геохимию осадка. Органическое вещество подкисляет среду и снижает окислительный потенциал, создавая восстановительный ее характер. Огромное значение имеет механическая работа дождевых червей и многих роющих животных, а также расклинивающая деятельность корней растений.

Биокомпоненты разделяются на *автохтонные* (накапливающиеся на месте: автохтонные угли, планктонные сланцы и др.), и *аллохтонные* (перемещенные в другие места и условия: растительный детрит, кости животных, раковины наземных моллюсков и т.д.). Биодетрит разносится как обычное минеральное вещество, но из-за большой плавучести растительные компоненты могут достигать удаленных участков морей и океанов.

Мариногенные биокомпоненты морей и океанов также продуцируются растениями, водорослями и животными. Выделяются две пленки жизни – верхняя (*планктонная*), и нижняя (*донная, или бентосная*). У берега они сливаются, и именно здесь биопродуцированность наибольшая. Значительно меньшая биомасса принадлежит nektonу – свободно передвигающимся в толще воды организмам.

Распределение в пленках биомассы очень неравномерное. Главными факторами географической зональности жизни и биопродуктивности в морях и океанах являются свет, газовый режим, наличие питательных веществ и температура. Наибольшим развитием жизни отличаются прежде всего зоны апвеллинга (см. рис. 3.13), т.е. места подъема глубинных вод, выносящих к зоне фотосинтеза огромное количество растворенных в глубинных холодных и находящихся под большим давлением водах CO_2 , N, P, Ca и других необходимых элементов. Горизонтальные течения, хотя и меньше, также перемешивают воды и способствуют обогащению верхних слоев питательными компонентами и поэтому отмечаются большой биопродуктивностью и высокими скоростями биогенной седиментации.

В холодных водах лучше растворяются CO_2 и другие газы, поэтому северные или приантарктические моря практически равны по биопродуктивности тропическим водам. В тоже время центральные части океанов, расположенные в субтропических зонах с нисходящими перемещениями вод и поэтому быстро истощающиеся питательными веществами, характеризуются резко пониженной биопродуктивностью. Максимальная биопродуктивность приходится на шельфовые и другие мелководные зоны: воды здесь максимально освещены, прогреты и перемешаны, питательные компоненты поступают как с суши, так и из океана, а нередко и из гидротерм. Различные уровни воды здесь практически все обитаемы.



К *автохтонным биокомпонентам* относится бентос – совокупность организмов, обитающих на дне водоемов. Это разнообразные кораллы, водоросли, мшанки, губки, моллюски, криноидеи, фораминиферы, черви, членистоногие, придонные рыбы (рис. 4.4), создающие на месте своего обитания очень крупные карбонатные постройки типа барьерных рифов. Эти постройки могут менять географические, экологические, геохимические и литологические условия в морях и океанах. Нередко за рифами формируются мощные толщи солей, которые без биогенного фактора не могут образовываться. На месте произрастания бурых и зеленых водорослей

Рис. 4.4. Различные типы мариногенных автохтонных биокомпонентов (прикрепленный бентос).

накапливаются горючие сланцы, а в мангровой зоне за счет высшей растительности – угли. Максимум автохтонного осадкообразования приходится на теплые тропические моря, особенно это относится к рифостроителям. Помимо карбонатных и органических к автохтонному бентосу относятся кремневые спикуловые (или губковые) скопления. Они обитают в нижней части шельфа и в верхней части континентального склона на глубинах от 50 до 400 м.

Аллохтонные биокомпоненты многочисленны, разнообразны и огромны по объему. Это, прежде всего биодетрит, образующийся при волновой переработке скелетов и раковин, при поедании их крабами и другими беспозвоночными. В дальнейшем он перемещаются на океаническое дно вместе с турбидными потоками.

Планктоногенные компоненты – это совокупность плавающих организмов, состоящая из растений и животных с карбонатным и кремневым скелетом, обитающих в толще воды, и разносящихся с помощью течений на сотни километров (рис. 4.5). Максимальное развитие планктона часто приурочено к зонам апвеллинга.



Рис. 4.5. Океанический зоопланктон (увел. 35).

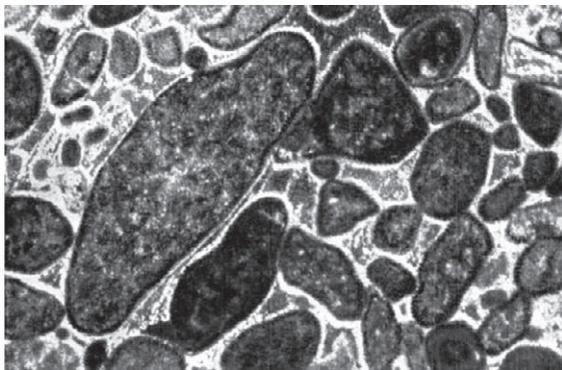


Рис. 4.6. Долomit копролитовый (увел. 30), по (Атлас ..., 1969).

или формации: эвапоритовые (солевые), карбонатные, железорудные, кремневые и др.

Наибольшие по объему накопления дает **испарение природных растворов**, приводящее к формированию мощных толщ карбонатов, сульфатов, хлоридов,

Продукты жизнедеятельности организмов – очень важная группа биогенных компонентов.

К ним относятся **копролиты** – округлые образования, представляющие собой фекальные комочки моллюсков, червей и ракообразных, поедающих обогащенные органическим веществом илы (рис. 4.6). Обычно **биотурбированный**, т.е. поеденный, пропущенный через кишечник илоеда осадок резко отличается от первоначального как по составу, так и по строению, и в дальнейших преобразованиях ведет себя также иначе: например писчий мел до настоящего времени остается неуплотненным, как будто это свежий осадок.

Биокомпоненты включают не только фрагменты растений и организмов, а также продукты их жизнедеятельности, но и большое количество малых и микроэлементов, которые накапливаются в их телах и скелетах: фосфор, дающий начало фосфоритам, азот, ванадий, медь, железо, марганец, хром, уран.

Седиментогенные химические компоненты образуются в гидросфере при пересыщении истинных растворов или коагуляции коллоидных. Они образуют не только осадки и породы, но и толщи

соединений кремнезема, железа, марганца, фосфатов, глинозема. Хорошо растворимые сульфаты кальция (гипс и ангидрит), а также хлориды – каменная соль, сильвин, карналит, сульфаты магния, калия, натрия, а также бораты выпадают при значительном выпаривании растворов и превращении их в *panu* – концентрированный рассол. Это обычно происходит в ограниченных водоемах, почти всегда мелководных с глубинами до первых сотен метров. Большая часть эвапоритов формируется по модели залива Кара-Богаз-Гол, т.е. в мелководном водоеме, соединенном с основным водоемом, морем или океаном, постоянно действующим проливом, обычно с односторонним течением – в сторону водоема выпаривания. Постоянство тока приносящей соль воды обеспечивается разницей в уровнях воды в водоемах.

Коагуляция коллоидных растворов кремнезема, глинозема, окислов железа, органического и глинистого вещества происходит от соприкосновения с электролитами морской воды в прибрежной зоне морей, где и возникает большая часть гелей, которые здесь же выпадают в осадок или выносятся дальше в море и там часто рассеиваются среди других компонентов осадка. Эти же соединения, как и некоторые другие, переносятся и в виде *истинных растворов* и выпадают из них при пересыщении. Вместе с коллоидами осаждаются благодаря адсорбции ванадий, уран, марганец, медь, свинец, цинк, титан, хром и другие малые и редкие элементы.

К **диагенетическим компонентам** относятся минералы, образующиеся в условиях существенно закрытой термодинамической системы. Их разнообразие очень велико, в осадках и осадочных породах описано свыше 200 минералов. Наиболее обычными среди них являются кальцит, доломит, сидерит, анкерит, родохрозит, магнезит, опал, халцедон, кварц, гипс, ангидрит, барит и другие сульфаты (Mg, Na, K), хлориды, фосфаты, гидроокиси железа, марганца, разнообразные цеолиты, гидрослюды, хлориты, каолинит, монтмориллонит и другие глинистые минералы. Большой частью диагенетические минералы образуют конкреции, цемент пород, выполняют пустоты в раковинах, эффузивах, межскелетные пространства и гораздо реже – чистые пласты и линзы сидеритов, известняков, доломитов, фосфоритов, кремней, гипсов, ангидритов, цеолитов, каолинитов и других минералов. Мощностей таких пластов от первых сантиметров до 1–2 м, а диаметр конкреций до 5–6 м.

Катагенетические и метагенетические компоненты присоединяются последними к ранее образованным компонентам. Их объем очень незначителен, это, как правило, цемент пород, конкреции, вторичные минералы по полевым шпатам, темноцветным минералам, обломкам пород и только карбонатный метасоматоз – кальцитизация, доломитизация, магнезитизация, реже сидеритизация создает толщи в сотни метров.

Наиболее многочисленны **раннекатагенетические минералы**: каолинит, монтмориллонит, гидромусковит, гидробиотит, хлориты и другие глинистые минералы, развивающиеся по полевым шпатам, темноцветным минералам и другим силикатам. Кроме того, образуются разнообразные карбонатные, сульфатные, сульфидные и цеолитовые минералы, халцедон, кварц, полевые шпаты и преобразуется органическое вещество, возникают бурые угли, метан, начинают образовываться нефти.

Позднекатагенетических минералов еще меньше по объему и они еще менее разнообразны. Идет упрощение их минерального состава и уменьшение минерального разнообразия. Глинистые минералы изменяются в сторону гидрослюдизации и хлоритизации. Монтмориллониты и другие смектиты, а также опал практически исчезают. Все карбонаты сохраняются и лишь перекристаллизовываются. Образуются кварц, цеолиты, полевые шпаты, титанистые минералы (анатаз, брукит), пирит и другие сульфиды, барит, ангидрит, глубоко преобразуется орга-

ническое вещество, в результате чего возникает главная масса нефти, затем газоконденсата и газа, возникают основные типы каменных углей.

Метагенетические минералы самые наименьшие как по общей массе, так и по минералогическому разнообразию. Это в основном трансформированные в результате высокой температуры и давления минералы предыдущих стадий. Глинистые породы метаморфизуются, т.е. перекристаллизуются в серицитовые и хлоритовые сланцы, магнезиально-железистые силикаты – в ортохлориты, тальк, возникают маловодные цеолиты, исчезает халцедон, замещаясь кварцем, как акцессорные образуются альбит, олигоклаз, калишпат, эпидот, цоизит, турмалин, сфен, анатаз, брукит, рутил, апатит, пирит и другие силикаты. Многие минералы метагенеза встречаются в виде единичных мелких кристалликов, регенерационных каемок, выполняют пустоты. Минералы метагенеза часто имеют правильные кристаллические формы, их структура и состав более упорядочены по сравнению с минералами катагенеза.

ГЛАВА 5. СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Физико-механические свойства осадочных пород являются важной их качественной и количественной характеристикой. Широкий диапазон значений этих свойств объясняется многообразием минерального состава, строения и происхождения осадочных пород. Изучение физико-механических свойств производится различными лабораторными методами в зависимости от поставленных задач: например при оценке емкостных и фильтрационных показателей пород, проведении инженерно-геологических изысканий, поисках и разведке различных полезных ископаемых.

Цвет осадочных пород. Цвет является одним из ярких диагностических и генетических признаков пород. Окраска иногда позволяет получить информацию о составе и условиях образования осадочных пород, так как во многих случаях цвет объясняется присутствием определенного минерала, наличие которого зависит от характера среды отложений (например, обилие красных и желтых гидроокисей железа указывает на окислительную среду формирования осадка). В ряде случаев цвет служит прямым поисковым критерием для обнаружения полезных ископаемых (бокситы, железные и марганцевые руды, минеральные краски, поделочные камни и др.).

Цвет осадочных пород зависит главным образом от цвета минералов, слагающих породу, а также от примесей минерального вещества, рассеянного в породе и обволакивающего тончайшими корочками зерна составляющих породу минералов.

В генетическом отношении все окраски подразделяются на первичные и вторичные. *Первичные* в свою очередь могут быть унаследованными или сингенетическими. *Унаследованные окраски* определяются цветом обломочного материала (например, черные магнетитовые пески, красные гранатовые пески). Интенсивность их окраски зависит от содержания окрашенных минеральных зерен. *Сингенетическая окраска* обусловлена цветом цемента либо окраской аутигенных минералов, возникающих при осадконакоплении и диагенезе пород (например, черные углистые аргиллиты, красные гипсы). Иногда яркие розовые и красные цвета могут быть следствием жизнедеятельности различных организмов. Первичная красноватая окраска присуща глубоководным терригенным илам, накапливающимся на абиссальных равнинах океанов. *Вторичные окраски* возникают при постдиагенетических изменениях пород. Признаками вторичности окраски является связь с трещинами, изменение тональности при переходе от выветрелых образцов к свежим, пятнистое распределение и несогласованность со слоистостью и т.д. Желтый и коричневый цвета почти всегда имеют вторичную природу.

Среди осадочных пород наибольшим распространением пользуются белые, серые и черные цвета, несколько меньше – красные, бурые, коричневые и разных оттенков желтые цвета. Широко развита также зеленая окраска различной тональности.

Белый (и светло-серый) цвета – характерны для пород, лишенных минералов-красителей, таких как соединения железа, марганца, хрома, органического вещества и др. Белым цветом обладают: минеральные соли (каменная соль, гипс, ангидрит), а также мергели, доломиты, известняки, мел, каолиновые глины, из обломочных пород – кварцевые пески. Светлая или белая окраска пород может быть следствием воздействия на породы процессов выветривания.

Серые и черные цвета – зависят от содержания углистых или битумных органических веществ, наличие которых в свою очередь часто обуславливает присутствие пирита, марказита и других сульфидов. Черной окраской обладают, кроме того, различные соединения окислов марганца, а также магнетитовые пески, уголь, нефть. Серый цвет породы говорит о содержании в ней примеси сернистых соединений железа.

Красная, буро-красная, коричневая, желтая окраски различных оттенков говорят о присутствии соединений железа (гетита, гидрогетита, лимонита). Реже они обусловлены цветом минеральных зерен (например ортоклаза) или обломков красных пород (лавы, яшмы).

Зеленая окраска связана с присутствием минералов, содержащих закисные формы соединений железа: глауконита, шамозита, реже – роговых обманок, оливина, актинолита, серпентина, эпидота, хлорита, а также зеленых обломков кремневых пород. Иногда зеленая окраска вызывается присутствием соединений хрома и меди.

Синий и голубой цвет пород в природе встречаются крайне редко. Они характерны для вивианита, ангидрита, целестина, реже гипса и каменной соли. Эти цвета могут зависеть от водных силикатов железа, мелкорассеянного сернистого железа, сидерита и некоторых глинистых минералов, а также быть связанными с лазуритом, иногда встречающимся в коре выветривания сульфидных месторождений.

Фиолетовые цвета очень редки. Они могут зависеть от примеси марганцевых и фтористых соединений, а также от смешения примесей красного и синеватого цвета.

Происхождение окраски может быть обусловлено составом разрушавшихся материнских пород, цветом их обломочных частиц: например белые пески – кварцевые, розовые – полевые шпаты, красные – гранатовые, черные – магнетитовые, ильменитовые или рутиловые. Наконец, окраска осадочных пород может определяться вторичными процессами: физическим выветриванием, минеральными новообразованиями, процессами окисления и восстановления, гидратации и дегидратации, а также привнесом в породу или выносом из нее различных минеральных соединений.

Определять цвет породы нужно при дневном свете, желательно во влажном состоянии, так как искусственный свет и влажность изменяют оттенки. При описании окраски необходимо отмечать основной цвет, оттенки и насыщенность (например, светлый, блеклый, кирпично-красный, желтовато-серый). При этом основной цвет ставится на второе место.

Удельный вес. Удельным весом называется отношение веса твердых частиц породы к их объему (г/см^3). Величина удельного веса пород определяется их минералогическим составом и присутствием органических веществ. Удельный вес основных породообразующих минералов песчаных и глинистых пород изменяется в сравнительно небольших пределах, вследствие чего и удельный вес минеральной части большинства этих пород изменяется незначительно (от 2,65 до 2,75 г/см^3). Уменьшается удельный вес пород от примеси растительных остатков, гумуса, торфа,

углистого вещества и увеличивается от тяжелых рудных минералов (иногда до $>3 \text{ г/см}^3$). Значения удельного веса используют в различных формулах, например, при вычислении пористости и коэффициента пористости пород.

Укладка или упаковка зерен. Укладка или упаковка породы определяется характером расположения в ней зерен, степенью их *сближенности* друг к другу или их *сгруженностью*. Она влияет на прочность, пористость и проницаемость породы.

Теоретически различаются шесть геометрических способов укладки в зависимости от взаимного расположения центров идеальных шаров одинакового размера (рис. 5.1а). Наименее плотная (или «открытая») укладка, когда центры шаров располагаются в вершинах куба, а наиболее плотная – когда центры шаров располагаются в вершинах ромбоэдра. Чем лучше упаковка, тем меньше объем порового пространства и размер пор и, следовательно, меньше пористость и проницаемость породы.

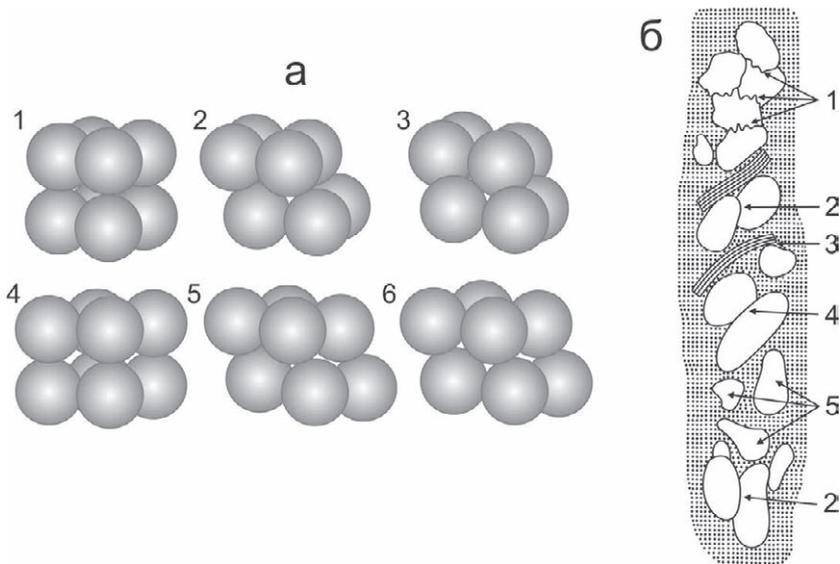


Рис. 5.1. Укладка (упаковка) зерен, по (Петтиджон, 1981).

а – возможные способы укладки (упаковки) зерен: 1 – наиболее «открытая», или кубическая укладка; 2–5 – промежуточные типы; 6 – наиболее «плотная», или ромбоэдрическая упаковка. б – возможные типы контактов между зернами: 1 – сутурный; 2 – выпукло-вогнутый; 3 – точечный; 4 – протяженный; 5 – обособленные (плавающие) зерна.

Плотность упаковки зависит также от формы зерен и, соответственно, от типа контакта между ними (рис. 5.1б). Наихудшая она в том случае, когда зерна вообще не соприкасаются, а также при контакте между округлыми зернами (точечный контакт) и наилучшая у взаимно прорастающих зерен (сутурный контакт).

Способ укладки определяется режимом накопления осадка: при мгновенном накоплении переносимого материала укладка наименее плотная (например, у пролювия, турбидитов, туфов), а при длительном переотложении и колебательных движениях (при волнении, эоловом переносе) она наиболее плотная. Укладка меняется в поздние стадии изменения осадка и породы, особенно с погружением ее на глубину (при катагенезе и метагенезе): она, как правило, становится более плотной.

Пористость. Пористость пород обусловлена наличием мелких пустот, занимающих пространство между отдельными зернами. Она зависит от гранулометрического состава породы, степени сортировки, формы зерен и способа их укладки, а также от вторичных изменений осадочных пород. Поры могут быть первичными, зависящими от формы и взаимного расположения составных частей пород, и вторичными, связанными с перекристаллизацией породы, а также с образованием новых и разрушением ранее присутствующих в ней минералов. В процессе диагенеза происходит уплотнение и цементация осадка, что ведет к снижению его пористости. Ката- и метагенетические преобразования породы в одних случаях в результате уплотнения приводят к уменьшению пористости, в других – к ее увеличению в результате процессов выщелачивания и выноса минерального вещества.

Пористость породы определяется *коэффициентом пористости*, выражающим процентное отношение порового пространства (т.е. объема всех пор) к общему объему породы и отвечает пространству породы, свободному от твердой минеральной фазы. Наибольшей пористостью обладают обломочные породы и некоторые разновидности известняков. Различают два основных вида пористости: абсолютную (или общую) и эффективную. *Абсолютная пористость* определяется объемом всех содержащихся в породе пор. *Эффективная пористость* представляет собой объем лишь сообщающихся между собой пор, по которым могут перемещаться в породах вода, нефть или газ.

Проницаемость пород. С эффективной пористостью тесно связана проницаемость пород – способность их пропускать через себя жидкости или газы при наличии перепада давлений. Пути миграции флюидов – поры, каверны, соединяющиеся каналами, трещины. Проницаемость зависит как от свойств породы (размеров и характера содержащихся в ней пор или трещин), так и от свойств жидкости или газа. Вязкие вещества обладают гораздо худшей проницаемостью, чем жидкие и газообразные.

Почти все осадочные породы обладают проницаемостью, только одни из них большей, а другие – меньшей (в зависимости от размера капиллярных пор). Для оценки проницаемости обычно используется *линейный закон фильтрации Дарси*, согласно которому скорость фильтрации жидкости в пористой среде пропорциональна градиенту давления и обратно пропорциональна динамической вязкости жидкости:

$$Q=k\Delta A/\mu L,$$

где Q – скорость потока в см/с, Δ – градиент давления, A – площадь поперечного сечения, μ – вязкость флюида в сантипуазах, L – длина пути, k – проницаемость.

Величина проницаемости пород измеряется в единицах *дарси* или в тысячных долях дарси – *миллидарси*. За единицу дарси принимается такая проницаемость, при которой через столбик породы поперечным сечением 1 см² и длиной в 1 см при перепаде давления в 1 атм за 1 сек проходит 1 см³ жидкости с вязкостью в один сантипуаз. По проницаемости все породы разделяются на шесть классов (Ханин, 1969) (табл. 5.1). Хорошо проницаемыми считаются породы, характеризующиеся проницаемостью более 1 дарси. При величине поперечных сечений пор меньшей, чем 0,0002 мм и коэффициентом менее 0,1 миллидарси порода будет практически непроницаемой. Примером таких пород служат глины, которые обладают большой пористостью, но в связи с тем, что сечение находящихся в них пор обычно меньше 0,0002 мм, глины являются водоупорами.

Изучение пористости и проницаемости пород имеет большое практическое значение. Пористые породы могут служить коллекторами нефти и газа. Пористость и проницаемость пород необходимо учитывать при разведке подземных вод и при определении устойчивости грунта под сооружения.

Таблица 5.1. Классы пород по величине проницаемости, по (Ханин, 1969).

Класс	Степень проницаемости пород	Величина проницаемости К, дарси
I	очень хорошо проницаемые	>1,0
II	хорошо проницаемые	0,1–1
III	среднепроницаемые	0,01–0,1
IV	слабопроницаемые	0,01–0,001
V	труднопроницаемые	0,001–0,0001
VI	практически непроницаемые	<0,0001

Трещиноватость и отдельность. Трещиноватостью горных пород называют совокупность систем трещин различного происхождения и разных размеров. В целом, наличие трещиноватости уменьшает прочность породы.

Трещины в породах бывают *открытые* и *закрытые* (за счет вторичного смыкания и минерализации). При характеристике трещин различают густоту, плотность и раскрытость трещин. *Густота трещин* – количество трещин на один метр длины в направлении, перпендикулярном простиранию трещин. *Плотность трещин* – густота трещин на 1 м² площади. Если в пласте одна система трещин, то величина плотности соответствует густоте. *Раскрытость трещин* – расстояние между стенками трещин.

Осадочные породы на большой глубине представляют собой более или менее монолитные тела, трещины в них закрыты давлением вышележащих толщ или очень тонкие, часто капиллярные и субкапиллярные. На поверхности же 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: параллелепipedальная, плитчатая, столбчатая, ромбовидная, гексогональная и т.д. Образование этих трещин связано с *внутренними напряжениями* в массе вещества, а именно сжатием, возникающим во время диагенеза, т.е. превращения осадка в породу.

Существует и другая система трещин отдельностей, происхождение которой связано с перемещением пород под влиянием *тектонических движений*. Трещины этого типа имеют зеркальные (отшлифованные), или гребенчатые (исстрихованные) поверхности, т.н. *зеркала скольжения*. Они 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 т.д.

Прочность. Под прочностью осадочных горных пород понимается их способность не разрушаться под действием раздавливающих, разрывающих и скалывающих нагрузок. Прочность измеряется напряжением, при котором порода разрушается. Напряжение, при котором образец породы разрушается называется *пределом прочности*. Прочность горных пород зависит от минералогического состава, структуры и текстуры, пористости, характера связи между зернами, твердости и размера частиц и т.п. Например, мелкозернистые породы обладают большей прочностью, чем крупнозернистые. Прочность горной породы также зависит от вида деформации. Горная порода и минералы могут подвергаться одноосному сжатию и растяжению, деформациям изгиба и сдвига, а также нескольким деформациям одновременно. Наиболее устойчивы породы по отношению к сжатию, другим же деформациям они противостоят слабее; прочность на растяжение составляет менее 10% от прочности на сжатие.

Прочность сцементированных осадочных пород определяется лабораторными методами, путем раздавливания вырезанных из породы кубиков на специальных прессах и измеряется в мегапаскалях (МПа). Прочность пород, в зависимости от их типа, характера цемента и степени вторичных изменений, значительно различается. Например, в различных песчаниках она изменяется от 1-40 до 200-250 МПа, в известняках от 2-3 до 80-90 МПа. Прочность пород растет по мере их погружения в недра Земли, отражая уменьшение их пористости, изменение структуры и минерального состава. Например, у глин прочность возрастает от 2-10 МПа на поверхности до 50-100 МПа в зоне метаморфизма, где глины преобразуются в сланцы.

Упругость. Упругость – это свойство горной породы после снятия напряжения восстанавливать свою форму и объем без остаточной деформации. Упругие свойства в той или иной степени присущи всем породам и характеризуются *модулем упругости (модулем Юнга)* – их способностью упруго деформироваться при приложении напряжения. Наибольшее влияние на модуль упругости оказывают минералогический состав, структура, текстура, условия залегания, состав и строение цементирующего вещества и некоторые другие. Особенно заметное влияние на упругость горных пород оказывает текстура. В породах с явно выраженной слоистостью или сланцеватостью (глинистые сланцы) в направлении перпендикулярном к сланцеватости модуль Юнга меньше, чем в направлении параллельном ей.

Пластичность. Под пластичностью понимают свойства горных пород сохранять остаточную деформацию, возникшую под воздействием внешних сил, после прекращения их действия. Пластичность проявляется тогда, когда напряжение превысило предел упругости, и предшествует разрушению.

Под *пластичностью плотных осадочных пород* понимается их способность к деформациям, не нарушающим сплошности пород и не исчезающим после удаления силы, вызвавшей эти деформации. Объем деформируемой породы почти не изменяется, но форма и внутренняя ее структура сильно преобразуются.

Под *пластичностью рыхлых осадочных пород* понимается способность их образовывать с водой массу, которая под влиянием внешних условий может принимать любую форму без образования трещин и сохранять ее после прекращения деформирующего воздействия.

В земных недрах пластичными часто оказываются породы хрупкие на поверхности, поскольку пластичность пород возрастает при растущих давлениях и температурах за геологически большие промежутки времени. Например, галит на глубине более 500 метров становится пластичным и выдавливается, образуя соляные купола и штоки.

Обычно пластичность характеризуется определенными влажностями, которые принято называть *пределами консистенции*. Наиболее важными из них для определения физического состояния глинистой породы являются пределы текучести и пластичности. *Предел текучести* соответствует такой влажности, при незначительной повышении которой глинистая порода из пластичного состояния переходит в текучее и становится вязкой жидкостью. *Предел пластичности* соответствует влажности, при которой порода из полутвердого состояния переходит в пластичное.

Пластичность пород зависит в основном от минерального состава их тонкодисперсной части (<0,002 мм). Так глинистые монтмориллонитовые породы всегда более пластичны, чем гидрослюдистые, а последние более пластичны, чем каолинитовые.

ГЛАВА 6. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Характерными признаками любой осадочной породы являются не только ее вещественный минеральный состав, но и *особенности строения*, обусловленные формой, размером слагающих ее частиц и их взаимоотношениями в объеме породы. Строение осадочных пород отражает особенности среды породообразования и в значительной мере определяет их физические и полезные свойства. В строении различают *структуру* и *текстуру*, которые несут информацию не только об условиях возникновения осадков, но и об их постседиментационных преобразованиях.

Вместе с тем, оба эти термина в переводе на русский язык означают одно и то же – *строение*. Именно поэтому в геологии создалось оригинальное положение, когда англоязычные геологи понимают их противоположно тому, как это принято во многих других странах, в том числе в России: текстурой они называют то, что у нас называют структурой и наоборот.

Изучение структурно-текстурных особенностей осадочных пород имеет большое значение при поисках и разведке полезных ископаемых осадочного генезиса.

6.1. Структура осадочных пород

Под **структурой** осадочной породы понимают особенности ее строения, которые определяются размером, формой и взаимоотношением слагающих ее зерен, характером поверхности, степенью однородности составных частей, количеством, размером и степенью сохранности органических остатков, а также наличием или отсутствием цемента и его характера. Структура является микроскопической характеристикой и наблюдается главным образом в шлифах под микроскопом. Только в грубообломочных и крупнозернистых хемогенных породах структурные особенности доступны для визуального изучения.

Элементы структуры пород формируются на протяжении всех этапов их формирования, начиная со стадии образования осадочного материала и кончая теми изменениями, которые связаны с процессами метазенеза.

Структуры классифицируются по трем их сторонам или аспектам: по взаимоотношению зерен, их размеру и форме.

Взаимоотношение зерен показывает способ образования породы и, в частности, решает вопрос, возникли ли минералы на месте залегания породы или были сюда принесены. По типу взаимоотношения зерен все осадочные структуры подразделяются на две группы: 1) конформнозернистые, или конформные, 2) неконформнозернистые, или неконформные (рис. 6.1, табл. 6.1).

Конформные структуры характеризуются приспособленностью зерен друг к другу: сторона или контур одного зерна является стороной соседнего зерна или его повторяет. Они хорошо подогнаны друг к другу, заполняя все пространство. Это свидетельствует об образовании или, по крайней мере, преобразовании зерен на месте залегания породы.

Выделяют четыре типа конформных структур.

1. **Гипидиоморфнозернистая**, или **гипидиоморфная**, в которой зернами являются кристаллы, выделяющиеся последовательно. Первые, более идиоморфны, т.е. принимают наиболее правильную, характерную для них форму, поздние приспосабливаются к оставшимся промежуткам. Эта структура образуется при кристаллизации из раствора, т.е. *первично*, подобно тому, как это происходит при кристаллизации магматических пород из расплавов (граниты, габбро и др.).

2. **Гипидиогранобластовая**, или **гипидиобластовая** внешне похожа на гипидиоморфную, но отличается *вторичным* происхождением при метасоматозе или

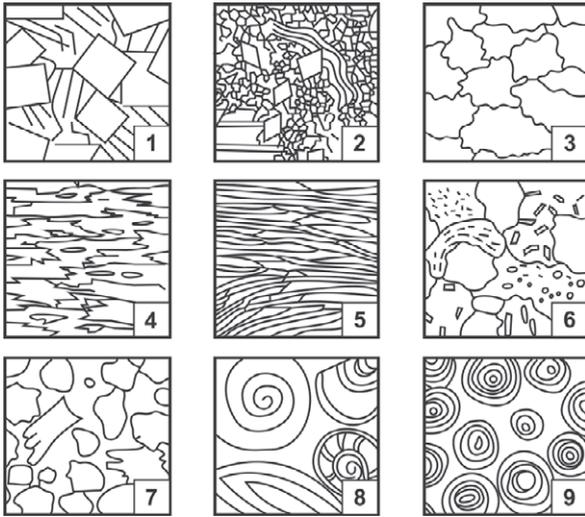


Рис. 6.1. Структуры осадочных пород по взаимоотношению зерен, по (Фролов, 1992).

1-6 – конформные и 7-9 – неконформные структуры: 1 – гипидиоморфная; 2 – гипидиобластовая с элементами биоморфной; 3 – гранобластовая; 4 – лепидобластовая; 5 – фибробластовая; 6 – механоконформная; 7 – обломочная, или кластовая; 8 – биоморфная раковинная; 9 – сфероагрегатная (оолитовая).

перераспределении вещества в твердой породе, например при доломитизации известняков. Доломит, обладая большей кристаллизационной силой по сравнению с кальцитом, способен образовать свою ромбоэдрическую форму даже в твердой, известковой породе, как бы раздвинуть или уничтожить кристаллы кальцита.

3. **Гранобластовая**, а в случае листоватой или волокнистой формы кристаллов **лепидобластовая** и **фибробластовая** – кристаллы неидиоморфны, а **аллотриоморфны** т.е. не имеют свойственных им кристаллических очертаний, или вообще весьма неправильны. Они образуются при бластезе – росте кристаллов в твердой породе, раскристаллизации аморфного вещества или при перекристаллизации кремнистых, карбонатных, глинистых и других пород. Структура, таким образом, **вторична**.

4. **Механоконформнозернистая**, или **механоконформная**, возникает при механическом приспособлении зерен друг к другу под давлением вышележащих слоев или при стрессе (например, при боковом давлении): более

Таблица 6.1. Структуры осадочных пород по взаимоотношению зерен, по (Фролов, 1992).

I. Конформнозернистые	II. Неконформнозернистые
1. Гипидиоморфнозернистая 2. Гипидиогранобластовая 3. Гранобластовая, лепидобластовая, фибробластовая 4. Механоконформнозернистая	1. Цельносkeletalные биоморфные: а) раковинные, или ракушняковые, б) биогермные и др. 2. Шаро- или сфероагрегатные: а) оолитовая, б) сферолитовая, в) пизолитовая, г) бобовая, д) онколитовая, е) конкреционная, ж) желваковая, з) копролитовая, и) окатышевая, к) сгустковая, л) комковатая, м) псевдооолитовая 3. Обломочная, или кластическая: а) кристаллокластическая, б) литокластическая, в) витрокластическая, г) биокластическая

пластичные и менее крепкие зерна (слюды, обломки глин, сланцев, известняков и др.) приспособляются к прочным (кварц, плагиоклазы, обломки кварцитов, кремней), обжимаются вокруг них, прилегая плотно, без промежутков. Прочные зерна часто внедряются в пластичные.

Таким образом, конформнозернистые структуры свидетельствуют о механической равновесности породы, когда исчезло поровое пространство и зерна плотно прилегают друг к другу. Генетически они различны и по отношению к породе бывают как первичными, так и вторичными.

Неконформные структуры характеризуются несоответствием контуров у соседних зерен, при этом зерна не заполняют полностью пространство, часть его остается пустым, образуя поры, или заполняется цементом. Каждое зерно индивидуально, *идиоморфно*, зерна не приспособлены друг к другу, порода механически неравновесна и зерна в ней могут сближаться при уплотнении или перекристаллизации, при которых развиваются уже конформные структуры.

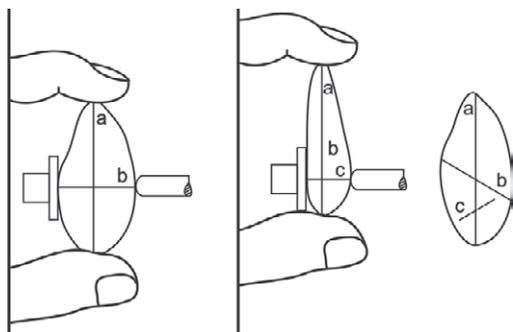
В зависимости от формы и, следовательно, от способа образования зерен различают три основных типа неконформных структур.

1. **Цельносkeletalные биоморфные** структуры разделяются на *раковинные*, или *ракушняковые*, в которых структурными элементами являются ненарушенные раковины, и *биогермные* (коралловые, строматолитовые и др.), образующиеся при прижизненном захоронении скелетов прикрепляющихся колониальных организмов.

2. **Шароагрегатные**, или **сфероагрегатные**, и другие многочисленные структуры химического и биологического происхождения, в которых структурными элементами служат сферические тела – агрегаты мелких кристалликов или аморфные образования: оолитовая, сферолитовая, пизолитовая, онколитовая, бобовая, копролитовая, комковатая, стустковая, конкреционная, желваковая, окатышевая, псевдоолитовая и т.д. Они широко распространены в карбонатных, фосфатных, алюминиевых, железных, марганцевых и других породах.

3. **Обломочные**, или **кластические**, структуры (или иначе – **детритовые**), в которых структурными элементами служат обломками пород, кристаллов, стекла, органических остатков. Породы имеют соответственно кристалло-, витро-, лито- и биокластическую структуру. Последняя часто называется *органогенно-обломочной* или *органогенно-детритовой*. Обломочные структуры характерны для обломочных пород, большинства глинистых и фосфатных пород, многих карбонатных, бокситовых, эффузивных и других пород.

Размер зерен – вторая, а для обломочных пород – главная сторона структуры. Поскольку обломки, слагающие осадочную породу, как правило, не имеют идеальной округлой формы, на практике, особенно при изучении грубообломочных пород, измеряется их длина, ширина и толщина (рис. 6.2). Размерности



пород определяются различными способами: 1) визуально по наибольшему диаметру зерна в грубозернистых породах, 2) визуально в шлифе при помощи окулярных линеек, по размеру поперечных сечений мелких зерен, 3) при гранулометрическом анализе по размеру сита.

Рис. 6.2. Три взаимно перпендикулярных оси, по которым измеряют длину (а), ширину (b) и толщину (с) обломков, по (Петтиджону, 1981).

В разных странах существует некоторый разнобой в понимании границ между гранулометрическими типами и классами пород, хотя, в общем, они близки. При выборе границ между классами пород выбирают такие естественные границы, которые отвечали бы качественным скачкам в процессе образования пород или в составе и форме зерен. К границам принятым для обломочных пород приспособляются размерностные структуры и других пород, что упрощает структурный анализ осадочных пород в целом (табл. 6.2).

Таблица 6.2. Общая гранулометрическая классификация структур осадочных пород, по (Фролов, 1992).

Размерность, мм	Структура
А. ЯСНОЗЕРНИСТЫЕ, или ФАНЕРОМЕРНЫЕ (крупнее 0,05 мм)	
I. 10000–10	ГРУБОМЕРНЫЕ: гига- и грубообломочные, гига- и грубоскелетные
10000–1000	гигаобломочные, или блоковые, гигаглыбовые, гивавалунные, гигаскелетные
1000–100	крупные грубообломочные: глыбовые, валунные, глыбовобрекчиевые, валунно-конгломератовые; грубоскелетные; гигаакристаллические
100–10	мелкие грубообломочные: щебёнковые, брекчиевые, галечные, конгломератовые; грубоскелетные; гигаакристаллические
II. 10–2	КРУПНОМЕРНЫЕ: крупнообломочные – дресвяные, дресвяниковые, гравийные, гравелитовые; крупноскелетные; гигаакристаллические
10–5	крупнодресвяные (гравийные) и т.д.
5–2	мелкодресвяные (гравийные) и т.д.
III. 2–0,05	МЕЛКОМЕРНЫЕ: среднеобломочные (песчаные); среднескелетные; макроакристаллические
2–1	грубозернистые; грубопесчаные (грубопсаммитовые)
1–0,5	крупнозернистые; крупнопесчаные (крупнопсаммитовые)
0,5–0,25	среднезернистые; среднепесчаные (среднепсаммитовые)
0,25–0,1	мелкозернистые; мелкопесчаные (мелкопсаммитовые)
0,1–0,05	тонкозернистые; тонкопесчаные (тонкопсаммитовые)
Б. КРИПТОМЕРНЫЕ, незернистые визуально: пелитоморфные, афанитовые (меньше 0,05 мм)	
IV. 0,05–0,0001	МИКРОМЕРНЫЕ: микрообломочные, или алевритовые, микрозернистые; чешуйчатые; микробиоскелетные
1) 0,05–0,001	алевритовые, микрозернистые, микрочешуйчатые
0,05–0,01	крупноалевритовые, крупнозернистые, крупночешуйчатые
0,01–0,005	среднеалевритовые среднезернистые, среднечешуйчатые
0,005–0,001	мелкоалевритовые (или грубопелитовые)
2) 0,001–0,0001	субколлоидальные, крупно-мелкопелитовые, тонко- и ультратонкочешуйчатые
V. Мельче 0,0001	КОЛЛОИДАЛЬНЫЕ
VI. Без зерна	НЕЗЕРНИСТЫЕ: бесструктурные, аморфные

По размеру зерен все структуры делятся на две крупные группы: **яснозернистые** или **фанеромерные**, зерно которых видно невооруженным глазом, и **криптомерные** или **скрытозернистые**, к которым относятся и **незернистые** – структуры, которые визуально воспринимаются как сплошные, бесструктурные. Их также называют **пелитоморфными**, т.е. глиноподобными, землистыми (например, мергели, опоки, диатомиты), и **афанитовыми** – стекловатые по виду (обсидианы, кремни, яшмы). Граница между группами составляет 0,05 мм – предел зернистости, которая видна глазом.

Граница 0,0001 мм (или 0,0002 мм) естественна, так как отмечает верхний предел коллоидных растворов, не подчиняющихся силе тяжести, имеющих один заряд для всех частиц, снятие которых вызывает коагуляцию коллоидного раствора и осаждение. Граница в 2 мм (между песком и гравием) имеет также естественное обоснование, поскольку отражает тот размер обломочных пород, при котором все породы крупнее этого размера состоят практически только из обломков пород, а более мелкие могут состоять и из минералов. Граница в 10 мм принята за раздел гравия и галек. Верхний предел размера галек принимается за 10 см, но иногда его отодвигают до 20 см. Далее (больше 10 см) идут крупно- и гигантообломочные валуны, глыбы и брекчии.

Следует отметить, что величина зерен оказывает влияние на прочность обломочной породы. Породы состоящие из более мелких зерен, как правило, более прочные и устойчивые к выветриванию, чем породы такого же минерального состава, но более крупнозернистые.

Зернистость осадочных пород характеризуется также *степенью равно- или разнозернистости*, что для обломочных пород выражается *степенью сортированности* или просто *сортировкой*. В Российской литологии по степени сортированности обломочные породы делятся на хорошо, средне и плохо сортированные (рис. 6.3). Обломочные породы, сложенные зернами почти одинаковых размеров определяются как хорошо сортированные. Однако большинство обломочных пород содержит зерна различной размерности, такие породы относятся к средне или плохо сортированным. В крайнем случае, например, когда порода состоит из валунов и глины (в моренах), говорят о несортированности отложений. В зарубежной литологии по степени сортированности деление более дробное, выделяется шесть градаций пород: от крайне хорошо сортированных до очень плохо сортированных или несортированных.

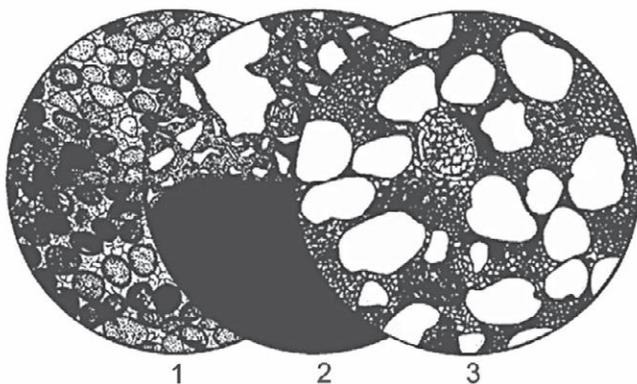


Рис. 6.3. Степень сортированности осадочных пород.

1 – хорошо сортированный обломочный известняк; 2 – плохо сортированные валунные глины, 3 – средне сортированный песчаник.

Среди разнозернистых выделяется *порфировая* или *порфировидная структура*: порода четко делится на две размерности: тонкую, являющуюся фоном, или основной массой, и более крупные вкрапленники, а промежуточные по размеру зерна отсутствуют.

Степень сортировки, как правило, определяется визуально, и лишь при специальных деталях исследования устанавливается с помощью ситового гранулометрического

анализа. Графически данные этого анализа представляют в виде гистограмм (рис. 6.4), на которых процентное содержание фракции каждого размера отображается высотой прямоугольника. Чем больше фракции одного размера, тем лучше сортировка породы.

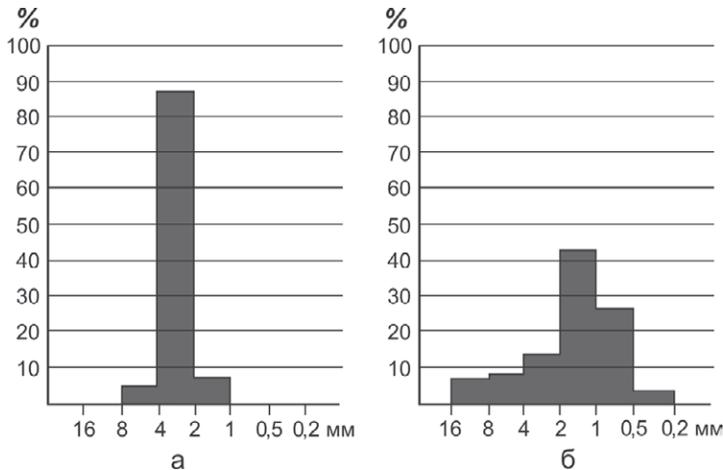


Рис. 6.4. Гистограммы, отражающие степень сортированности пород.
а – хорошо сортированный пляжный галечник; б – средне сортированный речной галечник.

Форма зерен — третья сторона структуры, определяющая ряд физических свойств осадочных пород и несущая генетическую информацию. Форму зерен описывают и классифицируют по степеням идиоморфности и изометричности, а затем, особенно в обломочных породах, по вторичным изменениям первичной формы: окатанности, корродированности и регенерированности.

Идиоморфность отражает первичную форму зерен и степень ее выраженности. У кристаллов это способность образовывать свойственную данному минералу кристаллографическую форму, например кубическую (у пирита, галита, сильвина), ромбоэдрическую (у карбонатов), призматическую (у сульфатов, пироксенов, амфиболов) и др. Важно отмечать и общий вид кристаллов т.н. *габитус*, или *облик*: волокнистый, листоватый, призматический, кубический и т.д. Свою форму имеют, сохраняют или утрачивают не только кристаллы, но и раковины, сфероагрегаты и даже обломки пород и стекла.

Изометричность (или противоположное свойство – анизометричность) выражает степень физической анизотропии (т.е. различие физических свойств в разных направлениях) минералов, обломков пород или раковин. По степени изометричности выделяют зерна четырех типов (рис. 6.5): 1) *изометричные*, когда три поперечника 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 превышает их более чем в 1,5 раза; 3) *уплощенные*, когда один из поперечников более чем в 1,5 раза меньше двух остальных; разновидностью их являются листоватые зерна; 4) *удлиненно-уплощенные*, промежуточные между вторым и третьим типами. На основании измерения трех главных поперечников вычисляют *коэффициенты изометричности, удлиненности, уплощенности и дисимметрии*.

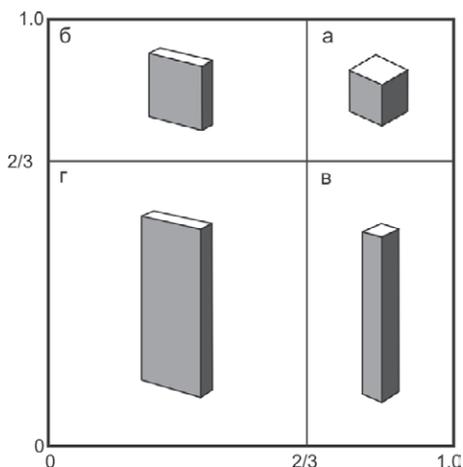


Рис. 6.5. Форма зерен по степени изометричности, по (Петтиджон, 1981).

а – изометричная; б – уплощенная; в – удлиненная; г – удлиненно-уплощенная.

Из *вторичных изменений* формы наиболее важными являются окатанность, корродированность и регенерированность, а также изменение формы при перекристаллизации.

Окатанность (или округленность) – генетически самая важная вторичная сторона формы, она оценивается по трех- или пятибалльной шкале (рис. 6.6). По *трехбалльной шкале* (рис. 6.6а) выделяют обломки: 1) угловатые, или неокатанные – углы не несут следов сглаживания; 2) полуокатанные – закруглены

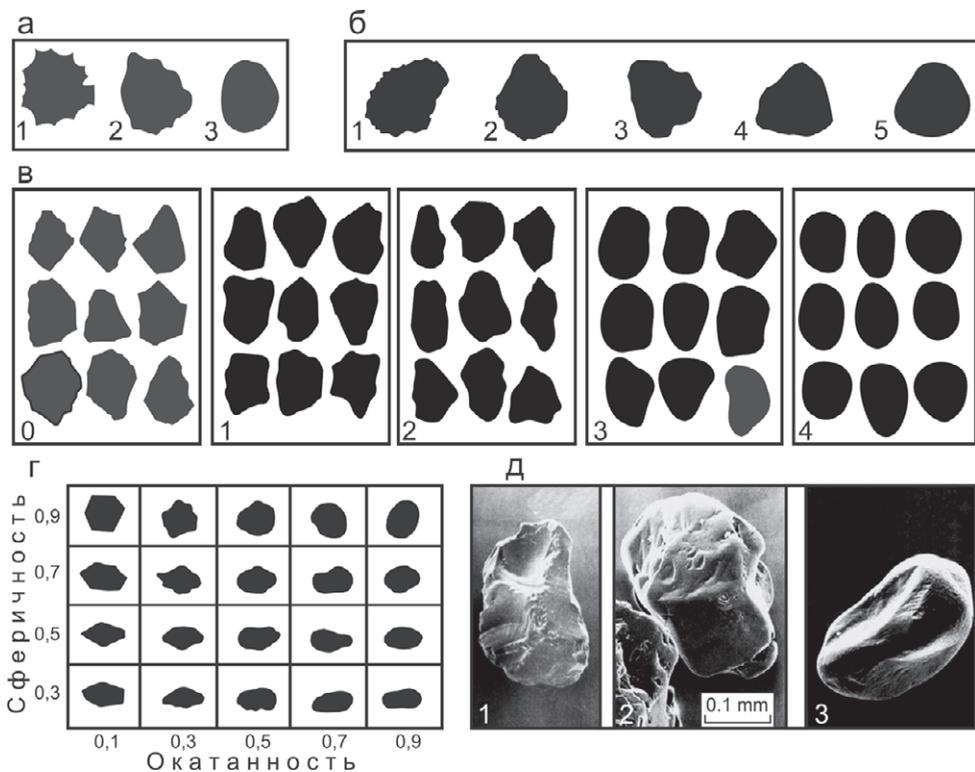


Рис. 6.6. Визуальные шкалы для определения степени окатанности (округленности), коэффициентов сферичности и окатанности обломков.

а – трехбалльная шкала окатанности, по (Фролов, 1992). 1 – неокатанные; 2 – полуокатанные; 3 – окатанные; б – пятибалльная шкала окатанности, по (Петтиджон, 1981). 1 – угловатые; 2 – полуугловатые; 3 – полуокатанные; 4 – окатанные; 5 – хорошо окатанные; в – пятибалльная шкала окатанности (округленности), по (Рухин, 1973). 0, 1, 2, 3, 4 – баллы окатанности; г – шкала для определения сферичности и округленности, по (Крумбейн, Слосс, 1960); д – окатанность зерен кварца из различных современных отложений. 1 – ледниковые отложения; 2 – пляжевые пески; 3 – золотые пески.

углы и наиболее резкие грани, первичная форма узнается хорошо; 3) окатанные – обработаны все углы и ребра, вогнутых граней нет, зерна приобретают округлую, эллипсоидальную или близкую к ним форму. По *пятибалльной шкале* Ф. Петтиджона (1981) (рис. 6.6б) степени окатанности следующие: 1) угловатые, 2) полуугловатые, 3) полуокатанные, 4) окатанные и 5) окатанные. Довольно простым и быстрым способом оценки формы обломков является их визуальное сравнение с пятибалльной шкалой А.Б. Рухина (1973) (рис. 6.6в). На ней совершенно неокатанные обломки с острыми режущими краями обозначаются баллом 0; вполне сохранившие первоначальную форму и обладающие лишь слегка закругленными углами – баллом 1; со слегка закругленными углами и отчасти ребрами – баллом 2; хорошо окатанные, сохранившие лишь следы первоначальной формы – баллом 3; идеально окатанные, не сохранившие первоначальной формы, с отлично обработанной поверхностью – баллом 4. Окатанность иногда выражают в процентах, а при специальных исследованиях – *коэффициентами округленности и сферичности* (рис. 6.6г).

Важное генетическое значение имеют детали *морфологии поверхности* обломков (рис. 6.7). Элементы поверхности подразделяются на седиментационные и вторичные, постседиментационные. К *седиментационному типу* относятся неровности, возникшие при переносе и накоплении осадка: 1) полированность и «пустынный загар», характерный для эоловых отложений пустынь (рис. 6.7а); 2) штрихи, царапины, борозды и шрамы, часто встречающиеся среди валунов и галек, перенесенных льдом (рис. 6.7б); 3) следы ударов, встречающиеся на поверхности обломков, перемещавшихся потоками с высокой скоростью течения. *Постседиментационные изменения* поверхностей обломков происходят при ката- и метагенетических преобразованиях пород, а также при выветривании. При уплотнении пород, когда возрастают температура и давление образуются так называемые *ямки вдавливания* (рис. 6.7в). Они образуются в местах соприкосновения обломков и развиваются преимуще-

ственно на обломках пород меньшей прочности или большей способности к растворению (например, на глинистых, карбонатных, фосфатных). При тектонических движениях обломки могут вращаться, пропахивая соседние обломки, в результате чего ямки вдавливания «вытягиваются», превращаясь в углубления в форме «запятой».

Под действием на породы высоких температур и давления может происходить растворение обломочных зерен с возникновением *коррозионных форм* (рис. 6.8а), при этом цементирующий материал не только выполняет промежутки между зернами, но и, внедряясь в них, заполняет впадины, возникшие в результате растворения.

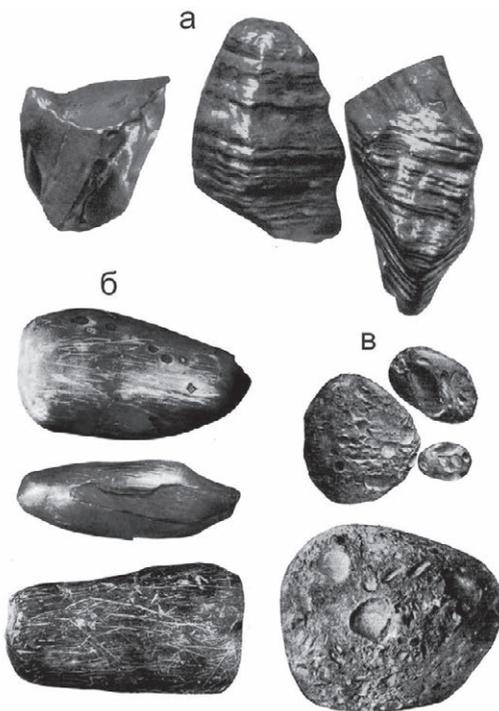


Рис. 6.7. Различный характер поверхностей обломков пород, по (Рухин, 1973; Атлас..., 1962).

а – полированная поверхность галек, подвергшихся эоловой обработке; б – валуны с характерной ледниковой продольной штриховкой и шрамами; в – валуны с ямками вдавливания (уменьш.: а – в 2, б-в – в 7 раз).

Значительное влияние на форму зерен оказывают процессы **регенерации**, выражающиеся в разрастании обломочные зерна за счет аутигенных каемок того же минерала, при этом они часто приобретает правильную кристаллографическую форму (рис. 6.8б). Первоначальная форма обломочного зерна выявляется по пылеватым концентрическим включениям, которые скапливаются на поверхности зерна.

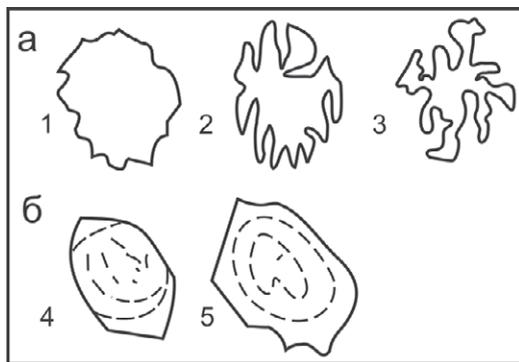


Рис. 6.8. Форма зерен кварца, по степени корродированности (а) и регенерированности (б), по (Фролов, 1992).

1 – слабо корродированные; 2 – средне корродированные; 3 – сильно корродированные; 4 – слабо регенерированные; 5 – сильно регенерированные.

обычно называется скрытокристаллическая, реже яснозернистая связующая масса, скрепляющая компоненты породы между собой.

Цемент обуславливает крепость, плотность и некоторые другие физические свойства пород; его состав и последовательность выделения минералов представляет собой важную информацию об истории формирования и изменения породы в бассейне осадконакопления.

Классификация типов цемента осуществляется по нескольким показателям.

1. **По времени образования** цементы могут быть первичными и вторичными. **Первичные цементы** образуются при одновременном осаждении с обломочным материалом цементирующего вещества. Например, глинистые частицы, принесенные одновременно с крупным терригенным материалом, заполняют свободное пространство между обломками и, скрепляя их, образуют глинистый цемент. **Вторичные цементы** возникают на разных стадиях формирования породы в результате заполнения пор соединениями, выпадающих из растворов, например кальцитом, доломитом, кремнеземом, окислами железа.

2. **По количественному соотношению обломков и цементирующего вещества** выделяются четыре главных типа цемента (рис. 6.9, 1-4):

а) **базальный** – цемента много (от 35 до 50% всей массы породы), обломочные зерна не соприкасаются друг с другом, как бы плавают в нем;

б) **выполнения пор или поровый** – зерна соприкасаются друг с другом, а цемент заполняет лишь пространство между ними; количество цементирующего вещества колеблется в значительных пределах (20-40%) в зависимости от объема порового пространства;

При **перекристаллизации** возникают неидiomорфная или аллотриоморфная форма, она характеризуется тем, что минералы, слагающие породу, лишены свойственных им кристаллографических форм, а приобретают лапчатые и зубчатые очертания. Структуры перекристаллизации особенно характерны для отложений, которые подверглись глубокому захоронению. При этом некоторые минералы, например гипс и ангидрит, легко перекристаллизуются под давлением и могут течь.

В подавляющем большинстве осадочных пород кроме обломочных зерен присутствует **цемент**, который является их важной составной частью. В этом случае характеристика структуры пород по размеру, форме и взаимоотношению зерен дополняется характеристикой цемента. *Цементом*

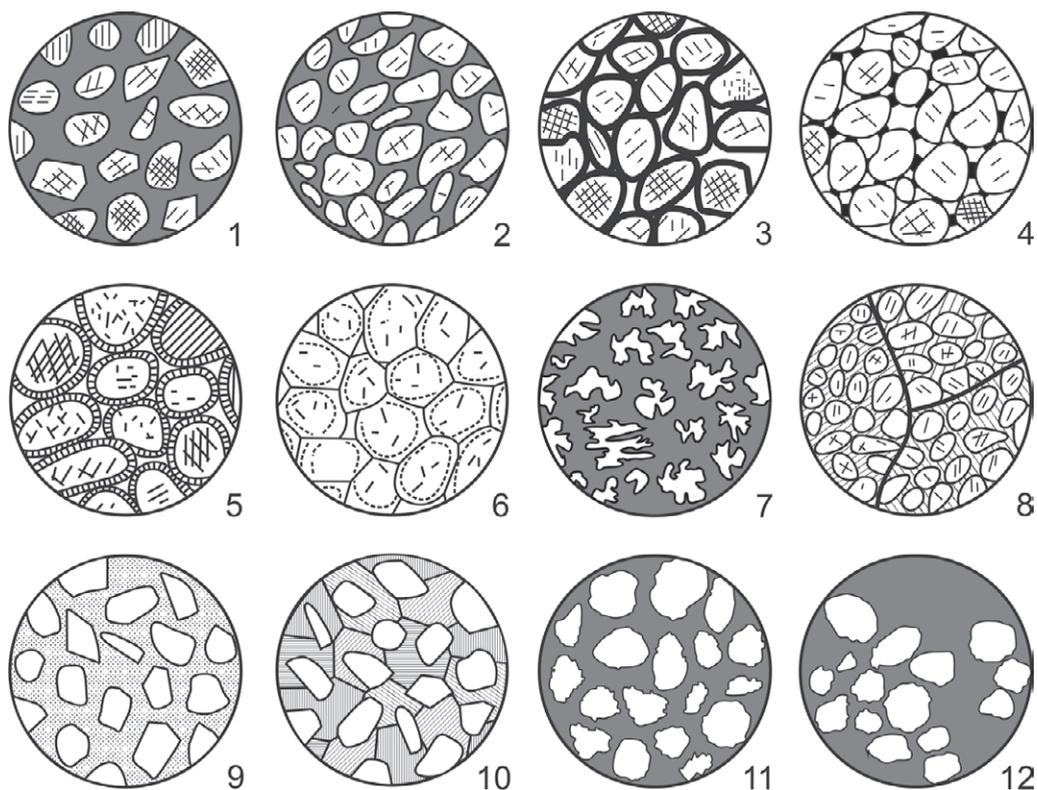


Рис. 6.9. Типы цемента осадочных горных пород, по (Белоусова, Михина, 1972) с дополнениями.

По количественному соотношению обломков и цементирующего вещества: 1 – базальный; 2 – поровый или выполнения пор; 3 – пленочный; 4 – контактовый или соприкосновения. По характеру взаимоотношений обломков и цемента: 5 – кристификационный или обрастания; 6 – регенерационный; 7 – коррозионный; 8 – пойкилитовый или прорастания. По внутренней структуре или кристалличности вещества: 9 – аморфный; 10 – кристаллический. По характеру распределения в породе: 11 – равномерно распределенный; 12 – неравномерно распределенный или сгустковый.

в) *пленочный* – цемент одевает зерна лишь пленкой (иногда не сплошной), а остальная часть пор остается незаполненной; цементация большей частью непрочная. Количество цемента по сравнению с массой обломков невелико (обычно менее 25% всего объема);

г) *контактовый или соприкосновения* – цемента очень мало (меньше 10-15%) и он присутствует лишь в местах соприкосновения обломков, поры остаются незаполненными. Цементация очень непрочная.

3. По характеру взаимоотношений обломков и цемента выделяются (рис. 6.9, 5-8):

а) *кристификационный или обрастания* – цементирующий материал обрастает, обволакивает обломочные зерен тонкой пленкой или коркой аутигенных минералов, кристаллы которых растут перпендикулярно к поверхности зерна. Минеральный состав каемок может быть как различным с цементируемыми зернами, так и одинаковым с ними;

б) *регенерационный* – происходит разрастание зерен, образование каемок вокруг обломочных зерен из вещества того же состава, происходит восстановление первичной кристаллографической формы зерен. Каемки и обломочные зерна имеют одинаковую оптическую ориентировку;

в) *коррозионный* – образуется в результате коррозии обломочных зерен цементирующим веществом и замещении их веществом того же, значительно реже другого состава;

г) *пойкилитовый* или *прорастания* – кристаллы цемента крупнее обломков и каждый кристалл включает в себя по нескольку зерен. Кристаллы могут достигать сантиметром и даже дециметром (например, гипс). Под микроскопом в скрещенных николях цемент погасает одновременно.

4. По внутренней структуре, и в частности по кристалличности вещества, выделяются некристаллический, аморфный, и кристаллический цементы (рис. 6.9, 9 и 10). *Аморфный цемент* может быть незернистым (бесструктурным), сплошным и зернистым, например глобулярным (опал, фосфат). *Кристаллический цемент* подразделяется на коллоидальный или скрытокристаллический, когда отдельные кристаллы (<0,0001 мм) не видны под микроскопом, микрокристаллический (0,0001-0,05 мм), тонко- (0,05-0,1 мм), мелко- (0,1-0,25 мм), средне- (0,25-0,5 мм), крупно- (0,5-1 мм), грубо- (1-2 мм) и гигантокристаллический (>2 мм).

5. По характеру распределения в породе цементирующий материал может быть равномерно распределенным и неравномерно (рис. 6.9, 11 и 12), в этом случае выделяются сгустковый, линзовидный, линзовидно-слоистый и другие типы цемента.

6. По минеральному составу цементы бывают мономинеральными (однородными) и полиминеральными (неоднородными), когда цементирующая масса представлена двумя и более минералами. Среди *мономинеральных* наиболее распространены кальцитовый, фосфатный, опаловый, гидрогётитовый цементы, несколько реже встречаются доломитовый, кварцевый, халцедоновый, глауконитовый и гипсовый. *Полиминеральными* являются глинистые цементы, сложенные, как правило, не одним, а несколькими глинистыми минералами. Довольно часто встречаются глинисто-кальцитовый, глауконитово-фосфатный, глинисто-гидрогётитовый и другие полиминеральные цементы.

В породах очень часто сочетаются различные типы цементации: по количеству цемента, характеру взаимоотношений с обломками, кристалличности, структуре и минеральному составу, например, крустификационно-поровый цемент, регенерационно-поровый – когда обломочные зерна окружены каемками одного состава, а поры выполнены другим минералом.

6.2. Текстура осадочных пород

Под **текстурой** осадочной породы понимается совокупность таких черт ее внутреннего строения, которые обусловлены способом выполнения пространства, расположением составных компонентов и ориентировкой их относительно друг друга. Текстура относится к числу важнейших признаков осадочных пород, она во многом определяет их внешний облик и поэтому имеет большое, часто диагностическое значение для выделения различных типов пород. Текстура отражает свойства среды, в которой формировалась порода, поэтому имеет исключительное значение для распознавания условия формирования и дальнейшего изменения осадков и образующихся из них горных пород. Текстуры в значительной степени определяют фильтрационные, прочностные и другие физико-механические свойства осадочных пород, которые являются объектами для инженерной, нефтяной геологии и гидрогеологии, а также для разработчиков различных полезных ископаемых. Осадочные текстуры – преимущественно макроскопический признак, они изучаются преимущественно визуально – в обнажениях, шурфах, образцах керна, но иногда и в шлифах под микроскопом.

Текстура породы формируется начиная со стадии накопления осадка. Возникшие в процессе осадконакопления *первичные текстуры* отражают состояние среды в момент накопления осадочного материала и результаты ее взаимодействий с осадком. В дальнейшем она может изменяться в зависимости от особенностей процессов диагенеза и эпигенеза. *Вторичные текстуры* возникают в уже сформировавшейся горной породе при процессах гипергенеза, катагенеза и метагенеза.

Классификации текстур осадочных пород сложны и разнообразны, что отражает сложность и многообразие самих текстур. В целом, их можно классифицировать по разным признакам: объектам (пласт, линза, поверхность наслоения), условиям их образования, морфологии слоев, стадиям литогенеза, с которыми связано их возникновение. Поскольку осадочные породы в большинстве случаев залегают в виде пластов и слоисты, то наиболее целесообразно выделять текстуры внутренние, присущие всему объему породы, и текстуры поверхностей напластования (табл. 6.3) (Фролов, 1992).

Текстуры внутренние, присущие всему объему породы. Текстуры середины пласта очень разнообразны. Наиболее распространенными среди них являются слоистые и массивные, реже встречаются текстуры, связанные с жизнедеятельностью организмов, оползневыми и другими явлениями. По времени образования внутренние текстуры подразделяются на седиментационные (формирующиеся одновременно с осадком) и постседиментационные.

Текстуры наслоения образуются одновременно с накоплением осадка. Каждый слой или слоек отвечает поверхности напластования, горизонтальной, волнистой или наклонной, косой. Степень выраженности слоистости может быть слабая и тогда текстура переходит в *неслоистую (массивную или беспорядочную)* (рис. 6.10, 1). Массивная первичная текстура характеризуется беспорядочным расположением в породе ее составных частей, благодаря чему порода имеет одинаковые (изотропные) физические свойства во всех направлениях. Массивная текстура возникает при разных режимах осадконакопления: 1) при лавинной седиментации – быстром отложении больших масс материала из селевых и других временных потоков, из турбидитных потоков, в обвалах, в осыпях, оползнях, в тупах и т.д.; 2) при медленной седиментации – когда происходит постоянный перемыв или перенос течениями зернистого материала, а гальки, глинистый материал и растительный детрит слоистость не подчеркивают; 3) при медленной и равномерной седиментации глинистого материала (например, на абиссальных равнинах океанов).

Слоистые текстуры или **слоистость** являются одним из важнейших диагностических признаков большинства осадочных пород. Слоистость является следствием вертикальной дифференциации вещества по литологическому составу, размеру зерен и, реже, по их форме, упаковке или ориентировке. Таким образом, **слоистостью** называют текстуру, возникающую в процессе накопления осадка при изменении характера осадочного материала в перпендикулярном поверхности напластования направлении. *Слой* или *пласт* это геологическое тело плоской формы, сложенное более или менее однородной породой, ограниченное сверху и снизу поверхностями напластования.

Классификация слоистости производится по форме слоев, а точнее, по их геометрическому расположению к горизонтальной поверхности напластования. Выделяются четыре основных морфологических типа слоистости: горизонтальная, волнистая, косоволнистая и косая. Эти типы имеют свое генетическое обоснование. Горизонтальная слоистость возникает при отсутствии движения вещества среды у дна бассейна седиментации. Волнистая слоистость вызывается колебательными движениями воды или воздуха у дна, а косая – поступательными, потоковыми, направленными движениями, т.е. течениями. Косоволнистая слоистость образуется

Таблица 6.3. Классификация текстур осадочных пород, по (Фролов, 1992).

А. ТЕКСТУРЫ ВНУТРЕННИЕ, ПРИСУЩИЕ ВСЕМУ ОБЪЕМУ ПОРОДЫ	
I. Текстуры наложения, формирующиеся одновременно с седиментацией	
1. Беспорядочная, неслоистая, массивная 2. Слоистые текстуры со слоистостью:	1) горизонтальной, 2) волнистой, 3) косоволнистой, 4) косой: а) однонаправленной, б) разнонаправленной
II. Текстуры наложенные, ранние, сингенетические	
1. Биогенные: 2. Взмучивания 3. Оползания и оплывания 4. Гидроразрывные 5. Элювиальные, или сингенетично-метасоматические:	1) илоядная, ихнитолитовая или биотурбитовая, 2) корневая комковатая 1) беспорядочная, 2) вертикально расчленяющая
III. Текстуры наложенные, поздние: диа-, ката-, метагенетические, гипергенные, тектонические	
1. Скорлуповатая 2. Конкреционная 3. Фунтиковая 4. Стилолитовая 5. Замещения 6. Зебровая, или кольца Лизеганга 7. Сланцеватая 8. Полосчатая 9. Плойчатая 10. Кливаж	
Б. ТЕКСТУРЫ ПОВЕРХНОСТЕЙ СЛОЕВ	
I. Текстуры кровли	
1. Рябь: 2. Трещины усыхания 3. Мерзлотные клинья 4. Глиптоморфозы кристаллов солей, льда 5. Следы капель дождя и града 6. Следы струй течения и стекания 7. Следы волочения 8. Следы ползания 9. Следы зарывания и сверления 10. Следы размыва и элювирования	1) симметричная, 2) асимметричная
II. Текстуры подошвы	
1. Механоглифы: 2. Биоглифы:	1) язычковые валики – слепки борозд размыва, 2) обоюдоострые валики – слепки царапин, 3) шевроновые валики – следы волочения, 4) знаки внедрения, диапиры глиняные, 5) рябь, 6) одиночные бугорки – следы падения 1) извилистые валики – следы ползания, 2) бугорки одиночные и парные – следы зарывания, 3) бугры одиночные – следы сидения и пребывания, 4) отпечатки следов ног и лап и др.

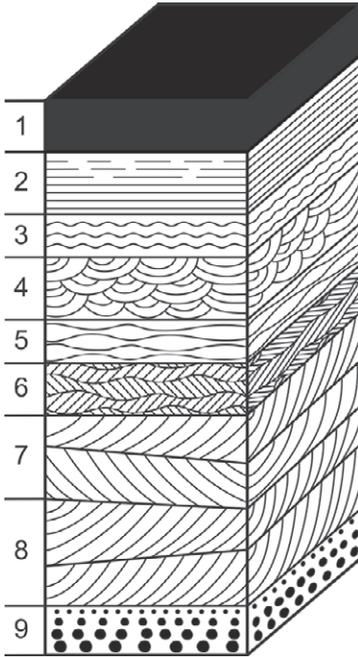


Рис. 6.10. Основные типы слоистости осадочных пород, по (Ботвинкина, 1962) с дополнениями.

1 – неслоистая или массивная текстура в глинистой породе; типы слоистости: 2 – горизонтальная непрерывная и прерывистая (или штриховая); 3 – мелкая волнистая или пологоволнистая, 4 – крупная волнистая или мульдобразная; 5 – волнистая линзовидная слоистость; 6 – косоволнистая разнонаправленная; 7–8 – косая: 7 – разнонаправленная или перекрестная; 8 – однонаправленная; 9 – градационная.

при сочетании волнения и течения – что наиболее часто и происходит в природе.

Горизонтальная слоистость – типичная текстура осадочных пород (рис. 6.10, 2). Она свойственна пластам, в которых слои располагаются параллельно друг другу и плоскостям наслоения, т.е. образуется при горизонтальном положении ровной поверхности наслоения. Горизонтальная слоистость морфологически и динамически очень разнообразна. Наиболее распространены градационная, прослоевая, переслаивательная ее разновидности, а также виды, выраженные сменой окраски и включениями, расположенными параллельно поверхности напластования.

Градационная слоистость (рис. 6.10, 9; 6.11а) образуется при поступлении в верхние слои воды большой массы разнозернистого обломочного материала. Этот материал, опускаясь на дно, по пути рассортировывается: наиболее тяжелые, крупные, а также изометричные зерна отлагаются первыми и образуют базальный слой градационной серии, а более мелкие, легкие и плоские будут постепенно сменять его вверх по разрезу, пока наконец не осядет тонкий глинистый материал. Так осаждаются материал мутьевых потоков, пепловые туфы, а также паводковые выносы рек в озерах или морях.

Прослоевая горизонтальная слоистость выражена прослоями иной или чемто отличной от основной, фоновой породы. Ими могут быть примазки в песчаниках глинистого материала, растительного детрита или, наоборот, слои алеврита или песка в глине, известняке или силиците. Эти прослойки могут быть контрастными по цвету: например, темно-серые глины чередуются со светлыми песками. Очень часто горизонтальная слоистость выражается только включениями отдельных галек, обрывков глинистых слоев, цепочек раковин или конкреций, в таком случае слоистость называется *прерывистой* или *штриховой* (см. рис. 6.10, 2).

Волнистая слоистость характеризуется наличием серий слоев, имеющих криволинейную выпукло-вогнутую форму. Она образуется колебательными (волновыми) или пульсационными движениями воды или воздуха (ветра) как захороняющаяся рябь, т.е. при волнистой поверхности наслоения. Если рябь невысокая, слоистость захороняется полностью, с гребнями и впадинами — это *собственно волнистая слоистость* (рис. 6.10, 3; 6.11б). Если рябь крупная (с высотой более 15-20 см), то чаще всего при изменении характера волнения гребни срезаются и захороняются только мулды. Такую слоистость называют *мульдобразной* (рис. 6.10, 4). Если волнисто изогнутые слои в смежных сериях непараллельны и смещены относительно друг друга, говорят о *линзовидной слоистости* (рис. 6.10, 5). Чаще всего волнистая слоистость всех типов – мелководное образование, так как волнение обычно не проникает глубже первых десятков метров.

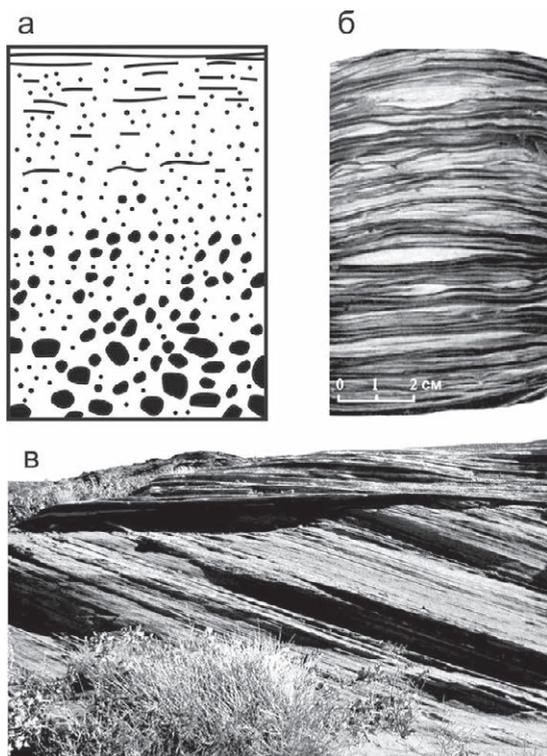


Рис. 6.11. Слоистость осадочных пород. а – градационная; б – пологоволнистая; в – крупная косая разнонаправленная с горизонтальным серийным швом, (Гранд Каньон, США).

Косая слоистость (рис. 6.10, 7, 8; 6.11в) характеризуется сериями слойков, расположенных косо по отношению к серийным швам или к крупным плоскостям напластования. *Серией* называют группу сходных между собой слойков, наслоенных друг на друга и находящихся в однотипных условиях залегания. Граница, разделяющая серии в разрезе, называется *серийным швом*. Наклон косой слоистости направлен в сторону течения, что позволяет точно установить его направление и силу, а также распознать характер движения и особенности среды (водной или воздушной). Выделяются два морфологических типа косой слоистости: *мелкая* и *крупная*.

Косая слоистость формируется течением или воздушным перемещением зерен песка или гравия, и реже – гальки. Процесс образования косой слоистости связывается с непрерывным формированием движущихся по течению песчаных валов или дюн. В водном потоке поперечная течению рябь при увеличении скорости течения становится выше и шире и превращается в ассиметричные подводные валы или дюны: склон, обращенный

против течения, пологий или почти горизонтальный, а склон по течению – крутой (до 40°). Обломочный материал переносится течением с размывающегося пологого склона на крутой, и на нем *проградационно*, т.е. поступательно, продвигаясь по пути течения, откладываются все новые наклонные слойки (рис. 6.12). Формируется серия косых слойков, протяженность которых по течению десятки и даже сотни метров. За ней на расстоянии метров или десятков метров следует вторая,

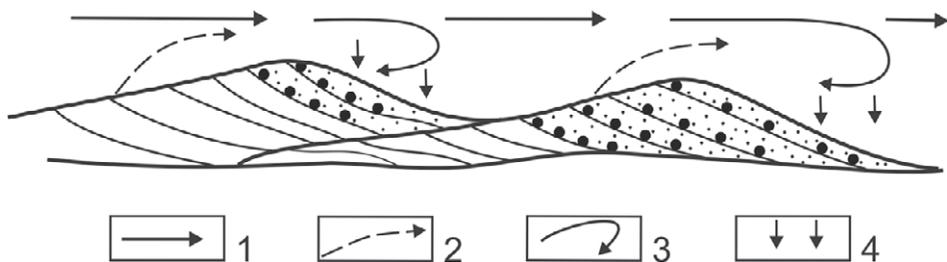


Рис. 6.12. Схема образования косой слоистости, по (Фролов, 1992).

1 – придонное течение; 2 – взвешивающиеся (отрывающиеся от дна) песчинки; 3 – турбулентные завихрения; 4 – высаживание на передовом склоне вала градационного слойка.

третья серии и т.д. Если серии наплазуют одна на другую, образуется многоэтажная *однонаправленная косая слоистость* (с одним направлением наклона косых слоев) (рис. 6.10, 8). Такая слоистость устанавливается в реках, в зоне постоянных морских течений. Если направления течений меняются, например на противоположное в прибрежной зоне, наклоны слоев в смежных сериях также меняются на противоположные – такая слоистость называется *разнонаправленной* или *перекрестной косой слоистостью* (рис. 6.10, 7).

Косая слоистость может осложняться другими видами слоистости, в том числе и косой слоистостью другой ориентации и размера, которые формируются в иных динамических режимах, например *антидюны*. Наиболее распространены два типа косой слоистости (рис. 6.13): *плоскопараллельная* и *мульдообразная*. В первом типе оба граничных серийных шва плоские и параллельны друг другу. Во втором типе швы изогнуты книзу и имеют форму короткого желоба или мульды.

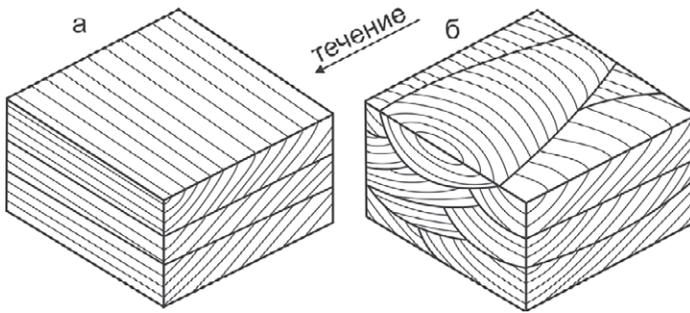


Рис. 6.13. Два главных типа косой слоистости, по (Седиментология, 1980).

а – плоскопараллельная, с прямыми серийными швами; б – мульдообразная, с вогнутыми серийными швами.

В водных потоках максимальная мощность косых серий обычно не превышает 2 м, хотя иногда в дельтовых отложениях встречаются серии в 5-10 м (Фролов, 1992). Мощность косых серий эоловых дюн и барханов достигает 50-80 м, что является важным их отличием от водной разновидности. Второе отличие эоловой косой слоистости от водно-потоковой – частая клиновидность ослей серий (рис. 6.14), так как наветренный склон дюн также довольно крут (до 10-15°).

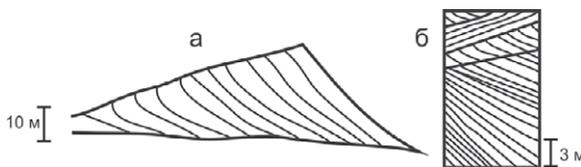


Рис. 6.14. Эоловая косая слоистость, по (Фролов, 1992).

а – клиновидная крупная одиночная серия бархана; б – клиновидные серии эоловой слоистости дюн.

Косоволнистая слоистость (рис. 6.10, 6) объединяет признаки волнистой и косой слоистости и возникает при волнении, образующем течения, которые создают на дне поперечные гряды ряби, как мелкой, так и крупной (высотой до 0,2-0,3 м). Серийные швы волнистые, а слои – косые, часто S-образные либо вогнутые. Косоволнистая слоистость обычно встречается в песках, преимущественно не грубых. Она формируется в реках, озерах, в морях от прибойной зоны до океанического дна, а также на суше как эоловая.

Текстуры наложенные сингенетические формируются практически одновременно или сразу после отложения осадка. Они отличаются большим разнообразием и очень важны для выяснения происхождения осадочной породы. Важнейшими из них являются *биогенные*, среди которых выделяют *текстуру ходов шлоедов*, которую также еще называют *биотурбитовой* или *ихнитолитовой*. Существует целая геоло-

гическая формация – писчего мела, которая своим происхождением обязана сингенетичной переработке свежего ила илоедами. Материал осадка, полностью пропущенный через кишечник илоедов, превращен в агрегат в виде довольно длинных шнурков, переплетение которых и создает ихнитолитовую текстуру (рис. 6.15; 6.16). В настоящее время все тонкие неслоистые, изотропные осадки считаются биотурбированными, т.е. поеденными.



Рис. 6.15. Ихнитовая, или биотурбитовая, текстура в известняке, образованная в результате жизнедеятельности червей (уменьш. в 4 раза), по (Атлас..., 1969).

Корневая комковатая текстура, иногда называемая *кучерявой*, формируется корневой системой растений (рис. 6.17, а). Корни перемешивают осадок, придавая ему вертикальные линии раздела, полностью «стирая» первичную, слоистую текстуру. Эта текстура часто является поисковым признаком на уголь, например в Донбассе.

Текстуры взмучивания чаще всего возникают в результате штормовой деятельности. В зависимости от силы шторма взмучивание осадков на дне достигает глубин 100-200 м, а при особо катастрофических – до 300-400 м. Как правило, взмучивается, т.е. приводится во взвешенное состояние, толща осадков

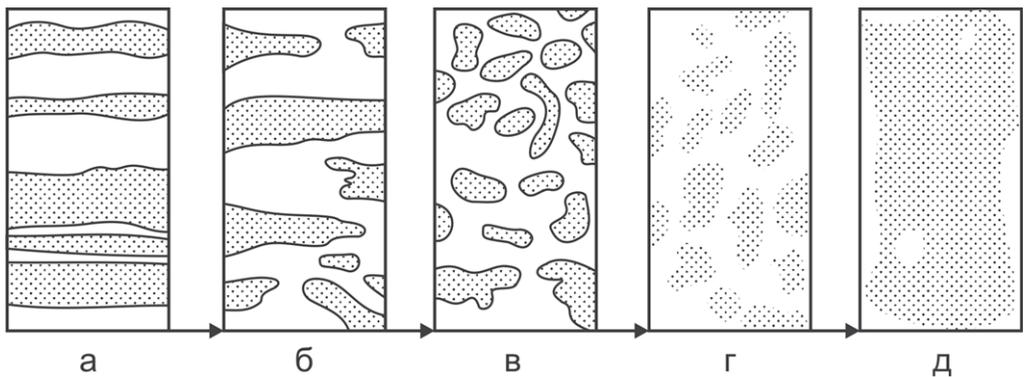


Рис. 6.16. Стадии переработки осадка илоедами, из (Петтиджон, 1980).

а – ненарушенные слои песка и ила; б – слабо нарушенные слои; в – сильно нарушенные слои, отчетливая пятнистость биотурбированного осадка; г – прогрессирующая гомогенизация осадка, ослабление пятнистости; д – гомогенный осадок, полностью биотурбированный.

мощностью до 1 м. При взмучивании слегка слежавшегося осадка слойки деформируются, разрываются, скручиваются, приобретая причудливые формы (рис. 6.18а). Иногда взмученный осадок, часто без существенного горизонтального переноса, осаждается в виде *хлидолита*, т.е. мусорной породы без какой либо слоистости часто с вертикальным положением удлиненных фрагментов. Взмучивание могут производить мутьевые потоки, землетрясения, цунами и некоторые другие катастрофические явления.

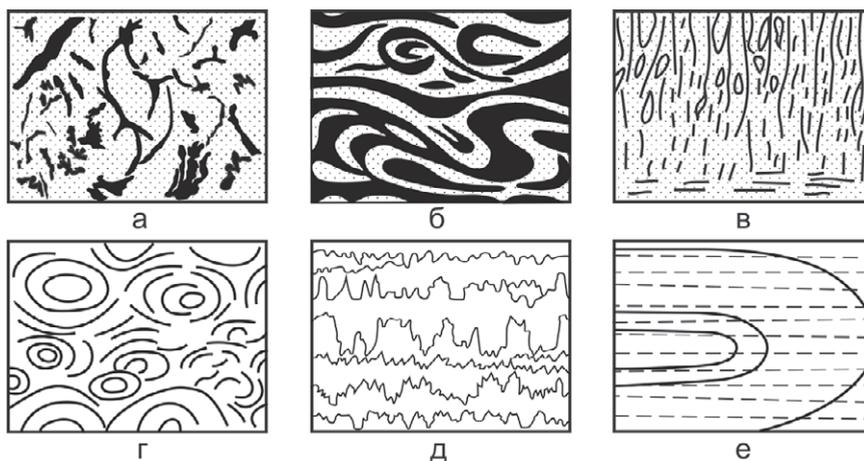


Рис. 6.17. Текстуры осадочных пород наложенные, по (Фролов, 1992) с изменениями.

а – комковатая, или кучерявая; б – подводно-оползневая; в – элювиальная (твердое дно, или панцирь); г – скорлуповатая; д – стилолитовая; е – сланцевая, на крыльях складки параллельная слоистости, в замке – перпендикулярная ей.

Текстуры подводного оползания и оплывания – это текстуры с нарушенной слоистостью, возникающие в результате оползания осадка на дне бассейна. Они обычно выражены как мелкими (сантиметры и дециметры), так и более крупными (до десятков метров) прихотливо изогнутыми складками (рис. 6.17б). Складки самые различные: лежачие, опрокинутые, выпуклые в сторону уклона дна. В них часто наблюдаются разрывы слоев, сингенетичные брекчии и оторвавшиеся рулетовидные закатыши. Свежий обводненный илистый осадок оползает уже при уклонах дна 1,5-2°. Нередко оползание и оплывание ила выражаются в раздуве мощности слоя в 5 раз и более, при этом верхние и нижние границы слоя, как правило, бывают ровными и прямолинейными.

Гидроразрывные текстуры возникают при лавинной форме седиментации, например при отложении мощного турбидитного потока, который погребает под собой осадок, содержащий еще много воды. Вода должна найти выход вверх под давлением этого быстро накапливающегося осадка. В наиболее ослабленных местах вода прорывается через слой осадка, при этом изгибает вверх его ровную поверхность, а также слагающие его слои, что в разрезе придает им вид сковородки или тарелки. Поэтому такие текстуры называются *блюдецобразными* (рис. 6.19а). Дальнейшим развитием процесса выжимания воды являются глиняные диапиры и непунические дайки песка, внедряющиеся снизу в результате давления вышележащих слоев (рис. 6.19б).

Элювиальные, или синге-нетично-метасоматические текстуры распространены как на суше, в корях выветривания, так и под водой. Это комплекс текстур, последовательно сменяющих друг друга при развитии выветривания или других типов метасоматоза (рис. 6.17в). В начале процесса развиваются вертикальные каналы и трещины – пути миграции вещества вверх и вниз – это *вертикально расчленяющая текстура*. Они могут полностью стереть первичную текстуру, одновременно гомогенизируя осадок и превращая его в однородную породу с *беспорядочной текстурой*. В дальнейшем развиваются *ризолиты* – корнеподобные клинья (длиной до 30-40 см) той же или чем-то отличной породы; в образовании их нередко участвуют и организмы.

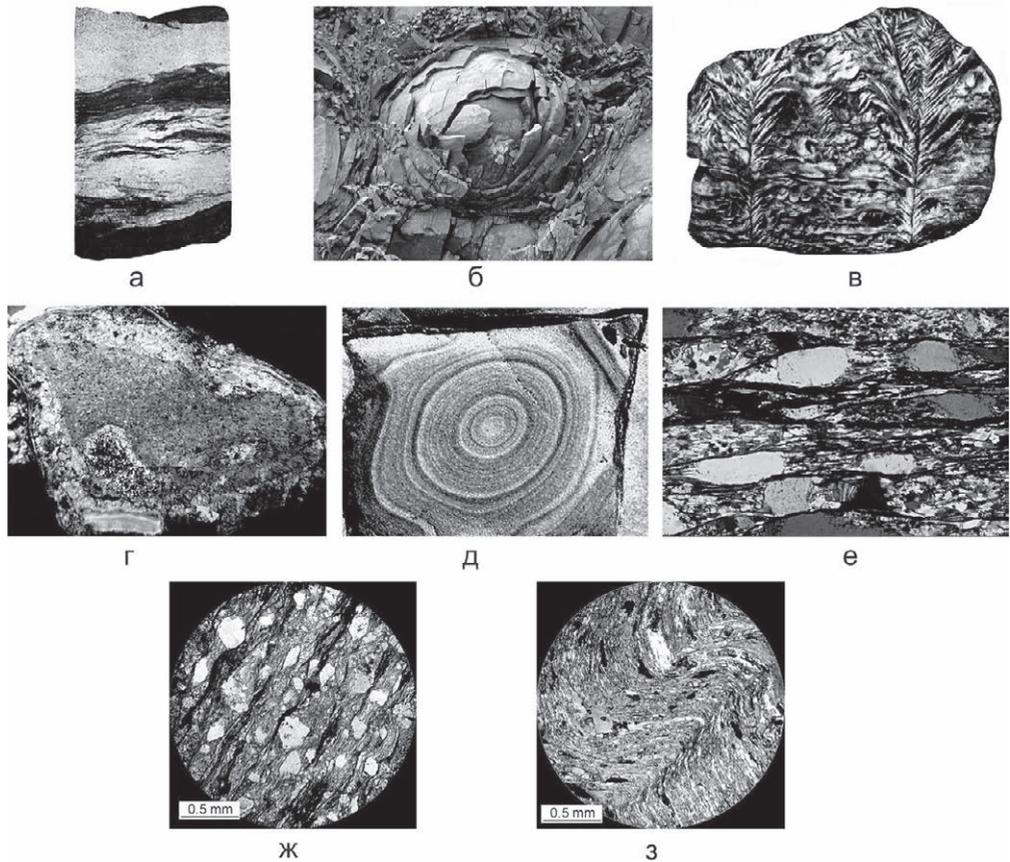


Рис. 6.18. Текстуры осадочных пород наложенные.

а – взмучивания осадка, по (Атлас..., 1962); б – конкреционная; в – фунтиковая, или «конус в конус», по (Атлас..., 1962); г – замещения известняка кремнеземом; д – зебровая, или кольца Лизеганга; е – сланцевая, или сланцеватость, фото М.И. Тучковой; ж – кливаж в песчаниках, фото А.Б. Кирмасова; з – плойчатость в сланцах, фото А.Б. Кирмасова.

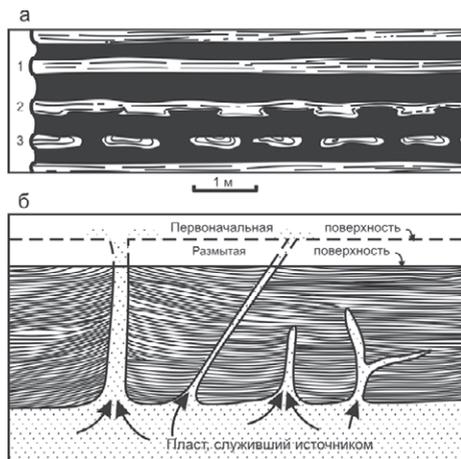


Рис. 6.19. Гидроразрывные текстуры.

а – образование блюдцеобразных текстур в переслаивающихся песчаниках и алевролитах, по (Селли, 1981). 1 – ненарушенный слой; 2 – слой имеет выраженные следы выжимания; 3 – разорванный слой. б – схема образования нептунических даек, по (Справочник..., 1983).

Текстуры наложенные поздние формируются в течение всей истории существования породы, начиная с диагенеза и кончая ее разрушением при гипергенезе или метаморфизме, а также при тектогенезе.

Наиболее ранними являются *скорлуповатая* и *конкреционная* текстуры, внешне похожие друг на друга по округлой форме и концентрическому строению, но в первом случае (рис. 6.17г) тонкий илистый, алевроитовый, реже тонкопесчаный осадок лишь преобразуется коллоидными и иными физико-химическими силами с возникновением концентрической отдельности, а во втором (рис. 6.18б) – происходит еще и стягивание веществ конкрецееобразователей: карбонатов, кремнезема, фосфатов, различных солей. Начало образования этих текстур происходит в раннем диагенезе и даже в гипергенезе (железомарганцевые или лимонитовые конкреции). Размеры – от микроскопических до 2-3 м и больше.

Фунтиковая, или *текстура «конус в конусе»* присуща некоторым глинистым и известково-глинистым породам. Это одна из форм сочленения подстилающих и перекрывающих слоев пород, когда на одной из контактирующих поверхностей имеются выступы конической формы, а на второй им соответствуют углубления такой же формы («фунтики») (рис. 6.18в). Высота конусов от 2 до 10 см, редко до нескольких десятков см. Текстура в основном раннекатагенетическая. Она образуется в результате сдавливания, растворения и перекристаллизации под тяжестью вышележащих пород. Образованию конусов предшествует перекристаллизация кальцитового прослоя в игольчатые кристаллики кальцита, вытянутые перпендикулярно слоистости. Давление и растворение приводит к образованию текстуры «конус в конус» в тех случаях, когда известняки состоят не из беспорядочно расположенных зернышек кальцита, а из слоечков, сложенных игольчатыми однообразно ориентированными кристаллами.

Стилолитовая текстура возникает на этапе позднего катагенеза, на глубинах 2-3 км в карбонатных породах и на 6-7 км в кварцевых. Это горизонтальные, реже косые или вертикальные зубчатые, пилообразные сутурные швы между пластинами одной породы, соединяющимися часто неразмьено (рис. 6.17д). Высота зубцов в карбонатах достигает 0,5-0,8 м, а в кварцитах не превосходит 1 см. Швы обычно фиксируются тонкими прослойками глины. Чем выше зубцы, тем толще слой глины, заполняющий шов, иногда он достигает 1-3 см в толщину. Глина – это бывшая ранее рассеянной в карбонатной породе нерастворимая глинистая примесь. Механизм образования стилолитов – это избирательное растворение пород в твердом состоянии под давлением. Процесс этот медленный, вероятно протекающий в течение десятков миллионов лет, вплоть до метагенеза.

Текстура замещения возникает при замещении одной породы другой. Обычно выглядит в виде замысловатых разводов или полос разных по цвету или оттенкам узких зон, отражающих неоднородность замещаемой породы и направление проникновения замещающего вещества, например кремнезема при окремнении известняка (рис. 6.18г). Текстуры замещения могут образовываться на разных стадиях литогенеза: при диа-, ката-, мета- и гипергенезе.

Зебровая текстура, или *кольца Лизеганга*, ее еще называют ложной слоистостью, она близка к текстуре замещения по рисунку и способу образования, но не является ею, так как никакого замещения при этом не происходит. Формирование колец Лизеганга происходит при циркуляции насыщенной кислородом поверхностной воды через известняк или пористый песчаник с сидеритовым цементом. Сидерит окисляется до лимонита, и его хлопья перемещаются водой по порам и микротрещинам, в которых они, застревая, отлагают кольцо. За первым следуют другие. Эти кольца часто повторяют форму целика между трещинами в породе, и иногда образуют очень живописные разводы (рис. 6.18д).

Сланцеватая (сланцевая) текстура, или просто **сланцеватость**, возникает в осадочных породах на стадии метазенеза и развивается только в глинистых и алевроитовых породах. Сланцеватость макроскопически выражается в возникновении в тонкозернистых породах плоскостей сланцеватости, плитчатой и листоватой отдельности, а также в шелковистом и слюдястом блеске плоскостей сланцеватости, а в шлифе – в одинаковой ориентировке зерен и почти одновременном их погасании (рис. 6.18е). Обычно сланцеватость формируется при боковом давлении и складкообразовании. Эти процессы приводят к перекристаллизации глинистых, слюдястых, карбонатных и некоторых других минералов, которые принимают новую параллельную друг другу и перпендикулярную направлению давления ориентировку, часто секущую первичную, слоистую текстуру под углом (рис. 6.17е).

Полосчатая текстура, или **полосчатость**. Эта текстура внешне напоминает слоистость осадочных пород, но ее происхождение связано не с процессом накопления осадков, а чаще всего с выветриванием, гидротермальной переработкой или даже глубинной перекристаллизацией и переориентировкой минеральных зерен в условиях ориентированного давления в стадию метазенеза. Полосчатость часто пересекает слоистость.

Кливаж – свойство породы раскалываться на тонкие пластины, обычно совпадающие со сланцеватостью, но нередко развивается и независимо от нее как *кливаж разрыва* или *кливаж течения*. Чаще всего кливаж образуется при динамометаморфизме, при этом основную роль играет перекристаллизация минералов в условиях направленного сжатия. Кристаллы сплющиваются в плоскости, перпендикулярной оси сжатия, и порода приобретает плоскопараллельную ориентированную внутреннюю структуру, что обеспечивает породе способность раскалываться на пластинки в том же направлении (рис. 6.18ж). Лучше всего кливаж проявляется в глинистых сланцах, в которых пластины могут иметь толщину в доли миллиметров. Более толстые и грубые пластинки образуются в песчаниках и известняках.

Плойчатость – мелкая складчатость в метаморфизованных сланцах (рис. 6.18з), песчаниках и других породах, возникающая в результате смятия пород при тектонических дислокациях (например, вблизи разломов и надвигов). Также она возникает при пластичном течении вещества на больших глубинах. Плойчатость образуется и в неметаморфизованных осадочных породах, сохранивших пластичность, но при этом испытывающих послонные скольжения при разрывных или складчатых деформациях.

Текстуры поверхностей слоев. Текстуры возникают на поверхностях осадков при кратковременном изменении состояния среды осадконакопления, при выпадении осадков и жизнедеятельности организмов. Последующие изменения состояния среды нередко приводят к их полному уничтожению. В связи с этим необходимое условие сохранения таких текстур – быстрое захоронение их под новыми осадками.

Текстуры поверхностей слоев рассматривают по их приуроченности к кровле и подошве пластов – *закононосителей*. Хотя они могут нести некоторые общие текстурные знаки, все же большинство знаков резко различно. Как правило, эти различия определяются разными породами, а точнее осадками–закононосителями (это обычно зернистые породы) и осадками–матрицами (ими являются глинисто-алевритовые породы). Эти различия определяются разными условиями и процессами, формирующими текстуры.

Текстурные знаки кровли слоев наиболее известны и широко распространены, особенно *рябь*, или *знаки ряби* (рис. 6.20; 6.21). Знаки ряби представляют собой систему прямых или изогнутых, более или менее параллельных, реже перекрещивающихся валиков на поверхности пород, перпендикулярных направ-

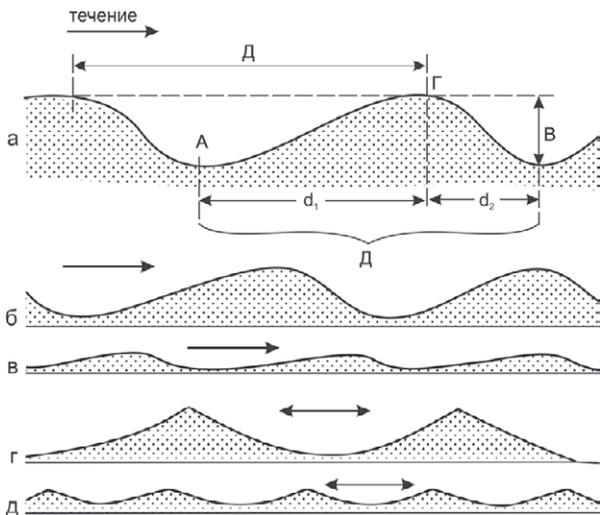


Рис. 6.20. Знаки ряби на кровле пластов, по (Фролов, 1992) с изменениями.

а – рябь течения с элементами: длиной (D), высотой или амплитудой (B), гребнем (Γ), впадиной (A), с длинным (d_1) и коротким (d_2) склонами или крыльями; б, в – асимметричная рябь: б – течений с низким (+5) индексом; в – эоловая с высоким (+14) индексом; г, д – симметричная волновая: г – с низким (+5) индексом; д – с высоким (+14) индексом.

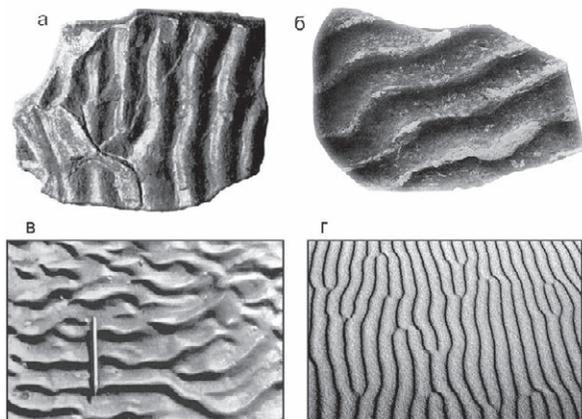


Рис. 6.21. Различные типы знаков ряби, по (Атлас..., 1962).

а – симметричная волновая (уменьш. в 2 раза); б – асимметричная рябь течения (уменьш. в 4 раза); в – прерывистая рябь течения; г – современная эоловая рябь.

лению водного или воздушного потоков. Рябь характеризуется (рис. 6.20а) *вертикальным индексом* или просто *индексом ряби* – отношением длины ряби к ее высоте (D/B) и *индексом симметрии* (d_1/d_2) – отношением горизонтальной проекции наветренной стороны к проекции подветренной стороны, или отношением проекций пологого и крутого склонов ряби. Рябь встречается группами, или системами, в которых гребни ряби параллельны или почти параллельны друг другу. Рябь состоит из гребня и впадины. Гребни, определяющие тип ряби, бывают: прямолинейными, волнистыми, фестончатыми, луноподобными, ромбовидными и лингоидными (с загнутыми вперед, по течению концами, эта рябь напоминает барханы). Последние четыре типа относятся к прерывистой ряби. По особенностям формы знаки ряби делят на симметричные и асимметричные.

Симметричная рябь (рис. 6.20г, д; рис. 6.21а) распространена мало. Она образуется колебательными, волновыми движениями воды. Длина симметричной ряби колеблется в пределах от 10 см до 2 м, высота от 0,3 до 23 см, а вертикальный индекс от 4 до 13. Гребни ряби часто острые. Обычно более крупные зерна концентрируются на гребнях, а наиболее тонкие и тяжелые – во впадинах. Обычно этот тип ряби образуется при скоростях распространения волн от 9 до 90 см/с. Наиболее крупная рябь развивается на больших глубинах открытого моря (до 100-200 м) где длина волн больше и частицы воды колеблются с большей амплитудой.

Асимметричная рябь образуются в воздушной и водной средах под влиянием ветра или течений. *Рябь течения* практически всегда асимметрична (рис. 6.20а, б; рис. 6.21б). Условно различается мелкая (длиной меньше 30 см, высота до 6 см, индекс ряби 5-10), крупная (длина от 60 см до 30 м, высота до 1,5 м, индекс 10-20) и гигантская (длина больше 30 м, иногда до 1 км, высота до 15 м, индекс 20-60). Рябь течения состоит из косых слойков, падающих в сторону течения и называемых часто *передовыми*. Максимальная крутизна передового слойка не больше 35°. К подошве его наклон уменьшается, и косой слойок, как правило, прогнут книзу. Своеобразным типом асимметричной прерывистой ряби является *ромбовидная рябь*, образующаяся в наиболее мелководной (глубина 1-2 см, иногда несколько миллиметров) и высокодинамичной обстановке. Обычно она осложняет морские склоны валов и отмелей и формируется обратным оттоком воды. Длина ромбов до 1 м, а высота от несколько миллиметров до 1-2 см. При очень высоких скоростях течения формируются *антидюны* (см. рис. 3.8), названные так потому, что благодаря завихрению перед дюной откладываются косые слойки, наклоненные вверх по течению. Антидюны в условиях бурного течения обычно симметричны, невысоки (от 1 мм до 45 см), с длиной от 1 см до 6 м, с пологими склонами и гребнями; очень нестабильны, передвигаются вверх по течению, реже – вниз или остаются на месте.

Ветровая, или золовая рябь (рис. 6.20в; рис. 6.21г) отличается значительным преобладанием длины ряби (от 2,5 до 25 см) над ее высотой (0,5-1 см), а также большим индексом (порядка 30-70). Индекс связан прямой зависимостью со скоростью ветра и обратной – с размером зерен. Обычно у золовой ряби внутренней текстуры не видно. На гребнях часто скапливается гравий и крупный песок, которые в основном являются остаточными, возникающими за счет выдувания более тонкого материала.

Изучение знаков ряби позволяет определить золовые, речные и морские обстановки. В морях она сосредоточена преимущественно в мелководной зоне, хотя рябь течения встречается и на дне океана. В речных отложениях широко распространена рябь течения и редко встречается рябь волнения, ромбовидная и антидюны. Разнообразна рябь в приливной и волновой зонах, где преобладает рябь волнения.

Трещины усыхания. При высыхании на воздухе глинистых и карбонатных осадков их поверхность растрескивается с образованием как правильных, так и неправильных полигональных сеток трещин (рис. 6.22а). Полигоны в диаметре от нескольких сантиметров до 0,5-1 метра. Размеры зависят от скорости высыхания, а также от содержания в осадке песка и кальция. В крупные полигоны может быть вписано несколько систем более мелких. В поперечном сечении трещины имеют V-образную или U-образную форму с параллельными стенками и почти горизонтальным дном. Ширина трещин от 1-2 мм до нескольких сантиметров, глубина от миллиметров до десятков сантиметров, реже нескольких метров. Трещины заполняются материалом, приносимым ветром, а также щебенкой собственных стенок или вышележащим осадком. Трещины усыхания образуются на периодически заливаемых водой, а затем осушаемых участках, сложенных глинистыми породами. Типичным примером подобных образований являются трещины усыхания на поверхности такыров в пустынях и полупустынях.

Мерзлотные клинья, или морозобойные трещины образуются при вымораживании грунтов. Они также образуют полигоны, особенно хорошо выраженные в тундре. Их размеры колеблются от десятков сантиметров до десятков метров. Форма клиньев V-образная, ширина от 1 до 15 м, глубина от 0,1 до 1,5 м, а длина достигает нескольких метров (рис. 6.22б). Обычно клинья заполнены льдом, водой, илом, алевритом, песком, галькой, но иногда бывают полыми.

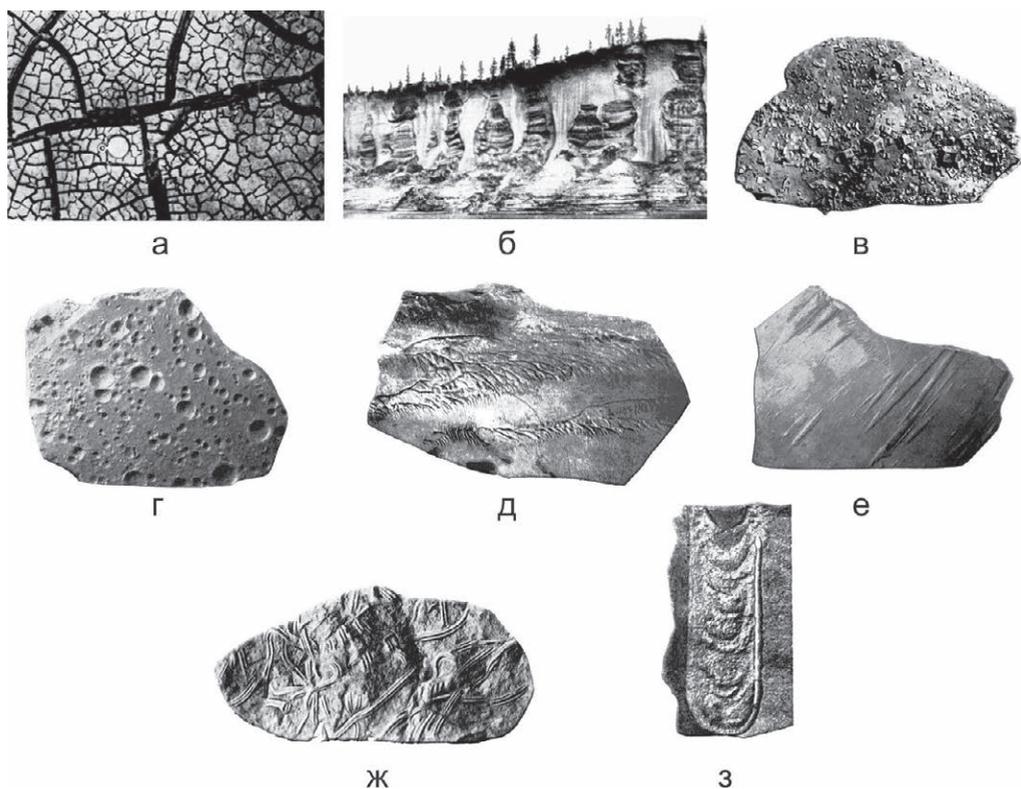


Рис. 6.22. Рельефные текстурные знаки на кровле пластов, по (Атлас..., 1962).

а – современные трещины усыхания трех порядков; б – современные мерзлотные трещины, выполненные льдом; в – отпечатки (глиптоморфозы) кристаллов каменной соли на алевролите; г – отпечатки капель дождя; д – следы струй стекания воды; е – слепок борозд волочения; ж – следы ползания червей; з – вертикальный разрез U-образной трубки зарывания червя.

Отпечатки (глиптоморфозы) кристаллов льда и солей. На поверхностях некоторых алевролитов, песчаников и карбонатных пород могут возникать рельефные отпечатки или глиптоморфозы кубических кристаллов соли или лучеобразных кристаллов льда, возникших во время образования осадка (рис. 6.22в). Кристаллы соли возникают при высыхании воды в осадках на берегах соленых озер и такыров. Форма отпечатков кристаллов льда зависит от характера осадка, на поверхности которого они образуются. Например, при замерзании увлажненного мелкозернистого песка на нем образуются кристаллы льда, имеющие прямую лучистую форму. Перистая форма получается при замерзании слабовлажного песка. Кристаллы солей и льда могут образовываться и в подводных условиях. Наличие отпечатков кристаллов солей свидетельствует об аридных обстановках седиментации, а льда – о холодном, нивальном, климате.

Отпечатки капель дождя и града – групповые углубления на песчаной или илистой поверхности. Дождь, падая на влажный осадок, оставляет на ней группы следов капель в виде изометричных углублений с ровными или рваными (у града) краями и возвышающимся бортиком – кольцом (рис. 6.22г). Если капли дождя падают под косым углом, углубление получают эллипсоидальными. Глубина слепков дождя обычно 1-2 мм при диаметре от 0,2 до 2-3 см, а слепков падения

града – до 5 см. Как ни странно, следы капель дождя сохраняются не в дождливых странах, где сильный дождь их смывает, а там, где они редки и не сильны – в аридных, засушливых зонах.

Следы струй и стекания образуются на пологих берегах водоемов при стекании воды, насыщающей песок после отката волн, или же на склонах при стекании дождевой воды (рис. 6.22д). Наиболее благоприятными для их образования являются легко размываемые песок и глина или растворимые породы – известняки, доломиты, гипс и т.д. Следы струй представляют собой систему мелких (миллиметры и сантиметры), узких разветвленных, как крона дерева, канальцев, прямолинейных либо слабо изгибающихся. В береговой прибойной зоне развиты также следы прибоя – гребешки песка, образующиеся при откате волны, следы пены, очень часто отпечатывающейся на песке, пузырчатый песок – следы захвата влажным осадком воздуха или пузырьков газа. Все эти знаки широко распространены в литоральной зоне у уреза воды и позволяют точно определять береговую линию.

Следы волочения. Переносимые волнением и течением предметы, касаясь дна водоема или потока, оставляют на нем борозды и царапины, форма и размер которых зависят от скорости и характера движения водной среды. Следы могут оставлять организмы, раковины и их обломки, стебли и стволы деревьев, водоросли, движущийся лед, обломки пород. Знаки волочения, возникающие при прямолинейном однонаправленном движении воды, характеризуются параллельным расположением, а также удлинённой формой (рис. 6.22е). При сложных формах движения они могут быть зигзагообразными или эллиптическими. Обычно такие знаки приурочены к мелководью, и лишь плавающие льды могут оставить борозды в донных осадках на большой глубине.

Следы ползания и лежания очень разнообразны и широко распространены. Они оставляются моллюсками, членистоногими, червями, морскими звездами и другими животными (рис. 6.22ж). Следы подразделяются на *объемные* – следы животных углубляющихся в осадок, и *плоскостные* – следы животных, двигавшихся по поверхности.

Следы зарывания и сверления наиболее широко распространены в приливной зоне и представляют собой вертикальные трубки, хотя часто и U-образные (вход и выход у крабов) (рис. 6.22з). На поверхности осадка образуются холмы и конусы – вулканчики или воронки, иногда отверстия окружены шариками песка – копролитами. Сверления совершают моллюски, мшанки, ежи, водоросли и другие беспозвоночные. Они сверлят твердое дно – элювиальные панцири, гальки, раковины моллюсков, куски дерева. Часто сверление совершается на протяжении всей жизни особи, которая, вырастая, остается замурованной в расширяющейся вглубь норке. Сверления и вертикальные зарывания свидетельствуют о мелководной и приливной зонах, а более горизонтальные зарывания – об относительно глубоководной.

Следы размыва и элювирования очень разнообразны и важны, на них основываются выводы о стратиграфическом расчленении отложений и естественных периодах развития регионов и отдельных их частей. *Размыв* на суше выражается перерывами и уничтожением частей разреза, неровной стратиграфической границей, а также разнообразным *элювированием* – воздействием агентов внешней среды на сохраняющиеся породы, что приводит к их твердению, химическим и минеральным преобразованиям, расчленению на блоки и щебень. Сама поверхность перерыва обычно неровная, при этом неровности часто сглажены.

Текстурные знаки подошвы слоев распространены не менее широко и имеют практически такое же научное значение, как и текстурные знаки поверхности слоев. Чаще всего это знаки-слепки, т.е. рельефные, выпуклые валики или бугорки на подошве зернистых, обычно песчаных пород – закононосителей, образующиеся при

заполнении углублений в илистом, реже песчаном дне. В зависимости от преобладания одного из двух способов образования углублений – механического и биологического, различают механоглифы и биоглифы. К механоглифам примыкают знаки внедрения, формирующиеся после отложения слоя-знаконосителя.

Механические знаки, или **механоглифы**, очень разнообразны, а важнейшими из них являются слепки борозд размыва, царапин, волочения, ямок падения, ряби и знаков внедрения.

Язычковые валики – вероятно, самые распространенные подошвенные знаки. Они возникают на поверхности илистого осадка и имеют вид небольших желобков или борозд, вымываемых струями придонных течений (рис. 6.23). Слепки с этих желобков имеют форму валиков, один конец которых заостренный, конусовидный, реже округлый, языковидный, несколько приподнят, а другой – расширенный, сливается постепенно с поверхностью пласта. В поперечном сечении валики могут быть симметричными и ассиметричными. Для образования язычковых валиков необходимы условия: 1) илистое дно не должно быть слишком текучим, иначе возникающие углубления быстро заплывут, и очень

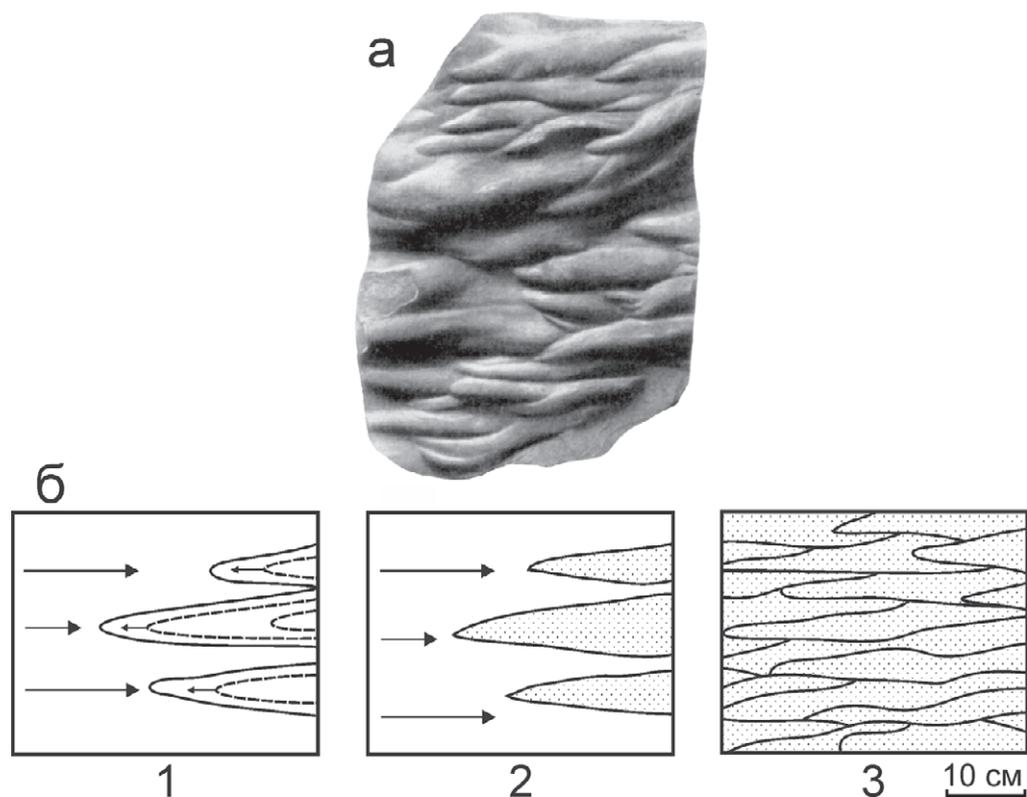


Рис. 6.23. Подошвенные язычковые валики борозд размыва.

а – валики-слепки на нижней поверхности алевролита, по (Атлас..., 1962); б – последовательные стадии образования язычковых валиков струями течений (направление показано стрелками): 1 – размыв течением ровного илистого дна; 2 – засыпание борозд размыва песком, приносимым этим же течением; 3 – дальнейшее развитие процесса, когда размываются и песчаные выполонения борозд и желобков, по (Фролов, 1992).

твердым, иначе на нем слабое течение будет не в силах прорыть желобки; 2) умеренное по силе или скорости течение, способное прорыть в илистом дне желобки, которые растут своими вершинами вверх, т.е. против течения; но течение и не должно быть настолько сильным, чтобы смыть весь илистый осадок; 3) наличие песчаного материала для заполнения желобков и образования их слепков; этот материал обычно приносит то же течение, что и размывает дно. Валики своими острыми концами направлены против течения, что позволяет восстановить направление течения, палеогеографическую обстановку, положение областей сноса материала.

Обуюдоострые валики – это слепки царапин на илистом дне твердыми предметами: раковинами, обломками пород и древесины, гальками, телами рыб и других животных, кусками льда и т.д. (рис. 6.24а). Размер и форма следа определяются соответственно размером и формой этих предметов и часто очень характерны, что позволяет определять даже род организма. Вместе с тем они свидетельствуют и о гидродинамике у дна.

Шевроновые валики состоят из центрального осевого и косо подходящих к нему оперяющих валиков. Острый угол между ними показывает направление волочения твердых предметов по илистому дну придонными течениями (рис. 6.24б). С шевроновыми валиками сходны сложные и более короткие валики – следы косоугольного падения предметов, а также серии более **изометричных бугров** – слепков углублений от падающего и несколько раз подпрыгивающего предмета. **Одиночные бугры** разных размеров чаще всего оставляют сидящие, лежащие и отдыхающие животные на дне и илистом осушающемся побережье морей и озер.

Рябь на подошве слоя довольно редка, так как на илистом дне она почти никогда не встречается. Между тем, она бывает, как и на поверхностях пластов, симметричной и асимметричной, рябью волнения и рябью течения.

Знаки внедрения образуются при выжимании пластичной глины под весом вышележащего песка (рис. 6.24в). Под действием веса по ослабленным участкам подошвы начинает подниматься т.н. *диапир* (клин глины), который нередко полностью разрывает песчаный слой, превращая его в сингенетические будины. Наряду с глинистыми встречаются и песчаные *нептунические дайки*. При уплотнении водонасыщенных песков и уменьшении их объема происходит отжатие поровых вод. Удаляемая вода с большой скоростью поднимается вверх по трещинкам, захватывая песчаные зерна и вынося их на поверхность осадка. В результате образуются своеобразные столбчатые текстуры, пересекающие слоистость (см. рис. 6.19б).

Биологические знаки, или **биоглифы**, очень разнообразны, многочисленны и часто сходны с биоглифами на кровле песчаных слоев: это *извилистые валики* диаметром от 3–4 мм до 5–10 см, оставляемые двустворками, гастроподами, червями и другими беспозвоночными (рис. 6.24г); *бугры* – входы и выходы зарывающихся крабов, раков, креветок, двустворок, а также *одиночные бугры* – следы лежания, отдыха и падения трупов, размером от 3–5 мм до 20–30 см и больше, нередко характерные по форме (например, медузы, пятиконечные звезды и др.) (рис. 6.24д); *слепки ног* птиц, рептилий, млекопитающих и других животных (рис. 6.24е). Нередко встречаются слепки лап и хвоста крокодилов, варанов, ящериц, а в четвертичном периоде к ним прибавляются слепки ног медведей, мамонтов и даже людей.

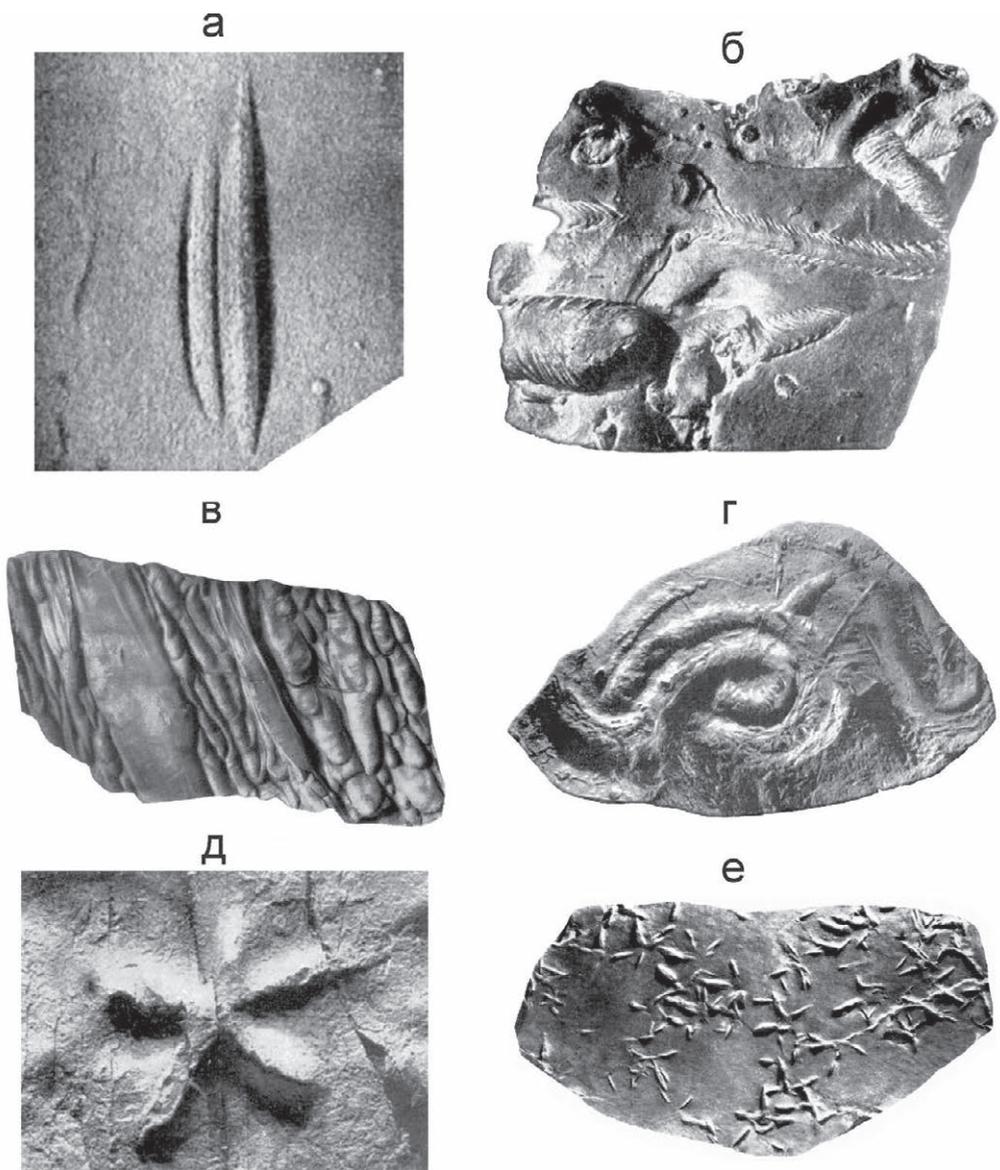


Рис. 6.24. Подошвенные рельефные знаки механического (а-в) и биологического (г-е) происхождения, по (Атлас..., 1962).

а – обоюдоострые валики - слепок с углубления, оставленного раковиной аммонита; б – шевронные валики – слепок следа волочения предмета по дну; в – знаки внедрения песчаных валиков в илистое дно; г – отпечаток следов ползания по дну морского животного; д – слепок углубления, оставленного телом пятилучевой медузы на морском дне; е – слепки следов птиц.

ГЛАВА 7. КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Знание состава и строения осадочных горных пород, умение их систематизировать являются одним из необходимых условий для успешного использования литологии при изучении и освоении недр Земли.

Единой общепризнанной классификации осадочных горных пород не существует, что связано с целым рядом трудностей, в частности с их полигенетичностью: некоторые породы могут образовываться различным путем (например, известняки могут быть химического, биогенного и обломочного происхождения). Практически все существующие классификации основываются на четырех признаках первичного осадочного вещества: его происхождении (генезисе), способе осаждения, минеральном составе и структурных признаках.

Существуют и другие принципы классификации. Л.В. Пустовалов (1940) в основу разделения пород положил теорию осадочной дифференциации вещества, выделяя ряды пород, возникших при механической и химической дифференциации; В.М. Батулин (1937) – фазы исходного вещества, из которых образуются породы; Ф. Петтиджон (1981) – тектонический принцип формирования пород в различных тектонических условиях и т. д. Однако все эти классификации являются достаточно сложными и громоздкими и не получили широкого распространения. Российские литологии в течение многих десятилетий пользовались классификацией М.С. Швецова (1958), не потерявшей своего значения и по сей день. Его классификация основывалась на учете взаимосвязанных генетических признаков образования, осаждения, структуры и минерального состава отложений. Согласно этой классификации, по генезису и вещественному составу выделяются породы обломочные (или терригенные), глинистые и хемобиогенные.

1. **Обломочные (терригенные) породы** – продукты механического разрушения древних материнских пород. Представлены различными песками и песчаниками, конгломератами, гравелитами и алевролитами. Главные генетические признаки пород – размер, форма и минералогический состав обломков.

2. **Глинистые породы** – продукты химического и механического разрушения материнских минералов. Породы этой группы содержат обычно примесь обломочных частиц, что свидетельствует о промежуточном положении этой группы среди образований обломочного и химического происхождения. Основные генетические признаки – условия среды разрушения материнской породы и характер дальнейших изменений осадка.

3. **Химические и биохимические породы** возникают за счет наиболее растворимых продуктов химического разрушения материнских минералов. Из возникших за счет этого коллоидальных и истинных растворов осадки выпадают либо чисто химически, либо при участии организмов. Породы этого типа обычно связаны друг с другом рядом переходов и часто не имеют четких границ. Таким путем образуются карбонатные, кремнистые, фосфатные, сульфатные, алюминистые, железистые, марганцевые породы и каустобиолиты (торф, уголь, нефть). Главный генетический признак этих пород определяется способом выделения и концентрации осадка (чисто химический или органический).

Дальнейшее подразделение в пределах генетических групп производится по вещественному составу и структурным особенностям пород. Например, для обло-

мочных пород главные классификационные признаки – структура обломочной части (размер частиц) и количественные соотношения между ними, для карбонатных пород ведущие признаки при классификации – химико-минералогический состав и структура. В некоторых случаях используют также условия залегания (пластовые и конкреционные тела в кремнистых, фосфатных и других породах).

Более петрографическую классификацию создал Н.В. Логвиненко (1967). Он считал, что при классификации различных групп осадочных пород не следует какому-либо признаку отдавать предпочтение перед другим. По его мнению, генетический признак должен сочетаться с подразделением по вещественному составу и текстурно-структурными особенностями пород. По вещественному составу, генезису и, отчасти, структуре он выделил 10 групп пород: 1) обломочные, 2) глинистые, 3) глиноземистые, 4) железистые, 5) марганцевые, 6) фосфатные, 7) кремнистые, 8) карбонатные, 9) соли, 10) каустобиолиты. Каустобиолиты в данном учебнике не рассматриваются, т.к. их изучению посвящена отдельная дисциплина.

Границы между группами довольно условны и относительно. В природе те процессы, в результате действия которых образуются осадочные породы в «чистом» виде проявляются редко. Поэтому очень широко распространены смешанные породы, которые образованы двумя и более процессами. Например, глинистые породы, в составе которых есть минералы – продукты разрушения материнских пород, а также минералы-новообразования, синтезированные из растворов или образовавшиеся при диагенезе. Некоторые разности известняков и кремней сложены как скелетами организмов, так и продуктами их растворения. Для отнесения породы к тому или другому классу основанием служат количественные соотношения между их составными частями. Например, к обломочным относят породы на 50% и более состоящие из обломочного материала, а к глинистым – состоящие на 50% и более из глинистых минералов и пелитового материала.

ГЛАВА 8. ОБЛОМОЧНЫЕ, ИЛИ ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

8.1. Определение и классификация обломочных пород

Обломочными или терригенными называются осадочные породы, обладающие обломочной структурой и на 50% и более состоящие из твердых обломков кварц-силикатного состава, образовавшихся при разрушении более древних пород, их перемещении и трансформации под действием различных агентов (дробления, истирания, окатывания). Только для обломочных пород обломочная структура является основной.

Обломочные породы являются одной из наиболее важных и распространенных групп осадочных пород, отличающихся разнообразием, сложным составом и различными условиями образования. Осадочные породы несут в себе важнейшую информацию, позволяющую восстановить не только условия седиментации, но и определить положение, рельеф, состав и другие особенности строения древних областей размыва, направление и способы переноса обломочного материала, динамику среды отложения, иногда климат. С обломочными породами связано большинство запасов полезных ископаемых, в том числе более половины углеводородного сырья.

Классификация обломочных пород строится по структурным признакам – размеру и форме обломков. Как дополнительные используются характер связи между обломками, т.е. степень сцементированности, а также их минеральный, точнее, компонентный состав.

Классификация по размеру обломков считается основной, поскольку поведение обломочных частиц в ходе седиментации (т.е. скорость, дальность и характер

переноса и отложения) определяется, прежде всего, их размером и лишь отчасти формой и удельным весом.

В основу классификации, применявшейся многие годы отечественной литологии, был положен *десятичный принцип классификации*. Терригенные породы объединялись по группам, размер каждой из которых в 10 раз превышает соседний. Например, глинистые породы сложены частицами менее 0,01 мм, в алеволитах преобладают частицы 0,01-0,1 мм, в песчаниках 0,1-1 мм и в грубообломочных породах – более 1 мм. Эта классификация имеет свое преимущество – она удобна и проста. Но вместе с тем она искусственна и не учитывает естественные свойства частиц различного размера. Поэтому в последние годы в России переходят к другой, более естественной классификации, применяемой зарубежными исследователями (табл. 8.1). Размерные границы между группами пород в ней выбраны не формально, а в результате многолетнего изучения обломочных пород и, как правило, отражают изменения гидродинамических характеристик отрыва и форм переноса частиц разного размера. Кроме того, граница в 2 мм (между песком и гравием) отражает присутствие в песчаных породах обломков пород и минералов, а в грубообломочных породах – только обломков.

Таким образом, среди обломочных пород по величине обломков выделяют следующее группы:

- 1) *грубообломочные*, или *псефиты* – породы, состоящие из обломков более 2 мм;
- 2) *среднеобломочные*, или *псаммиты* – песчаные породы, сложены зернами от 2 до 0,05 мм;
- 3) *мелкообломочные*, или *алевриты* – пылеватые породы, с размером частиц от 0,05 до 0,005 мм;

К обломочным породам некоторые исследователи относят и *тонкодисперсные* породы или *пелиты* – глинистые породы с размером частиц менее 0,005 мм.

Для всех обломочных пород характерна обломочная структура, которая, в зависимости от размеров обломков, подразделяется на псефитовую, псаммитовую, алевритовую и пелитовую.

Кроме того, помимо структуры, все обломочные породы разделяются: 1) по форме обломков на *окатанные* и *неокатанные*, 2) по сцементированности или литификации – на *рыхлые* (*несцементированные*) и *сцементированные*. Важным классификационным признаком обломочных пород является минеральный, или компонентный состав обломков и зерен, который будет более подробно рассмотрен при описании отдельных групп пород.

8.2. Грубообломочные породы, или псефиты

Грубообломочными, или **псефитами** называются породы, содержащие более 25% (по весу или объему) обломков, величина которых по длинной оси превышает 2 мм. Большой размер обломков, слагающих псефиты, обуславливает преобладание среди них горных пород, а не минералов.

В грубообломочных породах различаются три составных элемента: 1) *обломки пород* размером не менее 2 мм, высокое содержание которых является их диагностическим признаком; 2) *заполняющее вещество* или *заполнитель*, его еще также называют *матриksom*, представляющий собой более тонкий обломочный материал (например, песок), отложившийся одновременно с крупными обломками и поэтому имеющий тот же состав; 3) *цемент* или *связывающее вещество*, обычно образующийся позже по отношению к обломкам.

Классификация грубообломочных пород осуществляется по следующим признакам: 1) форме обломков; 2) наличию и составу цемента и заполняющего вещества; 3) размерам обломков и процентному их содержанию; 4) минералогическому составу обломков; 5) происхождению.

Таблица 8.1. Классификация обломочных пород по структурным признакам.

Группа пород	Размеры обломков в мм	Рыхлые (несцементированные)		Сцементированные			
		Окатаные	Неокатаные	Окатаные	Окатаные	Неокатаные	
Грубообломочные (песфиты)	5000–10000	Крупные глыбовые валуны	Крупные глыбы	Крупновалунно-глыбовые	Контломераты	Крупноглыбовые	
	1000–50000	Мелкие глыбовые валуны	Мелкие глыбы	Мелковалунно-глыбовые		Мелкоглыбовые	
	500–1000	Крупные валуны	Крупные отломы (блоки)	Крупновалунные		Крупноотломные (блоковые)	
	250–500	Средние валуны	Средние отломы (блоки)	Средневалунные		Среднеотломные (блоковые)	
	100–250	Мелкие валуны	Мелкие отломы (блоки)	Мелковалунные		Мелкоотломные (блоковые)	
	50–100	Крупный галечник	Крупный щебень	Крупногалечные		Крупнощебеночные	
	25–50	Средний галечник	Средний щебень	Среднегалечные		Среднещебеночные	
	10–25	Мелкий галечник	Мелкий щебень	Мелкогалечные		Мелкощебеночные	
	5–10	Крупный гравий	Крупная дресва	Крупногравийные		Дресвянки	Крупнодресвяные
	2–5	Мелкий гравий	Мелкая дресва	Мелкогравийные			Мелкодресвяные
Песчаные (псаммиты)	1–2		Грубозернистые	Песчанники		Грубозернистые	
	0,5–1		Крупнозернистые			Крупнозернистые	
	0,25–0,5	Пески	Среднезернистые			Среднезернистые	
	0,1–0,25		Мелкозернистые			Мелкозернистые	
	0,05–0,1		Тонкозернистые			Тонкозернистые	
Алевритовые (алевриты)	0,025–0,05		Крупнозернистые	Алевро-литы		Крупнозернистые	
	0,01–0,025	Алевриты	Среднезернистые			Среднезернистые	
	0,005–0,01		Мелкозернистые			Мелкозернистые	
Глинистые (пелиты)	<0,005		Глины			Аргиллиты	

Прежде всего, грубообломочные породы разделяются *по форме*, а точнее *степени окатанности* слагающих их обломков. В зависимости от того окатаны или нет обломки, выделяют два ряда пород: состоящие из неокатанных обломков называют *дресвянниками* (рис. 8.1в) и *брекчиями* (щебенчатыми, глыбовыми, блоковыми) (рис. 8.1г), а сложенные окатанными – *гравелитами* (рис. 8.1е) и *конгломератами* (валунными и галечными) (рис. 8.1ж). Широко распространены и промежуточные, смешанные породы, которые называются *конгломерато-брекчиями* (или *конглобрекчиями*) (рис. 8.1д) и *гравелито-дресвянниками*. Они бывают двух типов. Первый из них образуется при одновременном накоплении округлых и угловатых обломков, имеющих разный состав и происхождение. Второй тип возникает на промежуточной стадии окатывания обломков и в дальнейшем они переходят в конгломераты.

Естественно, грубообломочные породы редко бывают чисто одного гранулометрического размера, обычно это смешанные разнотельные породы, что выражается разной степенью их сортировки. Когда же в смешанной породе, кроме того, обломочная часть составляет менее 80%, а остальное приходится на цемент и заполнитель (матрикс), то такую породу называют *микститом*. В зависимости от размера, формы и соотношения обломков с песчано-глинистым материалом они подразделяются на валунно-галечно-глинистые, песчано-глинисто-галечные, глыбово-валунно-глинистые и т.д.

Следующим критерием для подразделения грубообломочных пород служит *степень цементации* обломочного вещества. По цементированности они разделяются на *рыхлые* или *несцементированные* и *сцементированные*. Первые называются *дресвой*, *гравием*, *щебнем*, *галечниками*, *глыбовыми накоплениями*, *валунниками* (рис. 8.1а, б), а вторые – *дресвянниками*, *гравелитами*, *брекчиями*, *конгломератами* (рис. 8.1в-ж). Породы, как правило, сцементированы вторичными, диагенетическими минералами. Наиболее обычны базальный и поровый типы цемента (см. рис. 6.9). Пленочный и контактовый типы довольно редки и встречаются в породах, прошедших постседиментационное преобразование. По составу цемент может быть известковым, кремнистым, железистым, фосфатным, глинистым и т.д.

По *минерально-петрографическому составу* обломочные грубообломочные породы делятся на три группы – мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые. *Мономиктовые* породы состоят более чем на 90% из обломков одной и той же породы (рис. 8.1в), а мелкогравийные могут состоять и из зерен минералов, чаще всего кварца. Примером служат вулканико-миктовые конгломераты и брекчии, сложенные исключительно обломками вулканических пород одного состава. *Олигомиктовые* или *малосмешанные* породы состоят из обломков 2-3 типов пород (рис. 8.1г). Например, конгломераты и гравелиты сложенные обломками кремней и кремнисто-глинистых пород. *Полимиктовые* породы сложены обломками более чем 3-х типов пород (рис. 8.1д-з) и отличаются наибольшей распространенностью и разнообразием составов. Поскольку они могут быть сложены одновременно породами различного происхождения (вулканического, терригенного, органогенного), то и их обломки, в силу различной устойчивости, могут иметь различный размер, форму и окатанность.

Структурные особенности грубообломочных пород определяются размерами, степенью сортированности и формой обломков, наличием или отсутствием заполняющего вещества (матрикса) и цемента, их количественными соотношениями и характером взаимного расположения. Соответственно выделяют *псефитовые* и *псаммо-псефитовые* структуры с различными типами цемента.

Заполнитель или *матрикс* – более мелкие обломки, зерна и частицы, отлагающиеся, как правило, вместе с обломочной частью породы и поэтому имеющие обычно тот же или близкий состав, а также обломочную пелитовую, алевропелитовую, алевролитовую либо песчаную структуру.

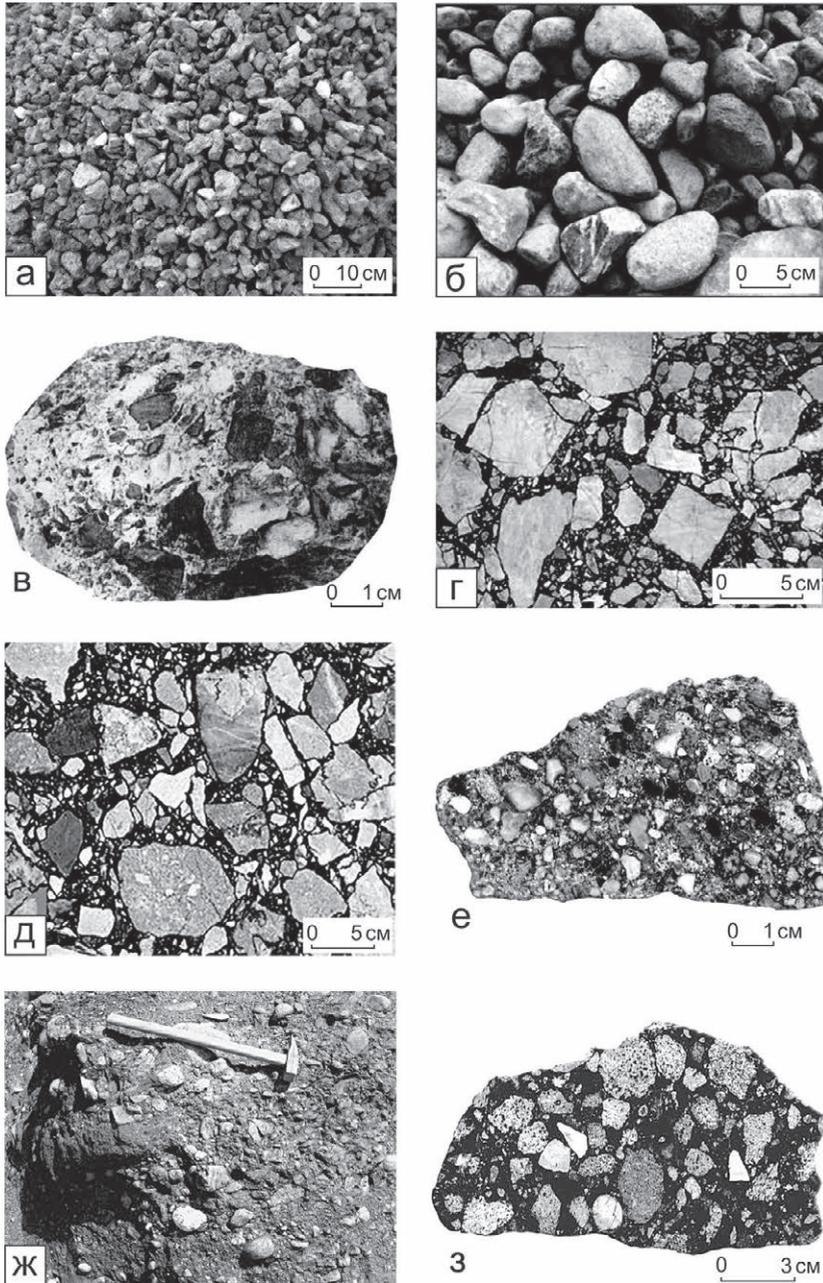


Рис. 8.1. Грубообломочные породы (псефиты).

а-б – несцементированные породы: а – средний щебень; б – крупный речной галечник; в-з – сцементированные породы: в – дресвяник сложенный обломками сланцев, цемент карбонатный; г – брекчия среднешебеночная с углисто-глинистым цементом; д – конгломерато-брекчия полимиктовая с гематитовым цементом; е – гравелит мелкогравийный полимиктовый, цемент глинистый; ж – конгломерат полимиктовый средне-крупногалечный с глинистым цементом и песчано-алевритовым заполнителем; з – микстит галечно-гравийно-глинистый.

Текстурные особенности грубообломочных пород определяются, прежде всего, наличием или отсутствием слоистости и ее характером, взаимным расположением обломков и их пространственной ориентировкой. Соответственно, выделяют текстуры *слоистые* (горизонтально-слоистые, линзовидно-слоистые, косослоистые, диагонально-слоистые и др.) и неслоистые: а) с совершенно неориентированными обломками, и б) с чешуйчато или черепитчато расположенными обломками. Такая ориентировка обломков характерна для русловых отложений рек, в которых плоские гальки располагаются с наклоном против течения (рис. 8.2).



Рис. 8.2. Черепитчатое расположение галек в водном потоке, по (Фролов, 1992).

Дальнейшее подразделение грубообломочных пород основывается на их **происхождении**, которое и определяет особенности слагающих их обломков – окатанность, количество в породе, состав, а также характер заполняющего вещества и цемента.

Грубообломочные породы, сложенные *окатанными обломками* – гравелиты, галечники и конгломераты образуются в морях, озерах, в речных долинах, в результате перемыва морен, в области предгорий, иногда благодаря деятельности ветра.

Морские галечники и конгломераты образуются в области прибоя, в дельтах рек и в местах с сильным донным течением. Галька в морских осадках обычно хорошо окатана и отсортирована по размеру. Размер обломков – от валунов до мелкой гальки и гравия. Удлиненные и уплощенные гальки прибойной полосы ориентированы по слоистости и полого наклонены в сторону моря, углы наклона пологие. Морские галечники и конгломераты залегают в виде маломощных пластов, но распространены обычно на большой площади. Их присутствие свидетельствуют о трансгрессии моря, и имеет важное стратиграфическое значение. Часто подобные конгломераты имеют местные специальные названия, в Альпах, например *веруккано* или *нагельфлю*.

Озерные галечники и конгломераты отличаются от морских небольшим площадным распространением и малой мощностью, и только в дельтах горных рек, впадающих в озера, их мощность может быть значительной. В небольших озерах при равнинном рельефе суши происходит накопление только мелкой гальки и гравия.

Речные галечники и конгломераты встречаются главным образом в долинах горных рек. Они характеризуются довольно плохой сортировкой и средней окатанностью. Размер обломков изменяется в широких пределах – от валунов до гравия. Удлиненная галька обычно располагается с крутыми ($15-30^\circ$) углами наклона против течения. Речные галечники и конгломераты залегают в виде пластов и линз мощностью до десятков и сотен метров. Распространены они полосами или лентами, вытянутыми вдоль речной долины.

Флювиально-гляциальные галечники и конгломераты характерны для областей развития ледниковых отложений и образуются в результате перемыва морен. Иногда галечниковый материал слагает озы и камы. Залегают в виде небольших линз и изгибающихся лент малой мощности. Степень обработки и сортировки обломочного материала невысокая. Галька и валуны несут следы ледниковой обработки (ледниковые шрамы).

Потоковые галечники и конгломераты встречаются в области предгорий. Они образуются при выходе на равнину бурных горных рек и временных потоков, образующих конуса выноса. Обломочный материал характеризуется довольно плохой сортировкой и окатанностью. Удлиненная галька наклонена в сторону гор (против течения потоков), углы наклона крутые. Потоковые галечники залегают

в виде довольно мощных (сотни метров) пластов и линз и распространены полосами и лентами вдоль подножий гор в виде слившихся конусов выноса.

Золотые галечники и конгломераты встречаются сравнительно редко. Они образуются в некоторых пустынях, где во время частых бурь и ураганов ветер достигает огромной силы. Гальки золотого происхождения имеют характерную форму в виде окатанных трехгранников, хорошо отшлифованы, но плохо сортированы по размеру.

Широко распространено деление конгломератов на базальные и внутриформационные. *Базальные конгломераты* связаны с длительными региональными эрозионными перерывами и обычно находятся в основании крупных осадочных формаций, залегающих с угловым или параллельным несогласием на более древних толщах. В большинстве случаев это морские отложения, возникающие при наступлении или трансгрессии моря. Базальные конгломераты характеризуются: 1) хорошей окатанностью галек и валунов; 2) преобладание обломков твердых и крепких пород; 3) песчано-гравийным и, реже, алевро-песчаным матриксом. Базальные конгломераты характерны для оснований трансгрессивных свит. *Внутриформационные конгломераты* залегают в виде прослоев в толще осадочных пород, обычно без отчетливых признаков размыва и перерыва в осадконакоплении. Им свойственны: 1) слабая окатанность обломков, что объясняется их образованием за счет перемыва местных пород; 2) преобладание неустойчивых при транспортировке обломков мягких пород (например, глин и алевроитов); 3) разнообразие матрикса.

Грубообломочные породы, сложенные *неокатанными обломками* – дресвяники, щебенистые отложения и брекчии являются довольно редкими породами. Неправильная, угловатая форма обломков связана с отсутствием, либо слабой их механической обработкой. Накопление подобных отложений происходит, как правило, в непосредственной близости к источникам разрушения. Они образуются чаще всего на склонах гор, берегах озер и морей и т.п. Имеются и особые типы брекчий: вулканические, тектонические и даже органогенного генезиса (костяные). Сортировка материала в брекчиях почти отсутствует, они содержат частицы самого различного размера – от неокатанных глыб до мелкого щебня, дресвы и песчано-глинистого материала (брекчии подножий гор, селевых потоков и др.). Мощных толщ и выдержанных горизонтов брекчии практически не образуют.

Выделяются следующие генетические типы брекчий, по Д.В. Наливкину (1956):

I. *Обломочные брекчии и щебенистые отложения*: а) наземные – осыпей, потоков, обвалов и оплывин, ледниковые, выветривания, пещер и подземных обвалов; б) озерные – приобья, обвалов, потоков, подводных оползней, костяные; в) морские – приобья, обвалов, потоков, донных течений, подводных оползней, костяные, усыхания, рифовые.

II. *Вулканические брекчии и щебенистые отложения*: а) извержений (взрывов); б) лавовых потоков; в) интрузий.

III. *Сопочные брекчии и щебень*: а) жерл; б) потоков грязи.

IV. *Тектонические брекчии*: а) трения; б) складок; в) соляных куполов.

V. *Химические брекчии*: а) доломитизации; б) гидратации; в) почвообразования.

VI. *Литогенетические брекчии*: а) уплотнения; б) сотрясения; в) замерзания.

8.3. Песчаные породы, или псаммиты

Песчаными породами, или **псаммитами** называются осадочные породы, состоящие преимущественно (более чем на 60%) из обломков минералов и горных пород размером от 0,05 до 2 мм.

Песчаные породы образуют важнейший класс осадочных пород, поскольку они составят около четверти всех осадочных пород. Многие пески и песчаники являются полезными ископаемыми и применяются при строительстве, в химической,

стекольной, металлургической промышленности; кроме того, они являются важнейшими коллекторами газа, нефти и минеральных вод. Песчаные породы лучше других отложений способствуют пониманию геологической истории. Их состав дает ключ к установлению источников сноса, а структуры и текстуры служат показателем палеотечений и позволяют судить об условиях осадконакопления.

Песчаные породы, также как и грубообломочные, состоят из трех составных элементов: 1) обломков пород и минералов; 2) заполняющего вещества или матрикса, и 3) цемента, который может быть самым разнообразным по структуре и составу.

Песчаные породы классифицируются по следующим признакам: 1) степени цементации, т.е. наличию либо отсутствию цемента; 2) размеру обломков; 3) степени их сортированности; 4) форме обломков; 5) составу, количеству, способу образования и структуре цемента; 6) наличию и составу заполняющего вещества (матрикса); 7) минералого-петрографическому составу обломков; 8) по происхождению.

По *степени цементации* обломочного материала песчаные породы делят на *рыхлые* или *нецементированные* разности, которые называют **песками**, и *цементированные* – называемые **песчаниками**.

Классификация песчаников по *размеру обломков* является основной, поскольку по размерам обломочных зерен можно судить о том, в каких динамических условиях происходило накопление песков, каковы были скорости течения или ветра; в каких обстановках (речных или морских) накапливался осадок и как быстро он формировался. Размер обломков является главной структурной характеристикой песчаных пород (рис. 8.3). Исследование распределения обломков по размерным классам считается одним из важнейших направлений при изучении песчаников. Песчаные породы, в зависимости от размеров слагающих их обломков, принято делить на пять классов: тонкозернистые (0,05-0,10 мм), мелкозернистые (0,10-0,25 мм), среднезернистые (0,25-0,50 мм), крупнозернистые (0,50-1 мм) и грубозернистые (1-2 мм).

Величина зерен определяет и *структуру* песчаных пород, которую обычно называют *псаммитовой*, *песчаной* или *зернистой*. В соответствии с выделяющимися размерными классами песчаников она подразделяется на грубо-, крупно-, средне-, мелко- и тонкопсаммитовую или зернистую. Кроме того, для песчаников характерны все типы конформных и *кластических неконформных* структур.

Сортированность является одним из структурных признаков песчаных пород, позволяющим судить о том, в каких условиях и как долго накапливался песчаный осадок. Песчаные породы, как и все типы обломочных пород, редко слагаются обломками одной размерности. Обычно в них выделяются зерна нескольких классов размерности. В соответствии с этим по степени сортированности выделяются: плохо сортированные, средне сортированные и хорошо сортированные песчаные породы (рис. 8.3). В хорошо сортированных песках и песчаниках более 90% частиц сосредоточено в одном классе, название которого вводится в название породы, например: «грубозернистый», «тонкозернистый» песок или песчаник. Если большинство обломков сосредоточено не в одном, а в двух классах, порода определяется как средне сортированная и называется в соответствии с названиями этих классов: «грубо-крупнозернистый песчаник», «мелко-тонкозернистый песок» и т.д. При этом на второе место ставится название того класса, содержание зерен которого больше. Если большинство обломков распределено более чем в двух классах, порода относится к плохо сортированной. В этом случае в названии пород также употребляются наиболее представленные размерности, например: средне-крупнозернистые, мелко-тонкозернистые песчаники и т.д.

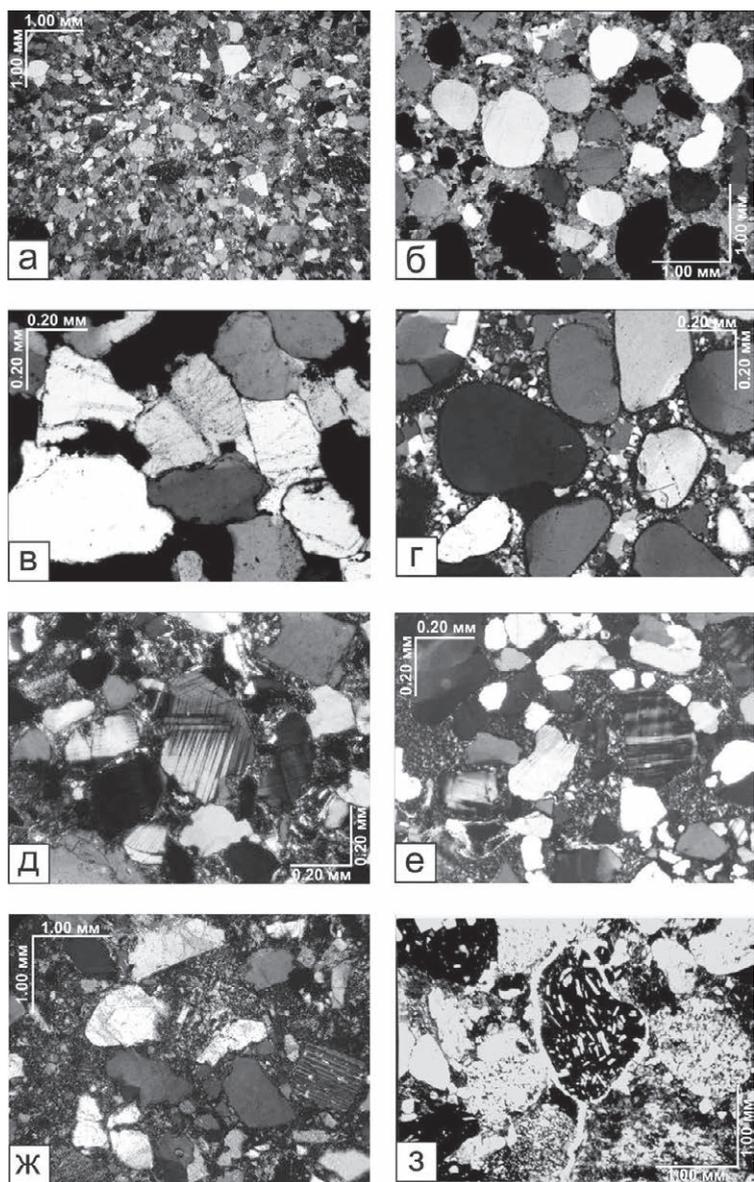


Рис. 8.3. Структурные и минералого-петрографические типы песчаных пород, (фото автора, М.И. Тучковой, В.В. Костылевой).

а – мелко-среднезернистый плохо сортированный полимиктовый песчаник; б – средне-крупнозернистый средне сортированный хорошо окатанный мономиктовый кварцевый песчаник с базальным карбонатным цементом; в – средне-крупнозернистый хорошо сортированный кварцевый песчаник с вторичным регенерационным кварцевым цементом; г – средне-крупнозернистый хорошо окатанный олигомиктовый кварцевый песчаник с крустификационным кварцевым цементом; д – среднезернистый средне окатанный и сортированный олигомиктовый полевошпат-кварцевый песчаник с порово-пленочным карбонатно-слиудистым цементом; е – средне-мелкозернистый средне сортированный и окатанный аркозовый песчаник с пленочным карбонатным цементом; ж – средне-крупнозернистый средне сортированный слабо окатанный полевошпат-кварцевый граувакковый песчаник с порово-пленочным слюдисто-глинистым цементом; з – крупнозернистый плохо сортированный вулканомиковый граувакковый песчаник с порово-пленочным глинистым цементом.

Обломочные зерна, слагающие песчаные породы, могут иметь самую различную **форму**. Она зависит от физических свойств обломков, условий разрушения, транспортировки и накопления осадков. Генетически самой важной стороной формы песчаников является окатанность зерен. *Степень окатанности* песчаных пород, в зависимости от стоящей задачи, может оцениваться по трех- или пятибалльной шкале (см. рис. 6.6). По пятибалльной шкале обломки принято делить на неокатанные (угловатые), плохо (слабо) окатанные, полу (средне) окатанные, хорошо окатанные и очень хорошо окатанные.

В составе сцементированных песчаных пород важным структурным элементом является **цемент**. При полном выполнении пор он может составлять от 25 до 35% объема породы. Изучение характера и вещественного состава цемента способствует пониманию физико-химических обстановок седиментации, а также происходивших в породе постседиментационных изменений. В песчаниках устанавливаются практически все известные структурные типы цементов (см. рис. 8.3).

По *времени образования* цементы песчаников могут быть первичными, образующимися одновременно с осадждением обломочных частиц, и вторичными, возникающими на поздних стадиях формирования породы. По *количественному соотношению обломков и цементирующего вещества* различают песчаники с базальным, поровым, пленочным и контактным цементом. По *характеру взаимоотношений обломков и цемента* выделяются цементы: крустификационный или обрастания зерен, регенерационный или нарастания, коррозионный или разъедания, пойкилитовый и механического выполнения пор. По *степени кристалличности вещества* различают цемент аморфный, некристаллический и кристаллический. По *характеру распределения в породе* встречается цемент равномерно распределенный и сгустковый. И, наконец, по *минеральному составу* цемент в песчаниках бывает мономинеральным (однородным) – глинистым, известковым, кремнистым, железистым, иногда хлоритовым, цеолитовым, фосфатным, сульфатным или полиминеральным (неоднородным) – глинисто-известковым, кремнисто-глинисто-известковым и т. д. В песчаниках обычно сочетаются различные типы цементации: по количеству цемента, способу образования, кристалличности, структуре и минеральному составу. Например: порово-пленочный, крустификационно-поровый цемент, регенерационно-поровый и т.д.

В основу **минералого-петрографической классификации** песчаных пород положен состав слагающих их обломочных зерен. По этому признаку выделяются мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые породы. К **мономиктовым** (рис. 8.3б, в) относятся мономинеральные пески и песчаники – кварцевые, полевошпатовые, магнетитовые и глауконитовые, а также моновулканокластические и монолитокластические породы, в которых более 90% обломков сложено одним типом пород. К **олигомиктовым** (рис. 8.3г, д) относятся песчаники, состоящие из обломков 2-3 типов, а содержание преобладающего компонента составляет от 50 до 90%. К ним относятся различные кварцево-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые, глауконито-кварцевые и другие песчаные породы. **Полимиктовые песчаники** (рис. 8.3а, е, ж, з) сложены обломками более чем 3-х типов пород, а содержание ни одного из компонентов не превышает 50%. Это самый распространенный тип песчаных пород. Некоторые часто встречающиеся разновидности полимиктовых песчаников получили собственные названия – аркозы и граувакки.

Аркозами или **аркозовыми песчаниками** (рис. 8.3е) называют песчаные породы, состоящие из обломочных зерен кварца (от 25 до 50%), полевых шпатов (не ниже 25%) и обломков пород (не более 25%), а также слюды и цемента, представленного гидрослюдой, каолинитом или карбонатами. Аркозы являются продуктами разрушения кислых интрузивных пород – гранитов, гранодиоритов, а также гнейсов.

Граувакками или *граувакковыми песчаниками* (от немецкого «грау» – серый, «вакка» – глина) (рис. 8.3ж, з) называют песчаные породы, состоящие в основном из обломков эффузивных, интрузивных, метаморфических и осадочных пород (до 75%), а также обломков кварца (до 60%) и полевых шпатов (до 65%). Помимо этого, обязательным признаком граувакк является значительное содержание (до 15% объема породы) связующего глинистого заполнителя или матрикса.

При смешивании обломочного материала разного состава возникают более сложные типы песчаных пород. Детальное разграничение этих типов является весьма сложной задачей. Оно производится при помощи существующих многочисленных треугольных классификационных диаграмм (рис. 8.4), основанных на содержании трех главных составных частей песчаников: кварца, полевых шпатов и обломков пород, которые вместе называются *породообразующими компонентами*. В некоторых классификациях иностранных авторов в качестве четвертого компонента используется еще и содержание глинистого заполнителя, т.е. матрикса. В этом случае диаграммы становятся уже четырехугольными (рис. 8,4е). Не станем подробно рассматривать и комментировать все эти классификации, остановимся лишь на наиболее распространенной в России классификации В.Д. Шутова (1967), которая проста, естественна и универсальна (рис. 8.5).

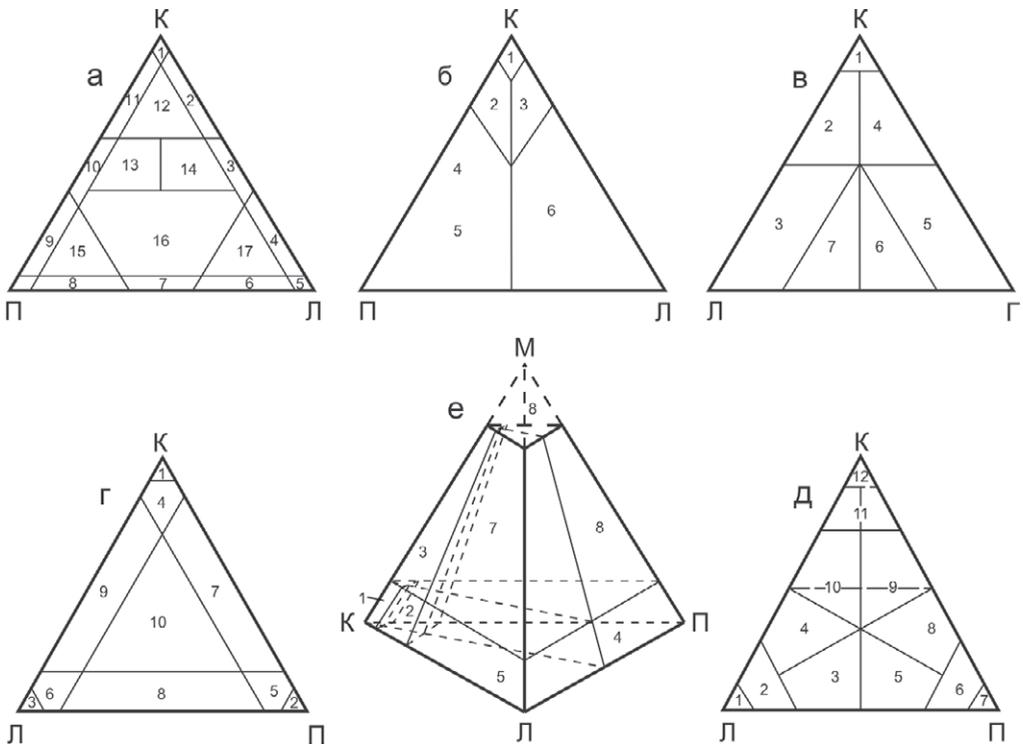


Рис. 8.4. Минералого-петрографическая классификация песчаных пород на диаграммах различных авторов, из (Фролов, 1992) с сокращениями.

а – по Л.Б. Рухину (1961); б – по Р.Х. Доту (1964); в – по Г.Ф. Крашенинникову (1964); г – по Н.В. Логвиненко (1967); д – по В.Т. Фролову (1992); е – по Ф.Дж. Петтиджону (1959).

К – кварц, П – полевые шпаты, Л – обломки пород, Г – гранитоиды, М – матрикс. Названия полей см. (Фролов, 1992).

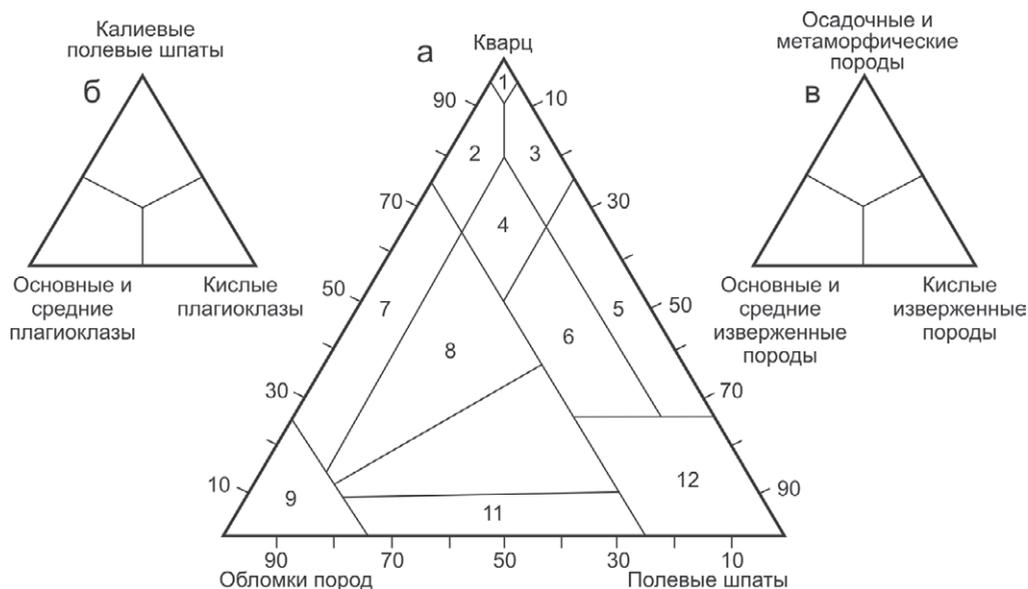


Рис. 8.5. Минералого-петрографические классификационные диаграммы типов песчаных пород В.Д. Шутова (1967).

а – основная классификационная диаграмма, поля: 1-4 – кварцевые песчаники: 1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекластито-кварцевые, 3 – полевошпат-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые; 5-6 – аркозы: 5 – собственно аркозы, 6 – литокластовые или граувакковые аркозы; 7-11 – граувакки: 7 – кварцевые граувакки, 8 – полевошпат-кварцевые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварц-полевошпатовые граувакки, 11 – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфы. Дочерние треугольники, детализирующие состав полюсов диаграммы: б – полевых шпатов, в – обломков пород.

В основу классификации В.Д. Шутова также положено традиционное соотношение трех главных компонентов – кварца, полевых шпатов и обломков пород, которые располагаются по углам треугольника, где они соответствуют 100% их содержания. В качестве дополнительных предусматриваются классификационные треугольники по составу обломков пород и составу полевых шпатов.

На **основном классификационном треугольнике** (см. рис. 8.5а) все многообразие песчаников делится на 3 группы и 11 типов. Поле №12 характеризует не терригенный тип пород – *кристаллотуфов* и поэтому в классификации песчаников не участвует.

К **первой группе** относятся минералогические поля, локализующиеся в верхнем углу треугольника и связанные с формированием кварцевых песчаников. Образование песчаников этой группы происходило за счет разрушения осадочных пород, имевших первичный существенно кварцевый состав, в том числе и аркозов. В породах кварцевой группы различаются четыре минералогических поля: (1) *мономиктовые кварцевые песчаники* (кварца >90%; а полевых шпатов и обломков пород ≤5%) и *олигомиктовые кварцевые песчаники*, среди которых в свою очередь выделяются (2) *кремнекластито-кварцевые* (кварца 65-95%; полевых шпатов ≤10%; обломков пород 5-25%), (3) *полевошпат-кварцевые* (кварца 65-95%; полевых шпатов 5-25%; обломков пород ≤10%) и (4) *мезомиктовые кварцевые* (кварца 50-80%; обломков пород и полевых шпатов по 10-25%) разности. Все перечисленные породы характеризуются присутствием среди полевых шпатов только калиевых шпатов и кислых плагиоклазов, при этом калишпаты преобладают.

Во *вторую группу* попадают поля аркозовых песчаников, возникших в результате разрушения полнокристаллических изверженных пород кислого и среднего состава, а также метаморфических пород высоких степеней метаморфизма. Особенности пород этого типа являются высокие, не менее 25%, содержания полевых шпатов. В этой группе выделяются поля (5) *чистых*, или *собственно аркозов* (кварца 25-75%; полевых шпатов 25-75%; обломков пород $\leq 10\%$) и (6) *литокластовых*, или *граувакковых аркозов* (кварца 25-65%; полевых шпатов 25-65%; обломков пород 10-25%).

В *третьей группе* выделяются поля граувакковых песчаников, формирующихся за счет разрушения комплекса эффузивных пород. Они занимают на диаграмме наибольшую площадь и концентрируются у вершины треугольника, представленной обломками пород. Граувакковые песчаники, образованные за счет размыва неизмененных, чисто эффузивных комплексов основного и среднего состава, образуют поля: (9) *собственно граувакк* (кварца и полевых шпатов $< 25\%$, а обломков пород 75-100%), (10) *кварц-полевошпатовых граувакк* (кварца 10-40%; полевых шпатов 15-65%; обломков пород 25-75%) и (11) *полевошпатовых граувакк* (кварца $\leq 10\%$; полевых шпатов 15-75%; обломков пород 25-75%). Все эти песчаники характеризуются преобладанием обломков полевых шпатов над кварцем. Граувакки, образованные в результате разрушения кислых эффузивов, а также различных кремнистых пород, формируют поля: (7) *кварцевых граувакк* (кварца 15-75%; полевых шпатов $\leq 10\%$; обломков пород 25-75%) и (8) *полевошпатовых граувакк* (кварца 15-65%; полевых шпатов 10-35%; обломков пород 25-75%). Характерным для этих песчаников является присутствие большого числа устойчивых компонентов: кварца, обломков кремней, кислых эффузивов, а также постоянное преобладанием кварца над полевыми шпатами.

Дочерние треугольники предназначены для детализации состава полевых шпатов и обломков пород.

Треугольник полевых шпатов (рис. 8.5, б). Характерным признаком многих, особенно изверженных, пород является преобладание в их составе какого-либо типа полевого пшата. Использование даже трехчленного деление группы полевых шпатов на калиевые, кислые плагиоклазы и более основные плагиоклазы (выше №20), позволяет достаточно уверенно характеризовать типы изверженных или метаморфических пород в области сноса. Полимиктовые песчаники на треугольнике характеризуются тремя полями, в которых преобладает один из типов полевых шпатов: 1) поле с преобладанием калиевых полевых шпатов, отвечающее породам, возникшим при разрушении кислых и щелочных гранитоидов или продуктов их переотложения; 2) поле с преобладанием основных плагиоклазов, характеризующее песчаники, возникшие в результате разрушения средних и основных изверженных пород; 3) поле с преобладанием кислых плагиоклазов, объединяющее значительную группу изверженных и метаморфических пород, претерпевших сильное вторичное изменение.

Треугольник обломков пород (рис. 8.5, в). Разграничение обломков, позволяющих уточнить тип материнских образований, наиболее важно для песчаников, образовавшихся в результате разрушения изверженных и метаморфических пород, т.е. при формировании пород граувакковой группы. Поэтому за основу при построении треугольника выбраны три основные генетические группы пород: осадочные, кислые, средние и основные изверженные и метаморфические. Соответственно треугольник для обломков пород делится на три поля: 1) поле с преобладанием основных и средних эффузивных и интрузивных пород; 2) поле с преобладанием кислых изверженных пород; 3) поле с преобладанием осадочных и метаморфических пород.

Комплексный анализ положения минералого-петрографических полей на основном и вспомогательных классификационных треугольниках позволяют

получить важную информацию: 1) о тектоническом режиме области формирования отложений; 2) о направленности и характере минералогических изменений в породах и как следствие – об особенностях климатических обстановок формирования песчаников; 3) о характере и составе пород питающих провинций, степени их однородности и процессах смещения материала.

Помимо породообразующих компонентов, в составе песчаных пород устанавливаются и так называемые *тяжелые* или *акцессорные минералы*. Они отличаются повышенной плотностью – большей, чем плотность некоторых тяжелых жидкостей, например бромформа, которая равна 2,85. Число видов тяжелых минералов в породе колеблется в широких пределах: от 2-3 до 20 и более. Эти минералы встречаются в очень небольших количествах – от нескольких сотых долей процента до исключительно высоких концентраций, которые отмечаются в некоторых россыпях. В большинстве же песчаников они составляют менее 1%. Обычно тяжелые минералы выделяются из породы путем осаждения в тяжелой жидкости (например, в бромформе или жидкости Туле), в которых кварц, полевые шпаты и обломки пород всплывают.

Тяжелые минералы происходят от акцессорных минералов материнских кристаллических пород, поэтому некоторые из них являются надежными диагностическими индикаторами для определенных состава областей питания (см. табл. 4.1). Так, из основных магматических пород происходят пироксены, оливин, амфиболы, магнетит, ильменит; из кислых – сфен, рутил, анатаз, брукит, лейкоксен, циркон, биотит апатит, турмалин, хромит, граната, шпинели; из метаморфических – амфиболы, гранаты, магнетит, хлорит, эпидот, цоизит, дистен, ставролит, силлиманит, андалузит, корунд, топаз, мусковит, биотит. Таким образом, определенный набор тяжелых минералов является показательным для определения типа исходной породы, из которой образовался данный осадок, а также позволяет делать вывод о геодинамической обстановке всей области питания.

Химический состав – еще одна сторона вещественного состава песчаных пород. Он в значительной мере отражает минерало-петрографические параметры, которые используются при классификации песчаников по типам. Химический состав песчаных пород складывается из химического состава обломочных компонентов, связующей массы и матрикса. Но поскольку обломочная часть преобладает, химический состав в первую очередь отражает состав обломков, что и выражается в его соответствии минерало-петрографической классификации.

В химическом составе песчаников (табл. 8.2) основным компонентом является SiO_2 , содержание которого практически не бывает ниже 50%, а в чистых кварцевых песчаниках достигает 95-99%. В олигомиктовых полевошпатово-кварцевых породах содержание SiO_2 не опускается ниже 85%. Аркозовые песчаники также имеют высокие содержания кремнекислоты (до 80%) и, кроме того, в них много Al_2O_3 , K_2O и Na_2O , что обусловлено высоким содержанием в них полевых шпатов. Наименьшее содержание кремнезема наблюдается в граувакках (60-70%). Вместе с тем, они имеют самые высокие среди большинства песчаников содержания второго по значению компонента – Al_2O_3 (до 20%), также для них характерно преобладание Na_2O над K_2O и MgO над CaO .

Таким образом, содержания химических компонентов в песчаных породах изменяется в зависимости от их принадлежности к определенному минерало-петрографическому типу. Видно как при переходе от пород кварцевой группы к аркозам, а затем к граувакка уменьшается содержание кремнекислоты, но увеличивается количество всех других окислов и особенно Al_2O_3 .

Основных генетические типы песчаных пород. Песчаные породы по своей природе полифациальны, т.е. образуются почти повсеместно в очень широком диапазоне как наземных, так и водных обстановок.

Таблица 8.2. Средние химические составы основных классов песчаников, по (Петтиджону, 1981) с дополнениями.

Окислы	Кварцевые песчаники	Полевошпат-кварцевые песчаники	Аркозы	Полевошпат-кварцевые граувакки	Кварц-полевошпатовые граувакки
SiO ₂	95,4	81,80	77,1	66,1	63,7
TiO ₂	0,2	—	0,3	0,3	0,6
Al ₂ O ₃	1,1	8,60	7,6	8,7	14,2
Fe ₂ O ₃	0,4	1,83	1,5	3,8	1,5
FeO	0,2	—	0,7	1,4	4,5
MgO	0,1	0,75	0,5	2,4	2,6
CaO	1,6	0,95	2,7	6,2	2,9
Na ₂ O	0,1	1,58	1,5	0,9	3,7
K ₂ O	0,2	1,57	2,8	1,3	1,4
H ₂ O ⁻	0,3		0,9	3,6	3,1
H ₂ O ⁺	—		—	0,7	0,6
P ₂ O ₅	—		0,1	0,1	0,2
MnO	—		0,2	0,1	0,1
CO ₂	1,1		3,0	5,0	1,1
SO ₃	—		—	—	0,4
П.п.п.		2,90			
Сумма	100,7	99,98	100,0	100,0	100,4

Морские пески и песчаники характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью зерен, плотной упаковкой, наличием волнистой и косоволнистой слоистости прибрежно-морского типа, знаков ряби, следов стекания, язычковых валиков, следов жизнедеятельности. Породы образуются в мелководной области шельфа, на литорали и сублиторали, реже в глубоководных обстановках. Они часто содержат морскую фауну и растительный детрит, снесенный с суши, глауконит и иногда фосфоритовые конкреции, отличаются широким площадным распространением и значительной мощностью пластов. В области пляжа они часто содержат ценные полезные ископаемые: ильменит, гранат, монацит, касситерит, золото и т.д.

Озерные пески и песчаники по структуре очень сходны с морскими, но отличаются иным составом фауны, небольшим площадным распространением и малой мощностью. Волнистая и косоволнистая слоистость озерных песков имеет такой же рисунок, но отличается меньшими размерами пачек и слоев. В озерных песках чаще встречается примесь глины и глинистые прослои.

Речные пески и песчаники характеризуются плохой сортировкой материала и значительно худшей окатанностью песчаных зерен. Упаковка песчаных пород в речных отложениях менее плотная, а пористость более высокая. В речных песках развита косая слоистость речного и потокового типа, а косоволни-

стая и перекрестная косая слоистость устанавливается в прирусловых валах и на пойме. Обычно песчаные породы речного происхождения содержат растительный детрит (стволы и ветки деревьев), а иногда – пресноводную фауну (пелециподы) и кости позвоночных животных. Речные песчаные породы встречаются в виде полос или лент, вытянутых вдоль речных долин. В русловых песках равнинных рек часто присутствует мелкая галька и гравий, количество которого значительно увеличивается в песчаных осадках горных рек и временных потоков. Речные пески часто содержат золотоносные, платиноносные, монацитовые, шеелитовые и другие россыпи, а также россыпи драгоценных камней.

Флювиально-гляциальные песчаные породы образуются в результате перемывания тальмими водами моренных отложений. Они обычно отличаются невысокой степенью сортировки и окатанности, наличием чередования горизонтальной и косой слоистости потокового и речного типа. Обычно флювиально-гляциальные пески содержат довольно значительную примесь гравия и гальки. Распространены они в виде пятен и линз неправильной формы и небольшой площади, реже в виде узких полос.

Золотые пески и песчаники образуются за счет переработки ветром более древних песчаных пород. Ветер легко удаляет из осадка легкие глинистые частицы, но вместе с тем, только при очень больших скоростях может переносить гравийный материал. Поэтому золотые пески характеризуются прекрасной сортировкой и окатанностью, а также полированной поверхностью песчинок. Эти отложения пользуются широким площадным распространением, отличаются значительной мощностью, наличием косой слоистости золотого типа и почти полным отсутствием органических остатков.

8.4. Алевритовые породы, или алевриты

Алевритовыми породами или **аледритами** называются мелкообломочные породы, состоящие преимущественно (более чем на 50%) из обломков минералов и горных пород размером от 0,005 до 0,05 мм. Рыхлые разности называют *аледритами*, а сцементированные – *аледролитами*. В алевритах может присутствовать примесь от первых процентов до 50% песчаного или пелитового т.е. глинистого материала, в таком случае алевриты называют *глинистыми* или *песчаными*.

Алевритовые породы имеют много общих черт с песчаными. Основные различия заключаются в меньшем размере зерен и, в связи с этим, несколько ином минералого-петрографическом их составе. В алевритах значительно выше доля устойчивых минералов – кварца, слюд, глинистых минералов, и заметно меньше роль полевых шпатов и обломков пород. Кроме того, алевдролиты, в отличие от песчаников, состоят из двух составных элементов: 1) обломков пород и минералов, и 2) цемента, а вот заполняющее вещество, то есть матрикс, отсутствует.

Алевритовые породы, и в особенности их крупнозернистые разности, по своим свойствам не существенно отличаются от песчаных, и поэтому классифицируются по тем же параметрам: 1) наличию либо отсутствию цемента; 2) размеру обломков; 3) степени сортированности и окатанности; 4) составу и структуре цемента; 5) минералого-петрографическому составу обломков; 6) по происхождению.

По степени цементации, как уже отмечалось, алевритовые породы делятся на рыхлые – алевдриты, и сцементированные – алевдролиты.

По размерности слагающих породы зерен алевдриты разделяются на мелкозернистые (0,005-0,01 мм), среднезернистые (0,01-0,025 мм) и крупнозернистые (0,025-0,05 мм) разности (рис. 8.6). Соответственно структуры пород определяются как мелко-, средне- и крупноаледритовые, а в случае примеси песчаного либо глинистого материала как алевдропсаммитовые и алевдропелитовые. Кроме того,

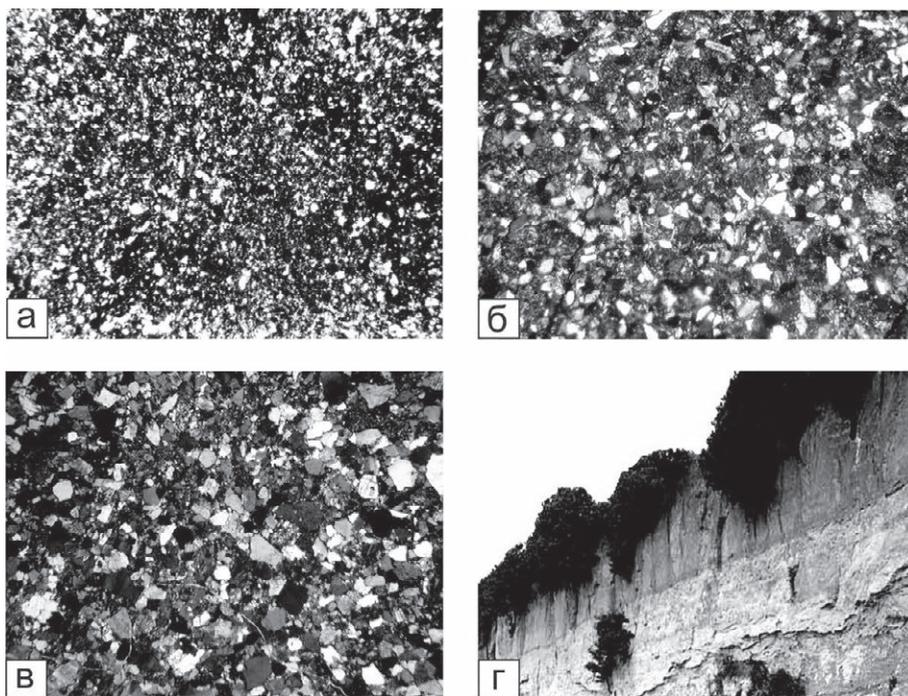


Рис. 8.6. Типы алевритовых пород.

а – мелкозернистый средне сортированный полимиктовый алевролит (увел. 40); б – среднезернистый хорошо сортированный кварц-полевошпатовый алевролит (увел. 50); в – крупнозернистый средне сортированный полимиктовый алевролит (увел. 50); г – обнажение лёсса, Китай.

часто встречаются микрослоистые и ориентированные структуры, образованные вытянутыми в одном направлении удлиненными чешуйками глинистых и слюдистых минералов. В случае же примеси в породе органических остатков структура определяется как органогенно-алевоитовая.

По степени сортированности алевритовые породы, как правило, гораздо лучше сортированы, чем песчаные, но и в них выделяют породы с хорошей, средней и плохой степенью сортировки. **По степени окатанности** алевритовые зерна разделяются на окатанные, угловато-окатанные и неокатанные. Вместе с тем, алевритовые частицы, по сравнению с песчаными, при одних и тех же условиях транспортировки, обычно обладают значительно меньшей окатанностью, а мелкозернистые разности почти всегда имеют остроугольную форму.

По структуре и количеству цемента в алевритовых породах выделяются те же типы: контактовый, пленочный, поровый, базальный, регенерационный, коррозионный, крустификационный, пойкилитовый и цемент механического выполнения пор. **По степени кристалличности вещества и распределению в породе** различают цементы аморфный и кристаллический, равномерно распределенный и сгустковый. **По составу** цемент в алевролитах бывает мономинеральным – глинистым, известковым, кремнистым, иногда хлоритовым, цеолитовым, фосфатным, сульфатным, либо полиминеральным – глинисто-известковым, кремнисто-глинисто-известковым и т. д.

Текстуры алевритовых пород как слоистые, так и неслоистые. Чаще всего встречается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием

микрослойков с различной крупностью зерна или минерального состава, а иногда различной окраской параллельных плоскостей напластования. Реже в алевролитах наблюдаются волнистая, косоволнистая и мелкая косая слоистость, причем наклон слойков в сериях значительно меньше, чем в соседних песчаниках. Также значительно меньше в алевролитах размеры серий и слойков. Поскольку насыщенный водой алевролитовый осадок даже при небольшом наклоне дна бассейна склонен к оползанию, в алевролитовых породах очень часто развиваются разнообразные подводнооползневые текстуры, текстуры взмучивания и внедрения. Кроме того, в них часто встречаются текстуры биотурбирования осадка ползающими и зарывающимися в ил животными. Алевролитовые породы обычно залегают в виде слоев, пластов и линз. Мощность их небольшая — сантиметры, метры, несколько метров и лишь в редких случаях достигает сотен метров.

По минералого-петрографическому составу обломков среди алевролитовых пород, так же как и среди песчаных, различаются мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые разности. Детальное разделение алевролитов по минералого-петрографическому составу не производится из-за их низкой геологической информативности и трудности макро- и микроскопической диагностики алевролитовых зерен. Важной особенностью алевролитовых пород, по сравнению с песчаными, является повышенные содержания или даже преобладание мономинеральных обломков, особенно кварца. Естественно при этом в них содержится значительно меньше обломков пород. Наиболее распространены породы кварцевого или кварц-полевошпатового составов. Встречаются также слюдястые алевролиты.

По химическому составу алевролиты занимают промежуточное положение между песчаными и глинистыми породами. Хотя химический состав алевролитов меняется в довольно широких пределах, они в целом содержат меньше SiO_2 , но больше Al_2O_3 , MgO и Na_2O по сравнению с песчаниками.

Происхождение алевролитовых пород. Алевролиты очень широко распространены: практически во всех песчаных толщах присутствуют алевролитовые пласты и прослойки. Это свидетельствует об их образовании в одинаковых либо близких тектонических и физико-географических обстановках. Чаще всего алевролиты возникают на дне озерных и морских бассейнов, в зоне слабо подвижных вод, между областями накопления песчаных и глинистых отложений. Довольно часто алевролиты формируются в речных долинах, в особенности среди пойменных осадков. Примером таких отложений может быть ил, накапливающийся в долине реки Нил при ежегодных крупных наводнениях. Среди ледниковых, аллювиальных и делювиальных отложений алевролитовые породы редки, так как для их образования необходимо предварительное удаление песчаных и глинистых частиц, что происходит только в спокойной водной среде.

Особым типом алевролитовых образований является широко распространенная специфическая порода — лёсс. Лёсс — представляет собой неуплотненный, очень легкий, пористый алевролит желтовато-серого, буровато-серого цвета. Пористость его очень высокая — более 50%. Несмотря на рыхлость и практически полное отсутствие цемента, лёсс характеризуется большим сцеплением частиц, поэтому он не сыпуч как песок и в то же время не пластичен как глина. Частицы держатся в куске благодаря межмолекулярным силам. При растирании между пальцами лёсс легко превращается в порошок, размокает в воде, но вырезанные из него остроугольные куски хорошо сохраняют форму. Лёссовые частицы — это угловатые зерна размером от 0,05 до 0,005 мм, состоящие из обломков кварца с незначительной примесью полевых шпатов, глинистых минералов, карбонатов, гипса и аксессуарных минералов. Слоистость у лёсса либо отсутствует, либо наблюдается в виде отчетливой перекрестной эоловой слоистости. Из текстурных особенностей отмечаются много-

численные вертикальные трубочки из кальцита со следами стеблей и корней травянистых растений. Благодаря отсутствию сыпучести в обнажениях лёсс обладает столбчатой отдельностью и образует вертикальные обрывы, высотой в десятки и сотни метров (рис. 8.6г). Происхождение типичного лёсса *эоловое*. В пустынях происходит интенсивное выдувание обломочного материала, тонкие пылеватые частицы выносятся ветром за пределы пустыни и откладываются по периферии пустынных областей. Лёсс широко распространен в Китае, Средней Азии, Предкавказье, Украине, Средней Европе и в других странах. Мощность лёсса от нескольких до сотен метров.

ГЛАВА 9. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ, ИЛИ ПЕЛИТЫ

Глинистыми породами, или пелитами называют породы, состоящие более чем на 50% из глинистых минералов, размер частиц которых менее 0,005 мм. Породы, содержащие более 50% частиц крупнее 0,005 мм, называют в зависимости от их размера *глинистыми алевритами* или *глинистыми песками*.

Глинистые породы составляют около 60% общей массы всех осадочных горных пород. Они широко распространены практически во всех обстановках осадконакопления и играют большую роль в практической жизни человека. Глинистые породы состоят из тончайших чешуйчатых кристаллов минералов, образующихся при выветривании полевых шпатов и других неустойчивых минералов. Эти породы существенно отличаются по составу и свойствам от более крупнозернистых осадков. Помимо глинистых минералов в глинах в качестве аксессуарных компонентов в различных количествах присутствуют хемогенные образования, органические вещества и разнообразные коллоиды.

Классификация глинистых пород основывается на: 1) степени литифицированности; 2) размере частиц; 3) взаимоотношении частиц; 4) минеральном составе; 5) генезисе и 6) прикладных свойствах.

По степени литифицированности или уплотнению глинистые породы образуют ряд: глинистые илы – глины – аргиллиты – глинистые сланцы, отражающий изменения, происходящие с ними в процессе длительной истории ката- и метагенетических преобразований.

Глинистые илы – мягкие водонасыщенные осадки, обладающие свойством текучести, что выражается в способности растекаться тонким или толстым слоем под действием собственного веса, соответственно они могут быть жидкими или вязкими, а их свойства характеризуются пределом текучести.

Глины – размокающие в воде пластичные породы, различающиеся между собой по степени липкости, текучести, пластичности: они бывают мягкие скрытотекучие, липкие и вязкие. Их выделение ограничивается пределом пластичности, выше которого они переходят в илы. Глины обладают высокой пористостью, достигающей 60%. Порода держится в куске благодаря межмолекулярным силам и сцеплению между тонкими частицами.

Аргиллиты – неразмокающие в воде глинистые породы полутвердого или твердого физического состояния. При разрушении могут обнаруживать признаки пластичности.

Глинистые сланцы – крепкие, неразмокающие в воде породы с низкой пористостью (не более 1-2%). Обычно имеют вторичную сланцеватую текстуру и лепидобластовую структуру, указывающую на перекристаллизацию глинистых минералов под действием температуры и давления.

По размеру частиц среди глинистых пород выделяют *тонкодисперсные* или *тонкопелитовые* разности, состоящие в основном из чешуек меньше 0,001 мм, и *крупнодисперсные* или *крупнопелитовые*, в которых преобладают частицы 0,001-0,005 мм. В тонкодисперсных при растирании в пальцах и резании ножом не ощуща-

ется примесь алевритовых или псаммитовых частиц. Этим их можно отличить от крупнодисперсных разностей. Поскольку глинистые минералы практически всегда чешуйчатые, то в соответствии с размерностью пород, выделяются *тонкочешуйчатые* и *крупночешуйчатые* структуры. Кроме того, глинам свойственны оба типа структур по взаимоотношению чешуек: конформно- и неконформно-чешуйчатые. *Конформно-чешуйчатые* являются как *первичными* (элювиальными и метасоматическими), так и *вторичными*, возникшими на стадии метагенеза, например у глинистых сланцев. Это лепидобластовые структуры, которые свидетельствуют о преобразованиях чешуек в твердом состоянии. *Неконформно-зернистые* глины, обладающие обломочной и обломочно-чешуйчатой структурами, возникают при механическом и физическом выветривании глинистых сланцев и их механическом перетолжении. Помимо этого, в зависимости от размера, формы и взаимоотношения частиц или их агрегатов, устанавливаются ориентированные и неориентированные микроструктуры. К *ориентированным* относятся микрослоистая (разновидности ее: параллельная, прерывистая, волнистая, сланцеватая), сегрегационная, алевропелитовая, а к *неориентированным* – беспорядочно-зернистая, колломорфная, хлопьевидная, ооидная, спутанноволокнистая, брекчиевидная и др. По степени кристалличности глинистого вещества различают *кристаллические* и *аморфные* структуры.

Текстуры глинистых пород могут быть слоистыми и неслоистыми. *Слоистые* текстуры преобладают, среди них чаще всего встречаются горизонтально-слоистые, реже горизонтально-волнистые и волнистые. Среди *неслоистых* текстур различают пятнистые, сетчатые, конгломератовидные, брекчиевидные и др. Условия залегания глинистых пород очень разнообразны. Это слои, пласты, линзы самой различной мощности и протяженности.

По **составу** глинистые породы очень сложны и разнообразны поскольку они состоят из продуктов механического разрушения более древних пород, продуктов химического выветривания, а также химических и биохимических примесей. Поэтому в основу классификации глинистых пород положена их **классификация по минеральному составу**.

Классификация основывается на структурных, точнее кристаллохимических и химических особенностях слагающих породы глинистых частиц. Основой строения глинистых минералов являются два элемента: *кремнекислородные тетраэдры* и *алюмогидроксильные октаэдры* (рис. 9.1). Каждый из них, соединяясь с однотипными элементами, создает свои элементарные слои – сетки: тетраэдрические и октаэдрические. Разнородные сетки, сочетаясь, образуют еще более сложные структурные элементы – пакеты или слои. По сочетаниям в них сеток различаются минералы с двух- (1:1), трех- (2:1, т.е. две октаэдрические сетки, разделенные тетраэдрической) и с четырехэтажными (2:1:1) слоями. Сетки считаются бесконечными в горизонтальной плоскости, и только в группе магнезиальных силикатов они, видимо, прерываются по одной оси через 5 (пальгорскит) и 8 (сепиолит) октаэдров, что выражается волокнистой или ленточной формой кристаллов.

При выделении минеральных видов и разновидностей используют еще более тонкие структурные особенности, например, разворот сеток внутри слоя вокруг вертикальной оси на определенный угол и сдвиг относительно друг друга. Элементарная ячейка кристаллической структуры тогда вместо одного слоя включает два, три и шесть слоев. Таким образом, в зависимости от строения слоя, расположения слоев относительно друг друга и количества слоев в элементарной ячейке возникают различные политипы глинистых минералов, что обычно отражает условия и обстановки их формирования.

Минеральный состав глин. Глинистые минералы широко распространены и очень многочисленны – их известно несколько сотен. При этом они наиболее

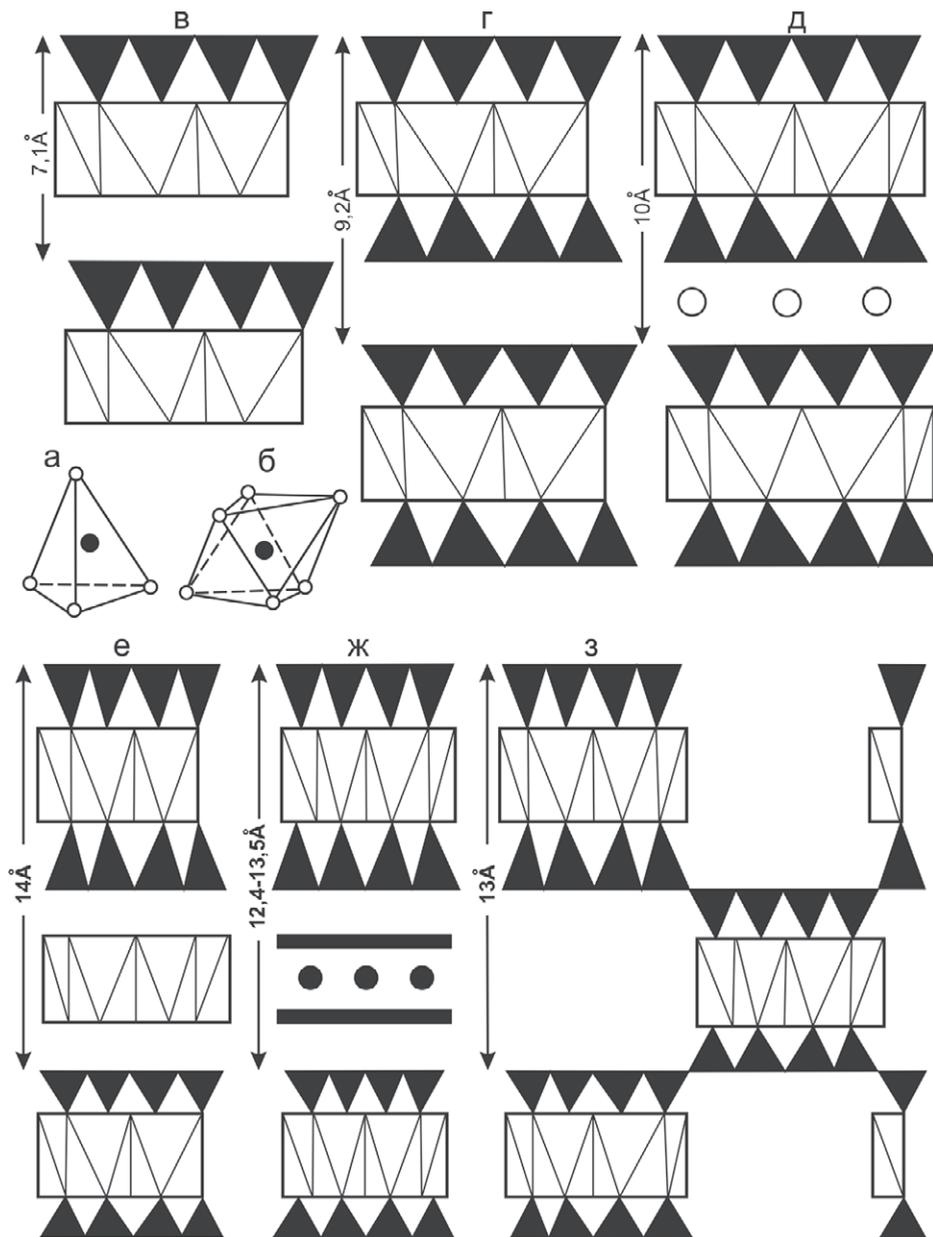


Рис. 9.1. Кристаллическая структура глинистых минералов, по (Фролов, 1993).

а – кремнекислородный тетраэдр; б – алюминиево-гидроксильный октаэдр. Слоистая структура: в – двухсеточная структура группы каолинита – серпентинита; г – трехсеточная структура группы талька – пиррофиллита; д – трехсеточная структура группы слюд, слои связаны крупным катионом калия; е – четырехсеточная структура хлоритов: трехсеточный слюдистый слой регулярно чередуется с октаэдрической сеткой; ж – трехсеточная подвижная структура смектитов (монтмориллонитов): межслоевое пространство вмещает различные катионы и полярные молекулы воды; з – ленточно-слоистая структура магниальных силикатов: палыгорскита – сепиолита.

трудны при изучении, что объясняется их малыми размерами, слабой окристаллизованностью, сходными оптическими и кристаллографическими свойствами, сложным и изменчивым химическим составом. Для их исследования применяется наибольшее число различных современных физико-химических диагностических методов. Изучению глинистых минералов посвящено целое направление в литологии.

По минеральному составу среди глинистых пород выделяются мономинеральные, олигомиктовые (малосмешанные), мезомиктовые (среднесмешанные) и полимиктовые (сильносмешанные) группы (табл. 9.1). К *мономинеральным* и *олигомиктовым* относятся каолинитовые, монтмориллонитовые, серицитовые, глауконитовые, палыгорскитовые и другие глинистые породы. К *мезомиктовым* и *полимиктовым* группам относятся каолинит-гидрослюдистые, гидрослюда-сметитовые, гидробиотит-вермикулит-глауконитовые, каолинит-хлорит-гидрослюдистые и другие смешанные глины.

Таблица 9.1. Минералогическая классификация глинистых пород, по (Фролов, 1993).

Мономинеральные и олигомиктовые	Мезомиктовые и полимиктовые
Каолинитовые (каолины)	Каолинит-гидрослюдистые
Монтмориллонитовые	Гидрослюда-сметитовые
Гидромусковитовые (серицитовые)	Сметит-гидрослюдистые
Глауконитовые	Хлорит-сметитовые
Нонтронитовые	Хлорит-гидрослюдистые
Серпентиновые	Гидробиотит-вермикулит-глауконитовые
Палыгорскитовые	Каолинит-хлорит-гидрослюдистые
Сепиолитовые	Палыгорскит-монтмориллонитовые
Волконскоитовые	

Глинистые минералы делятся на аморфные и кристаллические. *Аморфные* не играют существенной роли среди глинистых пород. *Кристаллические* глинистые минералы подразделяются на несколько групп (табл. 9.2), среди которых главную роль играет каолиниты, монтмориллониты и минералы гидрослюдистой группы. Меньшим распространением пользуются минералы хлоритовой группы, которые встречаются в глинах соляных толщ современных осадков и в глинистых цементах. Выделение отдельных минералов обычно производится по характеру слоистости структуры, количеству сеток в пакете, а также по химическому составу глин.

Группа каолинита – серпентина. Наиболее хорошо научены минералы *подгруппы каолинита*. В состав этой группы входят каолинит, галлуазит, аллофан, диккит – неразбухающие, бесцветные минералы с двухсеточным слоем (тип слоя 1:1), состоящим из одной тетраэдрической кремнекислородной и одной октаэдрической алюминий-гидроксильной сеток, прочно связанных друг с другом. Главный минерал этой группы – *каолинит*. Он характеризуется значительной устойчивостью в зоне выветривания. Частицы каолинита имеют вид шестиугольных пластинок (рис. 9.2а). Наибольшего развития достигает в древних и современных корах выветривания, где встречается в виде линз и включений. *Галлуазит* характеризуется удлиненной формой кристаллов с резкими контурами, размер которых меняется в больших пределах (рис. 9.2б). Галлуазит менее устойчив по сравнению с каолинитом и может переходить в него. Встречается в древних и современной корах выветривания как примесь в каолинитовых и в некоторых каолинит-гидрослюдистых глинах.

Таблица 9.2. Классификация кристаллических глинистых минералов, по (Рекшинская, 1966) с упрощением.

Группа	Подгруппа	
	Диоктаэдрические	Триоктаэдрические
I. Каолинита – серпентина	<i>каолинита</i> каолинит диккит накрит галлуазит аноксит	<i>серпентина</i> хризотил антигорит лизардит <i>бартьерина</i> бартьерин кронштедтит тюрингит гриналит амезит
II. Пирофиллита – талька	<i>пирофиллита</i>	<i>талька</i>
III. Слюд	<i>нормальных слюд</i> мусковит парагонит фенгит <i>хрупких слюд</i> маргарит <i>гидрослюд</i> иллит серицит глауконит	<i>нормальных слюд</i> флогопит биотит <i>гидрослюд</i> гидробиотит <i>хрупких слюд</i> клинтонит
IV. Вермикулита	<i>вермикулита</i> <i>диоктаэдрического</i>	<i>вермикулита</i> <i>триоктаэдрического</i>
V. Сметита (монтмориллонита – сапонита)	<i>монтмориллонита</i> монтмориллонит нонтронит волконскоит бейделлит	<i>сапонита</i> сапонит гекторит циннвальдит медмонтит
VI. Хлорита	<i>хлорита</i> <i>диоктаэдрического</i> донбассит судоит кукеит тосудит	<i>пеннина – клинохлора</i> пеннин клинохлор <i>шамозита</i> шамозит
VII. Смешанослойных	<i>упорядоченных</i> рекорит (слюд–монтмориллонит) корренсит (хлорит–сапонит) <i>неупорядоченных</i> слюда–сметит сметит–хлорит каолинит–сметит каолинит–слюда хлорит–вермикулит слюда–хлорит–сметит и др.	
VIII. Пальгорскита – сепиолита	<i>пальгорскита – сепиолита</i>	

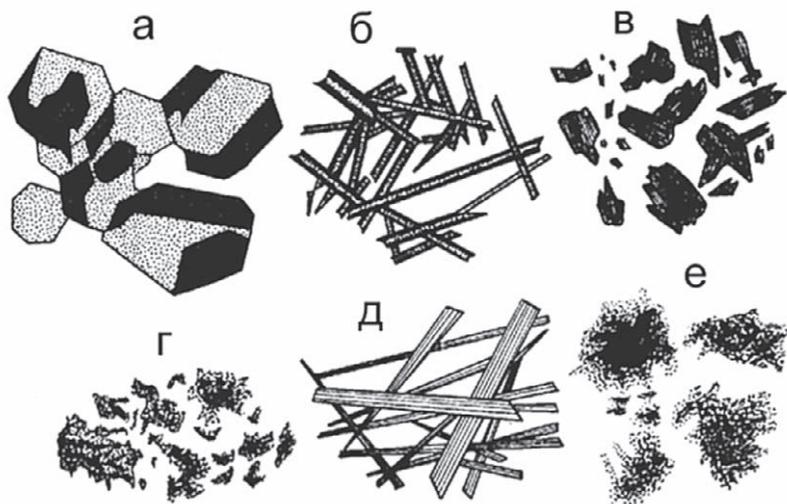


Рис. 9.2. Чешуйки глинистых минералов под электронным микроскопом, по (Фролов, 1993).
 а – каолинита; б – трубочки галлузита; в – щепковидные чешуйки гидромусковита (иллита); г – глауконита; д – лентовидные палыгорскита; е – монтмориллонита. Увеличение от 9000 до 12000.

Минералы **подгруппы серпентина**: хризотил, антигорит, тюрингит, кронштедтит – неразбухающие зеленоватые и зеленые минералы с двухэтажным слоем (тип слоя 1:1). Это магнезиальные алюмосиликаты и силикаты с пластинчатой и волокнистой формами чешуек. От каолинитов они отличаются лишь особенностями химического состава (повышенным содержанием железа Fe^{2+} и Mg).

Группа пиррофиллита – талька. **Подгруппа пиррофиллита** представлена практически только *пиррофиллитом* – бесцветным, с электрически нейтральным трехэтажным слоем (тип 2:1) и с двухслойной элементарной ячейкой минералом, преимущественно гидротермальным.

Тальк – бесцветный, жирный на ощупь магнезиальный силикат, электрически нейтральный, с трехэтажным слоем (тип 2:1) и с двухслойной элементарной ячейкой.

Группа слюд – хрупких слюд имеет трехэтажный слой (тип 2:1) несущий заряд. Она подразделяется на подгруппы диоктаэдрических «*мусковитовых*» и триоктаэдрических «*биотитовых*» слюд.

Подгруппа гидрослюд одна из самых распространенных. В нее входят алюмосиликаты, аналогичные по структуре пиррофиллиту и слюдам: серицит, гидромусковит (иллит), глауконит и др. Большинство минералов этой группы имеет форму чешуек, лежащих на плоскости спайности (рис. 9.2, в). Для гидрослюд характерны высокие содержания K_2O (5,0-8,0%), Al_2O_3 (до 26%, хотя в глауконитах его 5-8%) и Fe_2O_3 (в глауконитах до 14-17%). Кроме того, в них низкие содержания SiO_2 (от 50 до 54%). *Глауконит* – зеленый, с однослойной элементарной ячейкой аутигенный минерал (рис. 9.2г). Ценен как важный генетический индикатор: образуется в морских условиях, в верхнем слое осадка на границе окислительной и восстановительной зон при участии органического вещества. Чаще всего встречается в современных шельфовых и склоновых океанических осадках.

Группа вермикулита. *Вермикулит* – зеленый или буроватый минерал, расщепляющийся и вспучивающийся при нагревании и обработке перекисью водорода,

объединяющий ди- и триоктаэдрические разновидности. Часто возникает по биотиту при его гидратации. Связаны постепенными переходами со смектитами и хлоритами.

Группа смектитов, или сапонита-монтмориллонита характеризуется большим разнообразием состава и объединяет бесцветные и зеленые, а также желтовато-зеленые минералы. Они обладают подвижной решеткой, способной увеличивать свой размер (разбухать) при поглощении воды и органических соединений, занимающих в структурах межпластовое положение. Смектиты способны мылиться даже в морской воде. В них широко развит изоморфизм – замещение Al на трехвалентное железо, Cr, Mg, Zn, Cu, Li, а также замещение кремния на трехвалентные Al и Fe. Таким образом, выделяются две подгруппы: 1) *монтмориллонита* – монтмориллонит (рис. 9.2е), бейделит, нонтронит и др., и 2) *сапонита* – сапонит, гекторит, соконит и др. Практически все смектитовые минералы образуются в щелочной среде в окислительных и реже слабо восстановительных условиях. Конкретный вид смектита определяется исходным веществом – составом материнской породы. Монтмориллониты – самые устойчивые минералы, в них превращается вулканическое стекло и другие силикатные минералы, как в морях, так и на суше, особенно в аридных условиях.

Группа хлоритов – обширная группа зеленых (до бесцветных) и буроватых неразбухающих минералов с четырехэтажными слоями (тип 2:1:1). Зеленый цвет обусловлен вхождением железа в структуру хлоритов. Только основных хлоритовых минералов больше 30. По химическому составу они разделяются на: 1) магнезиальные, 2) магнезиально-железистые и 3) железистые. Состав хлоритов зачастую характеризует обстановку осадконакопления. *Магнезиальные хлориты* характерны для содовых озер. *Железистые хлориты* (лептохлориты) наиболее распространены, особенно часто они встречаются в железорудных месторождениях типа Керченского бассейна. *Шамозиты* – наиболее распространенные лептохлориты: темно-зеленые, оолитовые и в виде плотных масс, обычно образуются в закисных условиях (сидеритовая и сульфидно-сидеритовая геохимические фации). *Магнезиально-железистые хлориты* – пеннин, клинохлор, прохлорит – породообразующие минералы метаморфических зеленых сланцев, развиваются в гипергенных и поствулканических процессах, например по слепентинитам.

Смешанослойные минералы составляют около 70% всех глинистых минералов. Они подразделяются на *упорядоченные* (корренсит, ректорит и др.) и *неупорядоченные* по чередованию пакетов разных типов и составов. Неупорядоченных минералов большинство. Их можно рассматривать как продукты незавершенных процессов трансформации одних минералов в другие. Свойства и признаки смешанослойных минералов промежуточные между свойствами участвующих компонентов, и отражают количественные соотношения между ними. Упорядоченные смешанослойные образования часто ведут себя не как смеси, а как настоящие минералы.

Группа палыгорскита и сепиолита – магнезиальные и алюмо-магнезиально-железистые силикаты слоисто-ленточной структуры белого цвета, с волокнистой формой кристалликов, а в образце представляющие собой войлок типа пробки или «горной кожи» (у палыгорскита) (рис. 9.2д) или пластичный пористый талькообразный материал типа «морской пены» (у сепиолита). Кристаллическая структура трехэтажная слюдо- или талькоподобная, но слои в горизонтальном направлении не бесконечные, как у всех слоистых силикатов, а прерываются через 5 (у палыгорскитов) или 8 (у сепиолитов) октаэдров. Минералы этой группы образуются по основным, ультраосновным и средним магматическим породам на суше, в почвах, озерах, корях выветривания, в морях, в гидротермально измененных зонах. Они часто встречаются в карстовых полостях карбонатных пород и образуются как стадийные минералы превращения биотита, флогопита и вермикулита.

Химический состав глин очень изменчив (табл. 9.3). Главными компонентами в их составе являются SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O . Почти во всех глинах преобладает SiO_2 (от 44 до 70% и даже больше), хотя в некоторых каолинитах содержание его снижается до 38% и становится почти равным содержанию Al_2O_3 , а в аллофанах снижается даже до 22% и уже уступает содержанию Al_2O_3 (32%). В некоторых магнезиальных силикатах, например в волконскоите и сепиолите, Al_2O_3 может отсутствовать, в то же время в гидромусковите, каолините и накрите подниматься до 36-40%. Количество разных видов воды в воздушно-сухих образцах глин редко бывает ниже 10%, часто поднимается до 27%, а в отдельных минералах (например, в аллофанах) даже до 41%. В магнезиальных глинистых силикатах содержание MgO достигает 30-33%, т.е. занимает второе место по содержанию после кремнезема; в железистых – высоки содержания Fe_2O_3 (например, в нонтроните оно достигает 29%) и FeO (до 24% в шамозитах). Кроме того, наблюдаются повышенные содержания ZnO в соконите (до 39%), Cr_2O_3 в волконскоите (до 34%), K_2O в гидромусковитах и глауконитах (до 8%), а содержание Na_2O обычно меньше 1%, лишь в натриевых монтмориллонитах и некоторых гидробитютах доходит до 3-4%. Другие окислы содержатся в малых количествах.

Минеральные типы глинистых пород. Несмотря на свое разнообразие, глинистые породы целостная и единая группа осадочных пород, имеющая

Таблица 9.3. Химический состав глинистых минералов и пород, по (Гринсмит, 1981; Петгиджон, 1981; Рухин, 1973).

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	45,44	51,14	42,96	26,28	52,64	52,00	43,93	53,23	66,87	58,10	60,64
Al_2O_3	38,52	19,76	28,97	25,20	5,78	16,11	38,29	20,29	15,36	15,40	17,32
TiO_2						—	1,96	0,84	0,47	0,65	0,73
Fe_2O_3	0,80	0,83	2,27	—	17,88		1,05	4,29	2,81	4,02	2,25
FeO	—	—	0,57	8,70	3,85	4,49	—	—	1,89	2,45	3,66
MgO	0,08	3,22	1,32	26,96	3,43	4,10	0,15	1,66	2,40	2,44	2,60
CaO	0,08	1,62	0,07	0,28	0,12	8,26	0,28	1,03	0,34	3,11	1,54
Na_2O	0,66	0,04	0,13	—	0,18	2,76	0,38	1,26	1,21	1,30	1,19
K_2O	0,14	0,11	7,47	—	7,42	1,74	0,16	2,23	6,60	3,24	3,69
H_2O	0,60	14,81	3,22	—	2,83	9,64		6,20	—	1,50	0,62
H_2O^+	13,60	7,99	6,03	11,70	5,86	—		8,09	1,35	3,61	3,51
CO_2						—		0,93	0,28	2,63	1,47

Примечание: 1 – каолинит; 2 – монтмориллонит; 3 – иллит; 4 – хлорит; 5 – глауконит; 6 – ленточная глина; 7 – сахарная глина; 8 – глина полиминеральная; 9 – аргиллит; 10 – глинистый сланец; 11 – аспидный сланец.

многие общее свойство – пелитоморфность, т.е. землистость, обусловленную тем, что они состоят из тонкодисперсных глинистых минералов. Поэтому они визуально незернисты. Отмечающаяся иногда зернистость обусловлена песчаной, алевритовой или раковинной примесью. По минеральному составу глины разделяются на две группы: мономинеральные и олигомиктовые (каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые) и полимиктовые и близкие к ним мезомиктовые (см. табл. 9.1).

Каолинитовые глины, или *каолины* – одна из самых распространенных групп глин, сложенных часто одним каолинитом, реже с примесью галлуазита. Они обычно белые, не набухающие в воде, жирные на ощупь, но иногда темно-серые и черные за счет примеси углистого вещества. По взаимоотношению чешуек устанавливаются два структурных типа каолинов: конформно- и неконформно-чешуйчатые. *Конформно-чешуйчатые каолины* являются первичными, возникают при экзогенном выветривании силикатных пород на месте залегания в кислой среде (болотах и других обстановках с обилием органических кислот, а также в зонах гидротерм). Структура лепидобластовая, тонко- или крупночешуйчатая, микалитовая, свидетельствующая об образовании минералов на месте их залегания. Обычно эти глины неслоистые, часто сохраняют структуру и текстуру первичных пород, по которым они образовались. Разновидности глин выделяются по цвету, размеру кристаллов, примесям и литифицированности. По внешнему виду это обычно пористые породы белого и серовато-белого цвета, жирные на ощупь. При растирании пальцами обнаруживаются песчинки кварца. *Неконформно-чешуйчатые каолины* – глины обломочного происхождения, образуются как механические осадки при размыве и перетолжении первичных каолинов, например кор выветривания. В процессе размыва, переноса и отложения происходит их обогащение – удаление песчано-алевритовой примеси и тяжелых минералов. Глины обычно неслоистые или неяснослоистые, тонкоотмученные, структура обломочная. По внешнему виду вторичные каолины – белые, серовато-белые, серые породы, плотные, жирные на ощупь. При растирании пальцами обломочной примеси не обнаруживаются. Каолинитовые глины обладают высокой огнеупорностью – температура плавления выше 1700°, температура спекания – 1400°. Это позволяет использовать их для изготовления огнеупорного кирпича, фарфора, фаянса. Кроме того, они применяются в качестве наполнителя в бумажной и резиновой промышленности, а также при производстве мыла, карандашей и др.

Смектитовые, или *монтмориллонитовые глины* – очень распространенная группа глин. Они давно известны людям как отбеливающие или мылящиеся вещества. Породы зеленые, зеленоватые, желтоватые, красные, светло-серые, жирные на ощупь, в сухом состоянии каменные, а под дождем «размокающие», иногда черные за счет окраски органическим веществом. Обладающие способностью быстро и сильно набухать в воде с увеличением объема до 2-3 раз Na-монтмориллонитовые глины называются чаще бентонитами, а мало набухающие, но хорошо мылящиеся (в том числе и в морской воде) Са-монтмориллонитовые – флоридинами. Структура монтмориллонитовых глин лепидобластовая, часто крупночешуйчатая, свидетельствующая об образовании глинистого вещества в конкретной породе путем ее преобразования. Часто сохраняющиеся реликты рогулек вулканического стекла служат доказательством образования глины по пепловым туфам кислого состава в щелочных условиях морской среды. Монтмориллонитовые глины применяются в пищевой промышленности для очистки масел, жиров, соков, а также нефтепродуктов в нефтяной промышленности. Бентониты применяются в мыловаренной промышленности и в парфюмерии.

Гидрослюдистые глины представлены в основном двумя разновидностями – гидромусковитовыми и глауконитовыми, образующимися в наземных

или подводных корах выветривания (включая и вулканический элювий), или накапливающимися как механогенные осадки – продукты переотложения элювиальных образований. Третий генетический тип – серицитовые сланцы, образующиеся на стадии метабенеза по всем другим глинам, а также в результате гидротермальной пропарки силикатных пород в зонах трещиноватости. По структуре выделяются два типа: конформно-чешуйчатые, лепидобластовые, и неконформно-чешуйчатые, обломочные – механогенные осадки. Гидромусковитовые глины обычно относительно чистые породы, образуются в основном как механические отложения. *Глауконитовые* глины зеленые до темно-зеленых, микролепидобластовые, тонко- и грубочешуйчатые, часто сфероагрегатные, неслоистые. Образуются при диагенезе морских осадков гумидной зоны. Гидрослюдистые глины обладают высокой огнеупорностью (до 1710°) и применяются для изготовления огнеупорного кирпича и керамики.

Хлоритовые глины распространены довольно широко, но это обычно мало-мощные (до первых десятков метров) тела, встречающиеся: в эвапоритах в ассоциации с палыгорскитом, сепиолитом, смектитам, а также как продукты глинизации базальтовых гиалокластиков на морском дне. Цвет пород от зеленого до почти черного. В воде размокают без набухания. Еще один генетический тип – хлоритовые сланцы, образующиеся при метабенезе по смектитам, каолинам и другим глинистым породам, а также по базальтовым туфам и песчаникам.

Полимиктовые и близкие к ним *мезомиктовые глины*, возникающие в результате смешения при переносе материала из разных источников, резко преобладают над мономинеральными и олигомиктовыми. Большинство полимиктовых глин имеет обломочное происхождение. Все они образовались как механические осадки в тиховодных условиях. Поэтому в них преобладают неконформные, обломочные структуры, которые трансформируются в конформные, лепидобластовые только на стадии метабенеза. Текстуры в основном тонкослоистые, но встречаются и неслоистые глины, потерявшие свою слоистость в результате биотурбирования организмами. Состав полимиктовых глин варьирует в широких пределах: от относительно малосмешанных двухкомпонентных, например каолинит-гидромусковитовых, до многоминеральных, например каолинит-хлорит-гидробиотит-смектит-гидромусковитовых.

Глинистое вещество в породах может смешиваться в любых пропорциях с обломочными, карбонатными, кремневыми, сульфатными, органическими и другими примесями, в результате чего образуются ряды смешанных пород. По количеству примесей выделяются чистые (если примесей меньше 10%), слабопримесные и сильнопримесные глины (примесей соответственно от 10 до 25% и от 25 до 50%). Если эта примесь представлена алевритом, то глины называются соответственно алевритистыми и алевритовыми, если песок — песчанистыми и песчаными, если карбонат – известковистыми и известковыми, если кремнистое вещество – кремнистыми и кремневыми, или опоковидными. Аналогично строятся названия и других смесей.

Происхождение и генетические типы глинистых пород. Глинистые породы полигенетичны. Условия и способы их образования, а также источники вещества очень разнообразны. Глинистые минералы возникают и развиваются на поверхности и в недрах Земли, в морских, озерных и пустынных условиях, практически на всех этапах литогенеза. В целом, по условиям образования, глинистые породы можно разделить на две большие группы – элювиальные или остаточные и собственно осадочные.

Элювиальные (или остаточные) глинистые породы образуются в стадию гипергенеза. Они являются продуктами химического разложения материнских

пород, залегающих на месте их образования в корях выветривания. Характер элювиальных глин зависит от климата и состава материнских пород. В гумидном климате при выветривании гранитоидов формируются каолиновые глины, а при выветривании железо-магнезио-алюмосиликатных пород – хлорит-монтмориллонитовые глины. В корях выветривания терригенных пород обычно формируются гидрослюды и смешаннослойные образования. Для элювиальных глин характерна плащеобразная, карманообразная или гнездообразная форма залегания с постепенным переходом вниз в материнские породы. Элювиальные глины неслоисты, чисты по составу и цвету (белому, зеленому, красному), содержат реликтовые структуры и текстуры материнских пород.

В континентальных условиях формируются глины ледниковые (моренные), золовые, пролювиальные, делювиальные, речные (русловые, пойменные, старичные, дельтовые), болотные, озерные (пресноводных и солоноватоводных водоемов). Глины континентальных отложений – это почти всегда глины переотложенные, обычно полиминеральные, а их состав в основном определяется составом материнских пород 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 обязательно присутствует терригенный каолинит.

Подавляющее количество глинистых минералов, образовавшихся в результате разложения первичных алюмосиликатов, выносятся с места разрушения материнских пород водными потоками в виде суспензий, коллоидных растворов или механических взвесей и осаждаются в различных водных бассейнах – морях, озерах и реках. В отличие от песчаного и алевритового материала осаждение глинистых частиц может происходить лишь в сравнительно спокойной водной среде, там, где отсутствуют или очень слабы течения.

Наиболее благоприятные условия для отложения глинистого материала создаются в *морских бассейнах*. Морские глины образуют мощные толщи или отдельные слои среди других пород. Они отличаются от элювиальных глин меньшей однородностью состава, ясно выраженной слоистостью, а также частым присутствием остатков морской фауны. В морских отложениях состав глинистых осадков определяется сносом с континента, подводной и прибрежной вулканической деятельностью и процессами постседиментационной переработки. Глинистые отложения приконтинентальной части морей и океанов обычно полиминеральны и отражают состав взвесей, поступающих с континента. Породы обычно содержат значительную примесь песчано-алевритового материала и залегают в виде пластов или линз. Состав глинистого материала центральной части океана зависит от золового разноса терригенного и вулканогенного материала, разноса течениями и преобразования пирокластики при диагенезе. Древние глинистые морские отложения обычно полиминеральны и сложены гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и монтмориллонитом в различных соотношениях. Олигомиктовые монтмориллонитовые глины морского происхождения обычно являются продуктами подводного преобразования вулканического пепла, о чем свидетельствуют их реликтовые пепловые структуры. Глинистые отложения центральных частей морских бассейнов характеризуются большими мощностями и широким площадным их развитием.

В *озерных и озерно-болотных пресноводных водоемах* гумидных областей формируются каолиновые или гидрослюдистые глины. Поступающий в водоем каолинит сохраняется благодаря кислой реакции пресных вод, обогащенных гумусовыми соединениями. В *засолоненных лагунах и озерах* аридных областей формируются гидрослюдистые, монтмориллонитовые, а также палыгорскит-сепиолитовые глины, находящиеся совместно с доломитами, гипсами и соляными породами. Озерные глины отличаются хорошо развитой параллельной слоистостью.

Глины речных долин, а также пролювиальные и делювиальные глинистые отложения характеризуются линзовидным залеганием, плохой сортировкой, быстрым изменением гранулометрического состава по вертикали и горизонтали. Преобладают алевро- и псаммопелитовые структуры. Минеральный состав глин зависит от характера выветривания и климатических условий, господствовавших на континенте. Наиболее распространенными являются каолинит-гидрослюдистые и монтмориллонит-гидрослюдистые ассоциации.

Ледниковые глины характеризуются плохой сортировкой, присутствием валунов, дресвы, гравия. Текстура, как правило, беспорядочная. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды.

ГЛАВА 10. КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ, ИЛИ СИЛИЦИТЫ

Кремнистыми породами, или силицитами называют осадочные образования, более чем на 50% состоящие из минералов группы кремнезема – опала, кристобалита, тридимита, халцедона и развивающегося по ним кварца. Наряду с кремнеземом в них нередко присутствует значительное количество обломочного материала песчано-алевритовой размерности, глинистые минералы, оксиды железа, карбонаты, органическое вещество.

По внешнему виду все силициты делятся на две группы. Породы *первой группы* имеют землистый, порошокватый, не кристаллический вид, из-за чего их часто называют «землями». Эта группа объединяет опаловые и опал-кристобалитовые породы. Сюда входят породы как биоморфные (диатомиты, радиоляриты, некоторые спонгалиты), так и абиморфные (трепела, опоки, гейзериты, кремнистые туфы). В образце они визуальнo незернисты, глино-подобны, структура пелитоморфная. Породы *второй группы* имеют стекловатый вид, афанитовую структуру. В эту группу входят халцедоновые, кварц-халцедоновые и кварцевые кремни.

Кремнистые породы имеют разнообразную окраску, определяемую присутствующими в породе примесями. Чистые силициты макроскопически белые и светло-серые, а в шлифе – бесцветные. Часто бывают также серыми, темно-серыми и черными за счет окрашивания тонкорассеянной примесью органического, реже окисно-марганцевого вещества. Соединениями железа и некоторых других элементов они окрашиваются во все оттенки красного, желтого, зеленого цвета.

В основу классификации силицитов, предложенной В.Т. Фроловым (1992), положено их разделение по минеральным и структурным признакам (табл. 10.1). По *минеральному составу* выделяются две группы: 1) опаловые или опал-кристобалитовые силициты землистого вида с пелитоморфной, реже с макроскопически видимой зернистой (спикулевой) структурой, и 2) халцедоновые, халцедон-кварцевые, а также кварцевые силициты со стекловатой, афанитовой, иногда с сохраняющейся биоморфной структурой. Эта группа подразделяется на существенно халцедоновые и существенно кварцевые апосилицитовые породы.

По *структуре* силициты делятся также на две группы: биоморфные и абиморфные. Среди *биоморфных* выделяются диатомиты, радиоляриты и спонголиты (или спикулиты), имеющие соответственно диатомовую, радиоляриевую и спикуловую (или губковую) структуру. Иногда биоморфные силициты называют также: а) *трепелами, опоками или гёзами* если они опаловые или опал-кристобалитовые (с добавлением прилагательных «диатомовые», «радиоляриевые» и «спикуловые»); б) *кремнями* если они халцедоновые; в) *яшмами* если они халцедоновые или кварц-халцедоновые. Все эти термины применимы только к породам, более чем на 50% состоящим из биокомпонентов соответствующей группы – радиолярий, диатомей,

Таблица 10.1. Структурно-минералогическая классификация силицитов, по (Фролов, 1992).

Структуры		Минеральный состав					
		опал и кристобалит	халцедон и кварц		кварц		
Биоморфные	диатомовая радиоляриевая спикуловая (губковая)	диатомиты радиоляриты спикулиты, или спонголиты	кремни	нет кремни и яшмы биоморфные, радиоляриевые (радиоляриты), спикуловые (спикулиты), коралловые, фораминиферовые и др.	Кварциты апосиллицитовые (апосиллицито-кварциты)	нет радиоляриевые спикуловые: радиолярито- кварциты, спонголито- кварциты	
	Абиоморфные	аморфная: а) «сплошная» (бесструктурная) б) глобулярная		трепела, опоки (гёзы), другие опалолиты; гейзериты, корки и др.		нет	нет
		криптокристал- лическая		порцелланиты (?)		кремни, фтаниты (лидиты) и яшмы абиоморфные	
	кристаллическая	нет		нет	абиоморфные: яшмо-кварциты, фтанито- кварциты, кремнекварциты		

спикул губок. *Абиоморфные* силициты по структуре подразделяются менее четко. Условно можно различать: а) бесструктурные, сплошные, однородные, т.е. микроскопически незернистые породы (и соответственно структуры), и б) в той или иной мере зернистые – глобулярные, постглобулярные (возникающие при сдавливании шариков опала) или просто зернистые породы и структуры. Алевритовая, песчаная, а также раковинная примеси обуславливают алевритовую, песчаную или раковинную структуру опок, спонголитов и других опалолитов.

Абиоморфные бесструктурные опаловые силициты называют *опалолитами*, к ним относятся трепела, опоки, а также кремнистые туфы, гейзериты, натёки и корки – отложения субаэральных и подводных горячих источников: гейзеров, фумарол и т.д. Во Франции большая часть опок называется *гёзами*. Типичными гёзами считают опаловые и халцедон-опаловые легкие, пористые, часто глинистые, алеврито-песчаные, слабоуплотненные породы с большим (не менее 45%) содержанием спикул губок.

Все халцедоновые и кварц-халцедоновые силициты называют *кремнями*. Это крепкие афанитовые стеклоподобные породы с раковистым изломом, с режущими и часто с просвечивающими краями. Отдельные разновидности кремней получили собственные названия. *Яшмами* называют красные, зеленые и иногда других расцветок породы, обычно тонкослоистые или полосчатые, реже массивные, залегающие выдержанными пластами или гнездами. Выделение яшм важно из-за их генетической информативности: они часто образуются за счет привнесенного гидротерами кремнезема, поэтому обогащены соединениями железа, марганца, молибдена, минералами группы эпидота-цоизита, хлори-

тами, т.е. в основном продуктами разложения вулканических примесей, этим они фиксируют вулканизм и вулканический парагенезис пород. *Фтанидами* называют черные кремни, обогащенные гумусовым или углеводородным веществом. Иногда их также называют *лидами*, а сланцеватые разновидности – *кремнистыми сланцами*, если в них преобладает кремнистое вещество.

В целом, выделение типов халцедоновых и кварц-халцедоновых силицитов как по минеральному составу, так и по структуре довольно условно. Они тесно связаны постепенными переходами и часто перекрывают друг друга. Поэтому выделение чисто кварцевых силицитов также условно. По существу это уже *кварциты*, а точнее *апосилицитовые кварциты*, возникшие по осадочным силицитам. Апосилицитовые кварциты, имеющие отчетливую гранобластовую структуру, но при этом сохраняющие многие признаки первичной породы (зернистость, характерные окраску и текстуру), называют также термином этой первичной породы, например кремнем, яшмой, лидитом, или двойными названиями: яшмо-кварцит, фтаниито-кварцит и т.д. Существенно железистый силицит (в котором больше 30-40% магнетита и гематита) называется *железистым кварцитом*, или *джеспилитом*. Он характерен только для докембрия и часто является железной рудой.

Смешанные породы, в которых кремнистое вещество находится в подчиненном количестве, называются *опоковидными*, если примесь опаловая, или *кремнистыми*, если примесь халцедоновая либо кварцевая. Например, кремнистый известняк или опоквидный алевролит.

Минеральный состав силицитов. Основных минералов силицитов немного: опал, кристобалит, тридимит, халцедон и кварц. *Опал* представляет собой аморфный кремнезем $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ с переменным содержанием воды, низкой плотностью (около 2,1), растворимый в КОН, с низким показателем преломления (от 1,38 до 1,46). Опал обнаружен только в кайнозойских и мезозойских силицитах, а в более древних он замещен кристаллическими формами кремнезема, в основном халцедоном и кварцем. *Кристобалит* SiO_2 – низкотемпературный минерал, с низкими показателем преломления и двупреломления, существующий при температурах до 200-275 °С, коллоидальный, пластинчатый или волокнистый. *Тридимит* SiO_2 – низкотемпературный коллоидально-пластинчатый и волокнистый минерал с низким преломлением и двупреломлением. При температуре 117 °С переходит в высокотемпературную модификацию, а потом в кварц. *Халцедон* $\text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$ – микроволокнистая губчатая разновидность кварца, чаще всего сферолитоагрегатная. Имеет более низкий показатель преломления и низкую плотностью (2,55-2,63). *Кварц* SiO_2 представляет собой безводную полнокристаллическую разновидность кремнезема с низким положительным рельефом, низким двупреломлением, без спайности, с удельным весом 2,65 и твердостью 7.

Химический состав силицитов (табл. 10.2) отличается высоким содержанием кремнезема, часто приближающимся к 99%. Наибольшей химической чистотой обладают конкреционные халцедоновые кремни, хотя и в некоторых диатомитовых осадках SiO_2 достигает 92-93%. Поскольку в силицитах встречается почти любые по составу примеси – карбонатные, железные, глиноземные, фосфатные, силикатные, органические, то и химический состав большинства кремней более сложный и содержание кремнезема в них может уменьшаться до 50% и ниже, когда силициты переходят в известняки, бокситы, фосфориты, глины, песчаники и т.д. Содержания в силицитах других породообразующих окислов – Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , СаО как правило низкие и не превышают 0,5-10% каждый.

Типы кремнистых пород. Кремнистые породы петрографически очень разнообразны. Они резко различаются не только по минеральному составу, но и по

Таблица 10.2. Химический состав силицитов, по (Фролов, 1992).

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	93,54	99,47	73,71	82,94	94,14	78,12	88,2	91,20	97,16	88,25	85,18	86,51	94,90	96,34	96,00	90,90
TiO ₂	—	—	0,50	0,27	0,06	10,46	—	—	0,08	0,33	0,43	—	0,10	—	—	0,02
Al ₂ O ₃	2,26	0,17	7,25	0,1	1,13	—	3,72	0,20	5,88	5,88	4,13	5,52	2,31	0,87	1,08	0,61
Fe ₂ O ₃	0,48	0,12	2,63	3,4	0,28	3,54	2,08	4,32	0,12	0,27	3,50	2,62	1,19	1,16	0,87	2,07
FeO	—	—	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28
MnO	0,79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,23	0,05	1,47	0,19	0,17	1,50	0,54	0,44	0,40	0,84	0,09	0,48	0,30	0,17	—	0,11
CaO	0,66	0,09	1,72	1,60	0,85	1,30	1,53	0,55	1,00	0,62	1,04	0,51	0,30	0,39	—	3,20
Na ₂ O	0,37	0,15	1,19	0,65	—	—	—	0,52	—	0,45	1,38	—	0,50	—	0,26	0,04
K ₂ O	0,51	0,07	1,00	1,40	—	—	—	—	—	0,84	2,03	—	—	—	—	0,09
H ₂ O ⁺	0,72	1,12	6,94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
п.п.п.	—	—	—	0,33	2,93	—	3,02	—	1,31	2,37	2,32	3,13	—	0,97	—	—
H ₂ O ⁻	0,21	—	2,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,32	—	—	—	—	1,35	—	—	0,54
P ₂ O ₅	—	—	0,24	0,8	—	—	—	—	—	—	—	2,42	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	0,40	—	—	—	0,53	—	—	—	—	—	—	—	2,12
SO ₃	—	—	0,16	—	—	—	0,82	—	—	0,18	—	0,69	—	0,05	—	—
Сумма	99,77	100,3	100,1	92,38	99,56	—	99,91	100,9	100,3	100,0	100,1	101,88	100,95	99,95	98,21	99,98

Примечание: 1 – францисканские кремни (юра), Калифорния, США; 2 – новакулиты (девон), Арканзас, США; 3 – диатомит (миоцен), формация Монтерей; 4 – кремнь (пермь), Юта, США; 5 – диатомит (миоцен), Грузия; 6 – трепел бездиатомовый (мел), Калужская обл.; 7 – спонголит (олигоцен), Грузия; 8 – спонголит (карбон), Бельгия; 9–11 – опоки (палеоцен) Саратовская обл. – черная (9), темно-серая (10), светло-серая (11); 12 – яшма светлая (девон), Урал; 13 – радиолярит, о. Калимантан; 14 – кремнь конкреционный (мел писчий), Донбасс; 15 – кремнь (карбон), Бельгия; 16 – кремнь (карбон), Поволжье.

биогенным структурам, текстурам, физическим свойствам (крепости и пористости), а также по примесям. При разделении силицитов главным является их деление на две группы: *землистые*, опаловые и опал-кристобалитовые и *стекловатые*, халцедоновые и кварцевые.

Опалолиты – белые, светло-серые, реже темно-серые, желтые породы, пелитоморфные, неслоистые и слоистые, очень легкие, с очень высокой (до 92%) пористостью (липнут к языку). Почти нацело опаловые, но также часто смешиваются с глинистым, карбонатным, фосфатным, марганцевым и железным веществом в любых пропорциях, на поверхности отбеливаются. По структуре делятся на биолиты и абиолиты.

К **биолитам** относятся диатомиты, радиоляриты и спонголиты (или спиккулиты). Другие организмы с кремневым скелетом второстепенны.

Диатомиты – практически только опаловые породы, более чем наполовину состоящие из скелетов планктонных диатомовых водорослей. Это самые легкие породы, их объемный вес 0,4-0,8, а пористость от 70 до 92%. Чистые диатомиты белые, пачкают руки, мелоподобные (но легче мела), каолиноподобные (но не размокают и не жирные на ощупь), растираются между пальцами, сильно прилипают к языку, тонкослоисты и неслоисты, часто с хорошими отпечатками листьев деревьев и со скелетами рыб. Под микроскопом видна биоморфная, диатомовая структура: нитчатая у пресноводных и изометрично-панцирная у морских диатомей (рис. 10,1а, б). Размер диатомей обычно 0,01-0,1 мм, и лишь иногда (у современных экваториальных видов) почти до 1 мм. В виде примесей содержат глинистые частицы, зерна глауконита, спикулы губок и т.д.

Радиоляриты представляют собой опаловые, но часто вторично халцедоновые и даже кварцевые силициты, более чем наполовину сложенные скелетами радиолярий – планктонных одноклеточных морских животных с размером панцирей от 0,05 до 0,5 мм (рис. 10,1в). Известны с докембрия, были открыты сначала в древних породах, а потом найдены живыми. Современные радиолярии живут на разных глубинах – от поверхности до океанического дна и встречаются в Курило-Камчатском желобе на глубине 8000 м. Максимально развиты на глубинах около 100 м. Чистые радиоляриты белые и светло-серые, землистые, пелитоморфные, легкие, с большой микропористостью. Часто радиолярии замещены окислами и сульфидами железа и марганца, фосфатами, глауконитом, лептохлоритами, реже кальцитом и родохрозитом. Иногда содержат примесь глинистых частиц, органического вещества, спикул губок, диатомей, реже кремневые водоросли. Часто радиоляриты красные за счет примеси окиси железа.

Спонголиты, или *спикулиты* – первично опаловые и вторично халцедоновые силициты, более чем наполовину сложенные спикулами кремневых губок (рис. 10.1г). Опаловые спонголиты нередко имеют визуально различимое тонкое зерно – спикулы. Породы белые, серовато-белые, зеленовато-серые до темно-серых, легкие, землистые, пористые, липнут к языку, нередко опоковидные, т.е. довольно крепкие. Часто содержат алевро-песчаную примесь и глауконит. В современных морях образуются на глубинах 250-500 м. Халцедоновые спонголиты – плотные, стекловидные кремни. Спикулы представляют собой цилиндрические, слабokonические иглолочки длиной в миллиметры и сантиметры, одно-, трех-, четырех- и шестисосные, или лучевые. От игл радиолярий спикулы отличаются более крупными размерами, прямизной, отсутствием шипов, выростов, ветвления. Под микроскопом спикулы часто имеют ажурную, как бы кружевную структуру.

К опаловым **абиолитам** относятся трепела, опоки и другие опалолиты именуемые кремневыми туфами, гейзеритами, корками, натеками т.д.

Трепел – опаловая порода, более чем наполовину сложенная абиоморфным опалом или опал-кристаллитом. Обычно трепела чистые, белые, светло-серые, реже серые и желтые, пелитоморфные, землистые, сильно липнут к языку, с пористостью свыше 50%, очень легкие, мягкие, мелоподобные, пачкают руки. Объемный вес их 0,6-1,4. Под микроскопом устанавливается микроглобулярная структура с размером шариков 0,001-0,02 мм (рис. 10.1д). При очень больших увеличениях удается рассмотреть концентрически-слоистое строение глобуль. Трепела иногда содержат примесь цеолитов, монтмориллонита, спикул губок, диатомей, кокколлитов, фораминифер, глауконита, пирита и др.

Опоки – абиоморфные силициты, более чем наполовину состоящие из опала или опал-кристаллита. Опоки связаны с трепелами постепенным переходом, отличаются друг от друга условно, поэтому выделяются опоковидные трепела и трепеловидные опоки как промежуточные члены непрерывного

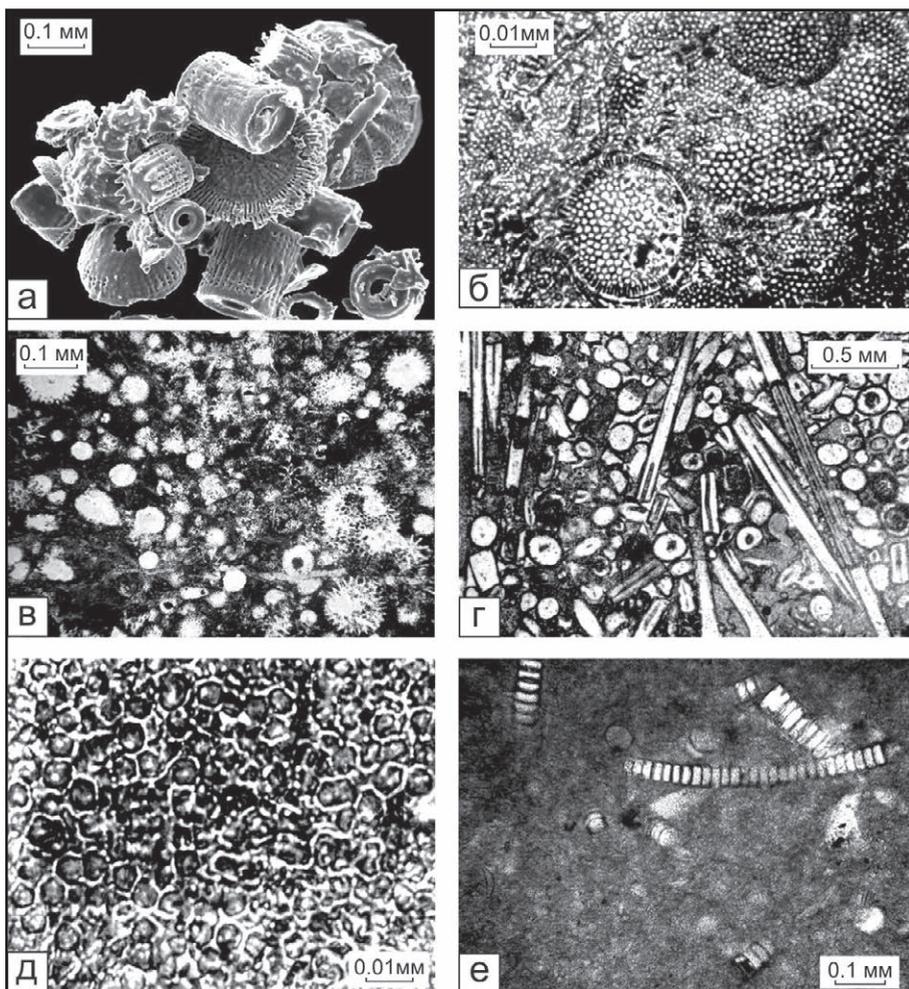


Рис. 10.1. Опаловые кремнистые породы (опалолиты), б, г, д – из (Атлас..., 1973).

а-г – биоморфные: а – диатомовые водоросли из современных рыхлых пресноводных отложений; б – диатомит морской (плиоцен), Северная Африка; в – радиоларит (нижний мел), Хабаровский край; г – спонголит (силур), Франция; д, е – абиоморфные (мел и палеоген), Русская платформа: д – трепел с микроглобулярной структурой; е – опока с микроглобулярной структурой и пресноводными диатомовыми водорослями.

ряда. В шлифах трепела и опоки неразличимы. Вероятно, все опоки образуются из трепелов на стадии катагенеза в результате литификации. Чистые опоки белые и светло-серые, часто пятнистые, землистые, пелитоморфные, шершавые и плотные на ощупь, часто фарфоровидные, неслоистые и слоистые, легкие (объемный вес 1,1-1,8), сильно липнут к языку, с большой капиллярной пористостью (от 30 до 50%). Микроструктура опок глобулярная, агрегатно-глобулярная, сгустковая (рис. 10.1е). Многие опоки содержат примесь радиоларий, диатомей и спикул губок (до 40-50% каждых), а также глауконит, кварц, вулканическое стекло, глинистое вещество, цеолиты, пирит.

Гейзериты и кремнистые туфа – светлые пористые породы опалового состава, образующие натёки, корки, иногда тела неправильной формы. образу-

ются из вод горячих источников и гейзеров, содержащих значительное количество растворенного кремнезема – до 800 мг/л. При выходе вод на поверхность давление и температура резко падают и растворенный кремнезем осаждается на окружающих породах в виде опала.

К **халцедонитам**, а также к **апосилицитовым кварцитам** относятся кремни, яшмы, фтаниты (лидиты) и их кварцевые аналоги, в которые они переходят при метагенезе (рис. 10.2). Это стекловатые, афанитовые, крепкие, плотные, не пористые породы, более чем наполовину сложенные халцедоном или кварцем микрозернистой гранобластовой структуры.

Кремни – обширный и сложный тип пород, объединяющий как седиментогенные, так и диа- и катагенетические, т.е. конкреционные и метасоматические образования. По составу они могут быть от чисто халцедоновых до существенно кварцевых, по структуре – абиморфные и биоморфные: спикуловые, радиоляриевые, криноидные, раковинные, возникающие при замещении известняков, т.е. при их окремнении. Структура кремней афанитовая, криптокристаллическая, при этом на сколе порода выглядит сплошной, бесструктурной, в шлифах – микрогранобластовая, колоидально-волоконистая (рис. 10.2а). Текстура неслоистая, массивная, а также тонкослоистая как седиментогенная, так и реликтовая. Цвет чаще всего серый до черного, бурый и красноватый, довольно часто зеленоватый, белый и светло-серый. Крепость одна из самых больших, пористость практически отсутствует. Породы обычно чистые, но могут быть и сильно известковыми (переходят в известняки), глинистыми (переходят в кремнистые глины), органическими (шунгиты и др.), железистыми (джеспилиты), глиноземными (кремнистые бокситы) и фосфатными (кремнистые фосфориты).

Фтаниты, или *лидиты* – черные или темно-серые кремни, относительно обогащенные органическим веществом (часто значительно больше 1%) (рис. 10.2б). Помимо битуминозной и углистой примеси часто встречаются реликты радиолярий и других организмов. Породы обычно содержат ту или иную примесь глинистого вещества. В непрерывном ряду смешанных кремнисто-глинистых пород, в зависимости от содержания кремнезема и текстуры, различают кремни или кремневые сланцы (SiO_2 более 75%), кремни глинистые или глинисто-кремневые сланцы (75-50%), глины (аргиллиты) сильнокремневые или кремнево-глинистые сланцы (50-25%) и глины (или аргиллиты) кремнистые или кремнисто-глинистые сланцы (менее 25%).

Яшмами называют цветные кремни. Как правило, это пестрые преимущественно красные, розовые, зеленые, серые породы. В последнее время существует тенденция называть яшмами только красные кремни (Волохин, 1985). Структура яшм пелитоморфная афанитовая, под микроскопом – микро- и ультрамикрокристаллическая (0,002-0,004 мм), гранобластовая, а при халцедоновом составе – колоидально-волоконистая. Текстура слоистая, полосчатая, пятнистая, а также неслоистая, массивная. Слоистость обычно выражена цветом, структурой и примесями. Встречаются оползневые складки и текстуры замещения. Излом раковинистый, края острые, режущие. Пористость отсутствует, породы очень крепкие. Твердость в зависимости от примесей 6-7. Практически во всех яшмах присутствуют раскристаллизованные панцири радиолярий (рис. 10. 2в), реже спиккулы губок и реликты фораминифер.

Кварциты апосилицитовые сохраняют цвет и все структурно-текстурные и химические свойства первичных силицитов, за счет которых они образовались при перекристаллизации, и отличаются от них лишь степенью кристалличности. Они являются полнокристаллическими кварцевыми породами, хотя и остаются микрозернистыми (рис. 10.2г).

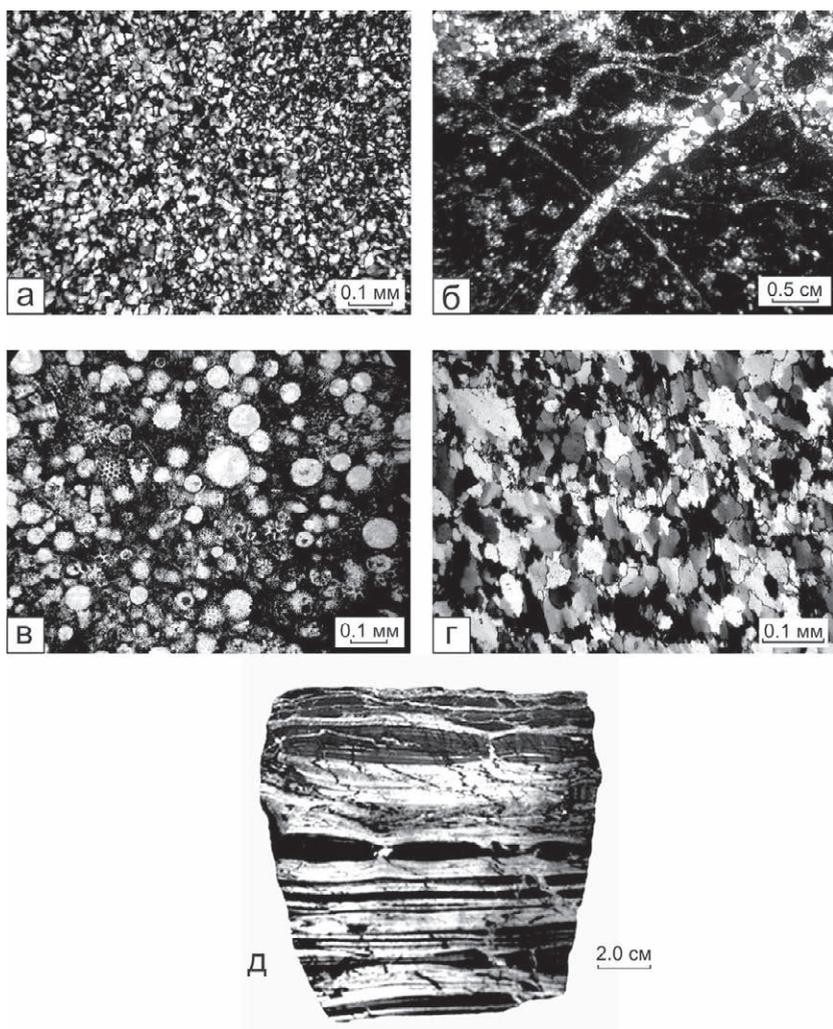


Рис. 10.2. Халцедоновые кремни и апосилицитовые кварциты.

а – кремнь с микрогранобластовой структурой (триас), Приморье; б – фланит с тонкими прожилками кварца (триас), Приморье; в – красная яшма с большим количеством радиоларий (нижний мел), Хабаровский край; г – кварцит апосилицитовый с гранобластовой структурой (ордовик), Казахстан; д – джеспелит (протерозой), Украина.

Джеспелиты, или *железистые кварциты* – также апосилицитовые кварциты, прошедшие метаморфизм начальных и средних стадий. Главная их геологическая особенность та, что они известны только в докембрийских отложениях. Петрографически это полнокристаллические, нередко крупнозернистые породы с четкой миллиметровой и сантиметровой контрастно выраженной слоистостью, связанной с правильным чередованием белых кварцитовых и черных магнетитовых или гематитовых слоев (рис. 10.2д). Часто наблюдаются подводно-оползневые складки, указывающие

на оплывание обводненного осадка под уклон дна. Породы тяжелые, магнитные, крепкие, плотные.

Силициты редко образуют мощные элементарные пласты. Их мощность измеряется метрами, чаще всего долями метров, и даже сантиметрами. Более мощные пласты обычно оказываются сложными пачками, в которых элементарные слои разделены прослоями глинистых, песчаных, карбонатных, фосфатных, пирокластических и эффузивных пород. Как фоновые, медленно накапливающиеся осадки силициты обычно разбавляются и подавляются обломочными, глинистыми и известковыми отложениями и могут осаждаться в виде самостоятельных чистых пластов только при замедлении осаждения всех других компонентов.

Различают две геологические формы кремневых тел: пластовую и желваковую, или конкреционную, возникающую на стадии диагенеза или катагенеза. Несмотря на широкое распространение кремневых конкреций, пластовые силициты (рис. 10.3а) составляют не менее 90% всех кремнистых пород. Конкреционные кремни встречаются главным образом в карбонатных породах всех возрастов, реже в кремневых, песчаных и фосфатных и еще более редко в глинистых породах. При изометричной форме диаметр конкреций достигает 0,3-0,5 м. Обычно они имеют уплощенную или неправильную причудливую форму с множеством выростов, бугров, шипов, нередко вертикально удлинены (рис 10.3б). Различны формы залегания конкреций. Часто их расположение и уплощенная форма подчинены слоистости, некоторые связаны со стилолитовыми поверхностями, отмечаются конкреции секущие наслоение. Контакты с вмещающими породами обычно резкие.

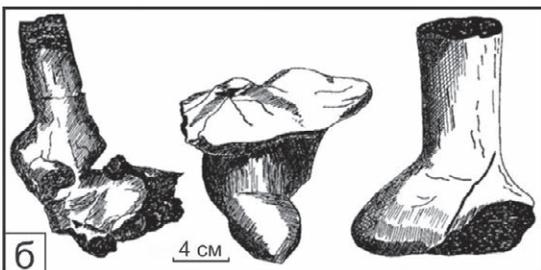


Рис. 10.3. Формы залегания кремнистых пород.

а – пластовая: кремнь в переслаивании с аргиллитом, по (Волохин, 1985); б – различные формы кремнистых конкреций, по (Кузнецов, 2007).

Происхождение силицитов.

Генезис большинства силицитов остается неясным или спорным как по источнику вещества, так и по способу и условиям накопления. Существуют различные гипотезы их происхождения: биогенная, хемогенная, эндогенная, экзогенная и другие. Наиболее ясно происхождение биоморфных силицитов, поскольку сохраняется их первичная структура, указывающая на способ формирования породы – осаждение кремнистых скелетов организмов. Кремнезем извлекается из воды организмами для построения своих скелетов, и в дальнейшем, после их отмирания, в виде скелетных остатков, обычным гравитационным способом, формирует

разнообразные диатомовые, радиоляриевые или спикуловые осадки.

Организмы с кремневым скелетом в настоящее время распространены почти повсюду – в морских и пресных водах на всех широтах. В современном океане кремневые планктоногенные осадки образуются в трех широтных поясах: двух высокоширотных диатомовых и в экваториальном диатомово-радиоляриевом. Наибольший из них (шириной 900-1200 км) – приантарктический пояс с максимальным содержанием кремнезема в осадках до 70%. В Северном полушарии преобладание материковой суши над акваториями океанов выразилось в подавленности кремненакопления терригенным осадконакоплением, поэтому диатомиты здесь не образуют сплошного пояса, а максимальное содержание свободного SiO_2 в диатомовых осадках северной части Тихого и Атлантического океанов редко превышает 50%.

Полной аналогии современных биокремневых осадков с древними силицитами нет. Древние силициты более чистые: содержание SiO_2 в них часто превышает 90-95%, чего нет в современных осадках. Мощности древних силицитов большие, а площади распространения наоборот меньшие, они локализируются в виде узких полос, отвечающих дну котловин или присклоновым областям континентов. Все это не позволяет считать древние радиоляриты и диатомиты полным аналогом современных кремневых осадков океанов и, следовательно, нельзя по ним достаточно достоверно восстанавливать океанические обстановки.

Более трудны для восстановления генезиса абиогенные кремни. Поскольку все абиогенные кремни – образования морских бассейнов, то очевидно, что основным источником кремнезем для их образования являются его запасы в водах Мирового океана и весь вопрос в том, как он туда поступает. А.П. Лисицин (1978) подсчитал абсолютную массу кремнезема, выносимого реками – 452 млн т/год. Этого количества кремнезема достаточно для образования всех кремнистых осадков. В тоже время нельзя исключать и роль вулканической поставки кремнезема за счет подводных извержений вулканов и деятельности гидротерм, а также выноса его в процессе подводного разложения магматических пород ложа океана и пирокластики. Количественные подсчеты массы кремнезема такого происхождения очень противоречивы и в целом свидетельствуют о его второстепенности для формирования всей массы кремнистых толщ.

Механизм осаждения абиогенных силицитов включает два возможных варианта. Первый – диагенетическое растворение легко растворимых опаловых раковин и спикул и переотложение высвободившегося кремнезема в виде бесструктурного или микроглобулярного опала в трепелах и опоках, а затем дальнейшая его кристаллизация в халцедон и кварц в кремнистых сланцах, яшмах и фтанитах. Второй вариант – хемогенная садка кремнезема в виде опала и дальнейшая его перекристаллизация. Бесспорно, хемогенными являются отложения горячих источников – кремнистые туфы, гейзериты, корки, натёки, а также гнезда яшм в эффузивах.

Условия кремненакопления. Очевидно, что для накопления кремнистых отложений должны существовать особые обстановки, исключающие поставку в бассейн осадконакопления больших масс терригенного или карбонатного планктоногенного материала, способно разбавить или даже подавить кремнеобразование. Поэтому особенностями этих обстановок должны быть пассивный тектонический режим, невысокий рельеф суши и аридный или иной климат, не способствующий мобилизации и поставке больших масс терригенного материала, а также снижающий или исключаящий образование карбонатного планктона (холодный климат и глубины ниже критических для карбонатов). Комплекс таких условий обычно существует в эпохи трансгрессий.

В настоящее время не существует необходимых условий, обеспечивающих накопление высококремнистых осадков даже вдали от континентов. Но если умень-

шить терригенный сток рек в 2-15 раз, то в Японском и Охотском морях будут формироваться высококремнистые осадки, аналогичные древним силицитам. Даже одно изменение тропического климата на умеренный может быть причиной уменьшения поступления терригенного материала от 5 до 10 раз, и соответственно усиления кремненакопления.

ГЛАВА 11. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатными породами называют осадочные образования, более чем на 50% сложенные карбонатными минералами – кальцитом, доломитом, сидеритом, магнезитом, анкеритом. Всего же известно более 70 подобных минералов.

По распространенности карбонатные породы занимают второе место после глин и составляют около 20% осадочной оболочки Земли. Они слагают самостоятельные формации (например, рифовую), но встречаются и в составе других формаций как в виде пластов и линз, так и в виде гигантских обломков размером в сотни метров – олистолитов.

Цвет карбонатных пород чаще всего белый и светло-серый. Содержащие железо и магний породы в зоне выветривания розовые, красные или черные. Темно-серый цвет обусловлен органическим веществом, обычно являющимся спутником глинистой примеси. По внешнему виду карбонатные породы варьируют от землистых, пелитоморфных (визуально незернистых), до зернистых разной размерности и характера: кристаллических, песчаных, гравийных, брекчиевых и разнообразных биоморфных – раковинных, биогермных, биокластовых и т.д.

Классификация карбонатных пород основана на минералогическом составе. Все карбонатные породы разделяются на: 1) известняки, сложенные кальцитом или арагонитом; 2) доломиты; 3) сидериты; 4) магнезиты; 5) анкериты; 6) родохрозиты, состоящие соответственно из минералов доломита, сидерита, магнезита, анкерита и родохрозита.

Минералогические типы карбонатных пород далее подразделяются по структуре. Эта классификация предусматривает выделение почти всех структурных типов, которые свойственны осадочным породам, что свидетельствует о широком разнообразии обстановок и способов формирования карбонатных пород.

Выделяются две основные группы карбонатных пород: известняки и доломиты, связанные между собой переходными разностями, а также несколько второстепенных.

Известняки – наиболее распространенные карбонатные породы. Они на 50% и более состоят из кальцита. Современные известняки в значительной мере сложены арагонитом. В качестве примесей могут присутствовать доломит, глинистый материал, кремнезем, глауконит, песчаный и алевритовый обломочный материал, соединения железа, органическое вещество. В основу классификации известняков, предложенной В.Т. Фроловым (1993), положено их разделение по структурным признакам (табл. 11.1). Визуально известняки подразделяются на пелитоморфные, т. е. визуально незернистые, и зернистые.

Структура **пелитоморфных известняков** устанавливается только под микроскопом. Они делятся на биоморфные, сфероагрегатные, обломочные и кристаллобластовые, а по размеру – на микрозернистые (0,05–0,0001 мм) и коллоидальнозернистые (мельче 0,0001 мм). **Биоморфные** известняки представлены различными микрофораминиферовыми, остракодовыми, водорослевыми и нанопланктонными, в основном кокколитовыми (писчий мел), разностями. Все они бывают цельнораковинными (или цельноскелетными) и детритовыми (или биокластовыми). **Обломочные** микрозернистые известняки слагаются тончайшими зернами – продуктами дробления в волноприбойной зоне цельноскелетных известняков и рифовых

Таблица 11.1. Структурная классификация известняков, по (Фролов, 1993).

А. ПЕЛИТОМОРФНЫЕ (ВИЗУАЛЬНО НЕЗЕРНИСТЫЕ)		
<p>I. Биоморфные: а. Цельносkeletalные</p> <p>б. Микробиодетритовые</p> <p>в. Микрокопролитовые</p> <p>II. Микросфероагрегатные</p> <p>III. Микрообломочные</p> <p>IV. Микросталлобластовые (перекристаллизованные)</p>	<p>1. Микрораковинные</p> <p>2. Нераковинные</p> <p>1. Монодетритовые: 2. Полидетритовые</p>	<p>Фораминиферовые (глобигерининовые и др.), остракодовые, птероподовые, сферовые (сферово-водорослевые и др.), микротрохилисковые и др. Каркасные водорослевые и др.</p> <p>Кокколитовые, коралловые, водорослевые и др.</p> <p>Микрооолитовые, микросферолитовые, микрокомковатые и др. Алевритовые и др.</p>
Б. ЗЕРНИСТЫЕ (ВИЗУАЛЬНО)		
<p>I. Биоморфные: а. Цельносkeletalные</p> <p>б. Биодетритовые</p> <p>в. Копролитовые (пеллетовые)</p> <p>II. Сфероагрегатные</p> <p>III. Обломочные</p> <p>IV. Кристаллобластовые (кристаллически-зернистые)</p>	<p>1. Цельнораковинные: а) крупнораковинные</p> <p>б) мелкораквинные</p> <p>2. Биогермные (каркасные): а) фитоморфные (водорослевые)</p> <p>б) зооморфные (остатки животных)</p> <p>1. Монодетритовые</p> <p>2. Полидетритовые</p>	<p>Пеллециподовые, гастроподовые, цефалоподовые, брахиоподовые Нуммулитовые, фузулиновые, остракодовые, гастроподовые, пеллециподовые, птероподовые</p> <p>Цианоалгифитовые (из сине-зеленых водорослей): строматолитовые, онколитовые, боболитовые, катаграфиевые; багряноводорослевые (из красных или багряных водорослей): литотамниевые, литофиллумовые; зеленеводорослевые (из зеленых водорослей)</p> <p>Коралловые, строматопоровые, мшанковые, губковые, пеллециподовые, гастроподовые, фораминиферовые, серпуловые, баянусовые, полизооморфные и др. Всех групп организмов, а также криноидные, эхиноидные</p> <p>Типы по производящим организмам и размерам</p> <p>Оолитовые, пизолитовые, бобовые, сферолитовые, псевдооолитовые, узловатые (нодулярные), комковатые, конкреционные и др.</p> <p>Подразделяются по размерности, окатанности, взаимоотношениям как обломочные породы (глыбовые, валунные, брекчиевые, конгломератовые, дресвяные, гравийные, песчаные)</p> <p>Являются перекристаллизованными или гранулированными, а также новообразованными и метасоматическими, различаются по величине зерна и реликтовым структурам</p>

построек. Часто визуально незернистые известняки называют *микритовыми*. Из *микросфероагрегатных* известняков обычны оолитовые, сферолитовые и комковатые. Это могут быть копролиты иглокожих, моллюсков и рыб, цианобактериальные стяжения, результат грануляции либо переработки осадка илоедами. *Микрокристаллобластовые* известняки образуются в результате уплотнения и слабой перекристаллизации первичного известкового ила.

Зернистые известняки также делятся на биоморфные, сфероагрегатные, обломочные и кристаллобластовые. *Биоморфные* в свою очередь подразделяются на цельносkeletalные, к которым относятся раковинные и биогермные известняки, биосфероагрегатные и биодетритовые. *Раковинные*, или *ракушняковые* известняки слагаются разобщенными раковинами двустворок, гастропод, аммонитов, брахиопод, фрагментов панцирей трилобитов и раковинками остракод и фораминифер. По размеру они бывают гиганто- (крупнее 20 см), крупно- (5-20 см) и мелкораквинные (меньше 5 см). Последние наиболее разнообразны по составу: пеллециподовые, гастроподовые, брахиоподовые и т.д. *Биогермные* известняки состоят из остатков прикрепляющихся организмов: кораллов, мшанок, водорослей, к которым присоединяются раковины других животных, не несущих следов механической обработки. Организмы формируют биогермы – вертикальные постройки высотой иногда в сотни метров, и биостромы – уплощенные, пластообразные линзы, также часто очень крупные. *Биосфероагрегатные* известняки представлены только онколитовыми (шары 1-10 см), пизолитовыми (гороховыми, 2-10 мм) и биооолитовыми (боболитовыми, катаграфиевыми и др.) типами, образованными в основном сине-зелеными водорослями. Мелкие сфероагрегаты, чаще всего оолиты, могут быть как биогенными, так и хемогенными. К биосфероагрегатным примыкают *копролитовые* известняки, сложенные округлыми шарообразными или удлинёнными, нередко цилиндрическими агрегатами (0,05-5 мм) микритового известкового материала, агрегированного в кишечнике илоедов и в какой-то степени сцементированного. *Биокластовые*, или *биодетритовые* известняки (еще их называют органогенно-обломочными или органогенно-детритовыми) разделяются на монодетритовые, сложенные из скелетных остатков одного вида или одной формы организмов, и в разной степени смешанные, полимиктовые или полидетритовые.

Сфероагрегатные известняки морфологически включают рассмотренные выше биосфероагрегатные и разнообразные абиогенные. Структура их двухуровневая: различаются сфероагрегатная структура породы и структура (как правило, микритовая, игольчатая, детритовая) агрегатов. Оолитообразные образования без концентрического строения или с неясным его развитием, называют псевдооолитами, а крупные (2-5 мм) оолиты – пизолитами, или горошинами.

Обломочные известняки образуются из продуктов механического разрушения и перемывания известковых осадков и древних известняков. Обычно формируются на месте без перемещения – в результате физического выветривания. Несмотря на то, что значительного переноса обломочного материала не было, форма обломков известняков не всегда угловатая, их окатанность, как мягкой горной породы, в зоне приобья бывает очень хорошей. Обломки известняков чаще всего цементируются кальцитом. Отчетливой границы между обломками и цементом обычно не бывает.

Кристаллобластовые, или кристаллически-зернистые известняки образуются за счет всех других типов известняков в результате перекристаллизации или метасоматического замещения. Это, следовательно, по структуре вторичные, метаморфизованные породы, в конечном итоге становящиеся мраморами. Перекристаллизация начинается уже при невысоких температурах и давлении, более

интенсивно она идет в позднем катагенезе и особенно в метагенезе и сопровождается укрупнением кристаллов, полисинтетическим их двойникованием и формированием гранобластовой структуры. Первичные структуры постепенно стираются или сохраняются в виде реликтовых теней.

Известняки, как и другие осадочные породы, часто бывают смешанного минерального состава. Чаще всего к известковому веществу примешивается доломит – второй по распространенности карбонатный минерал. Смешанный ряд карбонат-доломитовых пород принято делить, по предложению С.Г. Вишнякова (1956), на: 1) известняки чистые (доломита 0-5%); 2) известняки доломитистые (5-25%); 3) известняки доломитовые (25-50%); 4) доломиты известковые (50-75%); 5) доломиты известковистые (75-95%) и 6) доломиты чистые (95-100% доломита) (табл. 11.2).

Таблица 11.2. Классификация известково-доломитовых пород, по (Вишняков, 1956).

Порода	Содержание, масс. %	
	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
Известняк	95-100	0-5
Известняк доломитистый	75-95	5-25
Известняк доломитовый	50-75	25-50
Доломит известковый	25-50	50-75
Доломит известковистый	5-25	75-95
Доломит	0-5	95-100

Из некарбонатных примесей чаще всего встречаются кварц, силикатные минералы, обломки пород, глинистое вещество и кремнезем. В случае обломочной примеси классификация смешанных пород строится аналогичной классификации известково-доломитовых пород. Например, для песчаной примеси это будут: 1) известняк чистый (примеси песка 0-5%); 2) известняк песчанистый (5-25%); 3) известняк песчаный (25-50%); 4) песчаник известковый (50-75%); 5) песчаник известковистый (75-95%) и 6) песчаник чистый (95-100% песчаного материала).

Вместе с доломитовой примесью известковые породы часто содержат примесь глинистого вещества. В этом случае классификация становится более сложной – трехкомпонентной, а при содержании глинистой примеси от 25 до 50% употребляется термин *мергель*.

Доломиты по структуре менее разнообразны, чем известняки, но среди них выделяются практически все те же структурные группы и большинство типов. **Пелитоморфные** доломиты в основном лишь микрозернистые **кристаллобластовые**, а биоморфные и обломочные малоизвестны. **Зернистые** доломиты также в основном **кристаллически-зернистые**, или кристаллобластовые – от тонко- до грубо- и реже гигантозернистых. Менее распространены **биоморфные**, в основном водорослевые строматолитовые и онколитовые, **сфероагрегатные** и **обломочные**. Доломитовые постройки сине-зеленых водорослей характерны для протерозоя, а мелкобрахиоподовые доломиты известны в палеозое. Из сфероагрегатных обычны оолитовые и сферолитовые доломиты, а из обломочных чаще всего встречаются брекчиевые, характерные для карбонатно-эвапоритовых формаций.

Сидериты – практически только **гранобластовые** породы: от микритовых до крупнокристаллических. **Биоморфные** сидериты редки, они образуются при

диагенетической цементации коралловых рифов или ракушняков. Также редко встречаются *сферолитовые* сидериты. Довольно обычны сидеритовые конкреции и желваки, особенно в угольных толщах.

Анкериты, магнезиты и родохрозиты еще более бедны структурными типами. Чаще всего они от микрозернистых до крупнокристаллических, иногда оолитовые и пизолитовые, а анкериты встречаются также в виде мелкозернистых конкреций округлой или пластовой формы.

Минеральный состав карбонатных пород. Породообразующих карбонатных минералов немного (табл. 11.3). Все они кристаллические, большинство тригональные, кристаллизуются в виде ромбоздров и являются солями угольной кислоты H_2CO_3 . Основных минералов шесть – кальцит, доломит, сидерит, магнезит, родохрозит и арагонит. Кроме того, относительно часто встречаются анкерит и минералы смесей, например сидерит-магнезит, сидерит-родохрозит, родохрозит-кальцит, кальцит-сидерит, магнезио-доломит-ферродоломит и др. Известны также более редкие водные карбонаты натрия и магния – сода, термонатрит, гидромагнезит, а также медные карбонаты – малахит и азурит. Все карбонатные минералы растворяются в соляной кислоте, при этом кальциевые с бурной реакцией, имеют совершенную спайность, размер кристаллов варьирует от коллоидального до гигантокристаллического (5-10 см и больше). Под микроскопом сильно псевдоплеохроируют, интерференционная окраска перламутровая или белая высшего порядка. В породах карбонатные минералы обычно изометрично зернисты и резко рельефны, реже волокнисты и игольчатые. Твердость большинства карбонатов 3-4,5, они царапаются ножом.

Таблица 11.3. Главные минералы карбонатных пород.

Минерал, химическая формула	Форма выделения
Арагонит $CaCO_3$	Игольчатая, волокнистая, призматическая; образует различные агрегаты, оолиты, слагает органические остатки
Кальцит $CaCO_3$	Зерна неправильной «лапчатой» формы, образует оолиты, агрегаты, кристаллические массы
Доломит $CaMg(CO_3)_2$ Анкерит $Ca(Mg,Fe)[CO_3]_2$	Идиоморфные ромбики, часто с зональным строением; реже призматические и таблитчатые зерна, образует агрегаты, кристаллические массы
Магнезит $(Mg, Fe)CO_3$	Ромбические, призматические, таблитчатые кристаллы, крупнозернистые, волокнистые, пластинчатые агрегаты
Сидерит $FeCO_3$ Родохрозит $MnCO_3$	Ромбоздрические, таблитчатые, призматические различные агрегаты

Химический состав карбонатных пород. Хотя карбонатные породы обычно бывают чистыми, с содержанием примесей меньше 1%, их химический состав сильно меняется, что отражает степень их смешанности (табл. 11.4). Чистый известняк, состоящий из одного кальцита, имеет простой химический состав: CaO – 56% и CO_2 – 44%. Точно так же теоретический состав доломита: CaO – 30,4%, MgO – 21,9% и CO_2 – 47,7%. Однако все эти значения сильно снижаются за счет SiO_2 (до 50% в известняках, переходящих в кремень), Al_2O_3 (до 8%

Таблица 11.4. Химический состав карбонатных пород, по (Фролов, 1993).

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0,23	5,19	14,09	0,10	26,44	0,37	0,70	21,32	13,80	15,19	2,08	16,88
TiO ₂	—	0,06	0,08	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,32
Al ₂ O ₃	сл.	0,81	1,75	0,07	—	—	0,20	4,14	7,00	2,16	1,08	3,09
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	0,05	0,03	—	—	—	—	—	0,29	0,03	—	2,33
CaO	55,16	42,61	40,60	55,44	41,18	54,30	55,50	39,32	38,35	25,99	35,48	3,17
MgO	0,20	7,90	4,49	0,02	сл.	0,16	0,20	0,75	1,32	17,17	14,62	1,41
K ₂ O	—	0,33	0,58	—	—	—	—	—	0,86	—	—	—
Na ₂ O	—	0,05	0,62	—	—	—	—	—	2,61	—	—	—
Li ₂ O	—	сл.	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,54	0,21	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,56	0,88	—	—	—	—	—	—	1,06	0,98	—
П.п.п.	—	—	—	44,11	32,34	44,45	42,62	32,62	—	—	—	30,50
CO ₂	43,74	41,58	35,58	—	—	—	—	—	31,31	37,38	44,27	—
P ₂ O ₅	—	0,04	0,42	сл.	—	—	—	—	0,25	—	—	0,05
S	—	0,09	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0,05	0,07	—	—	—	—	0,75	—	0,06	—	—
Cl	—	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H.o.	—	—	—	0,10	24,09	—	—	—	—	20,30	—	—

Примечание: 1 – современные кораллы; 2 – средний анализ 345 образцов известняков (по Кларку); 3 – средний анализ 498 образцов известняков, используемых в строительстве (по Кларку); 4 – биокластовый известняк; 5 – кремнистый известняк; 6 – известковый туф; 7 – мел; 8 – мергель; 9 – глинистый известняк; 10 – доломит кремнисто-известковистый; 11 – доломит; 12 – сидеритовая руда. Н.о. – нерастворимый остаток, сл. – следы.

и более в мергелях), соединений железа (до 2% и более) и других примесей. Чистые магнезиты состоят из 47,6% MgO и 52,4% CO₂, чистые сидериты – из 62,1% FeO и 37,9% CO₂, а родохрозиты – из 61,7% MnO и 38,3% CO₂. Более сложный и меняющийся состав имеют анкериты, что связано с переменным соотношением Mg и Fe.

Основные типы карбонатных пород. Карбонатные породы петрографически очень разнообразны, что отражает их сложный минеральный состав и разнообразие структур.

Известняки заметно преобладают по распространенности над доломитами и тем более над другими карбонатными породами. По разнообразию им нет равных среди других горных пород, поэтому ограничимся описанием нескольких основных типов. Другие типы выделяются по карбонатным и терригенным примесям.

Микрозернистые известняки белые или окрашены органическим веществом в темно-серый, черный и коричневый цвет, реже бывают красными, желтыми и зеленоватыми. Они землистые, пелитоморфные, часто мягкие, пачкающие руки, но также часто и крепкие, фарфоровидные с раковистым изломом. Обычно неслоистые из-за биотурбации, реже тонкослоистые. Развиты текстуры замещения, фунтиковая и стилолитовая. В шлифах обнаруживаются разнообразные микроструктуры: гранобластовые, биоморфные цельнораковинные и цельносkeletalные, биодетритовые и обломочные.

Писчий мел – полурыхлые, землистые пелитоморфные известняки, легко оставляющие след на всех предметах. Это светлая, белая или желтовато-белая, очень

однородная горная порода, с большой пористостью (более 40-50%), не имеющая заметной слоистости, с биотурбитовыми текстурами. Основными компонентами мела являются кокколиты – мельчайшие (<0,005 мм) фрагменты капсул планктонных известковых водорослей – кокколитофорид (содержание их достигает 75% и более), а также раковины планктонных фораминифер – глобигерин (5-40%), иногда присутствуют обломки раковин двустворок и гастропод (рис. 11.1а, б). Генетически первичный осадок был биоплантоногенным, но он полностью поедался (биотурбировался) илоедами, а первичная тонкая слоистость утрачивалась. Обстановки накопления меловых илов разнообразны: средние и глубокие части шельф, континентальный склон и дно океана.

Мергели (рис. 11.1в, г) близки к писчому мелу, но содержат глинистую примесь (до 50%), которая насыщена органическим веществом, часто придающим породам серый и черный цвет. Они чаще всего мягкие, неслоистые, биотурбированные, состоят в основном из кокколитов, которые обычно незначительно перекристаллизованы. В мергелях довольно часто встречается алевритовая и тонкопесчаная примесь терригенных и эдафогенных минералов, а также глауконита. Образуются как в батимальных и шельфовых обстановках, так и в лагунах и озерах.

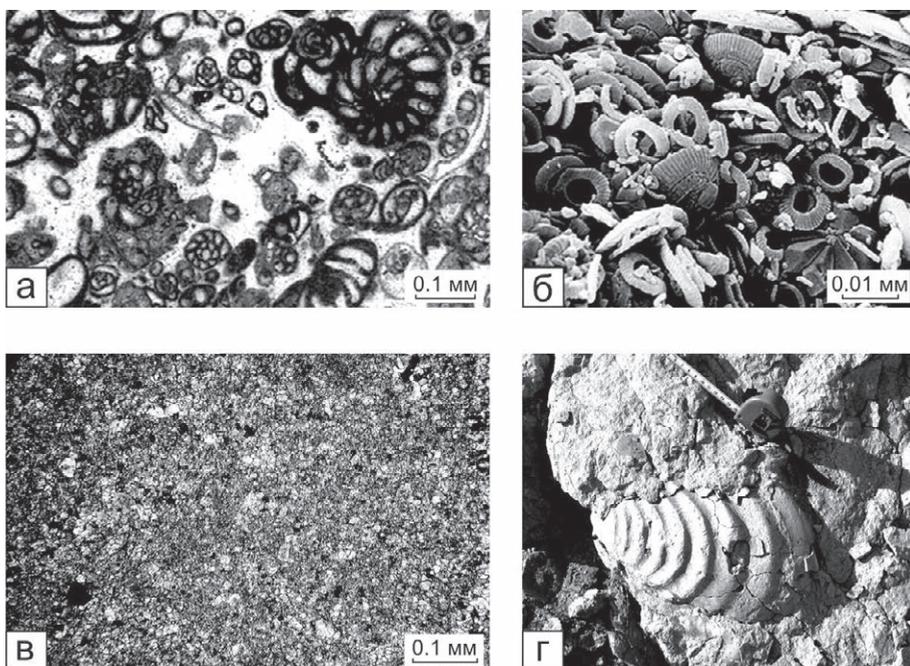


Рис. 11.1. Микрозернистые известняки.

а – писчий мел фораминиферовый цельнораковинный; б – писчий мел кокколитовый под сканирующим микроскопом; в – мергель с алевропелитовой структурой; г – мергель, содержащий крупные раковины иноцерамов (мел, г. Вольск, Саратовская обл.).

Из **биоморфных визуально зернистых** известняков остановимся на биогермных и раковинных разновидях. *Биогермные известняки* – одни из самых характерных и широко распространенных. Обычно они белые, редко красные и серые. Состоят из скелетных остатков прикрепляющихся организмов и поэтому

имеют коралловую, водорослевую, мшанковую, губковую, пеллециповую, гастроподовую и фораминиферовую структуру (рис. 11.2). Помимо биоморфной структуры их характерными признаками являются: отсутствие слоистости, значительная высота биогермных построек, имеющих вид столбов, холмов и массивов – биогермов. В тоже время, водорослевые постройки обычно имеют пластообразную или линзовидную форму (биостромы) часто с волнистой субгоризонтальной слоистостью. Важными признаками биогермных известняков являются инкрустационные, геопитальные, строматолитовые и другие струк-

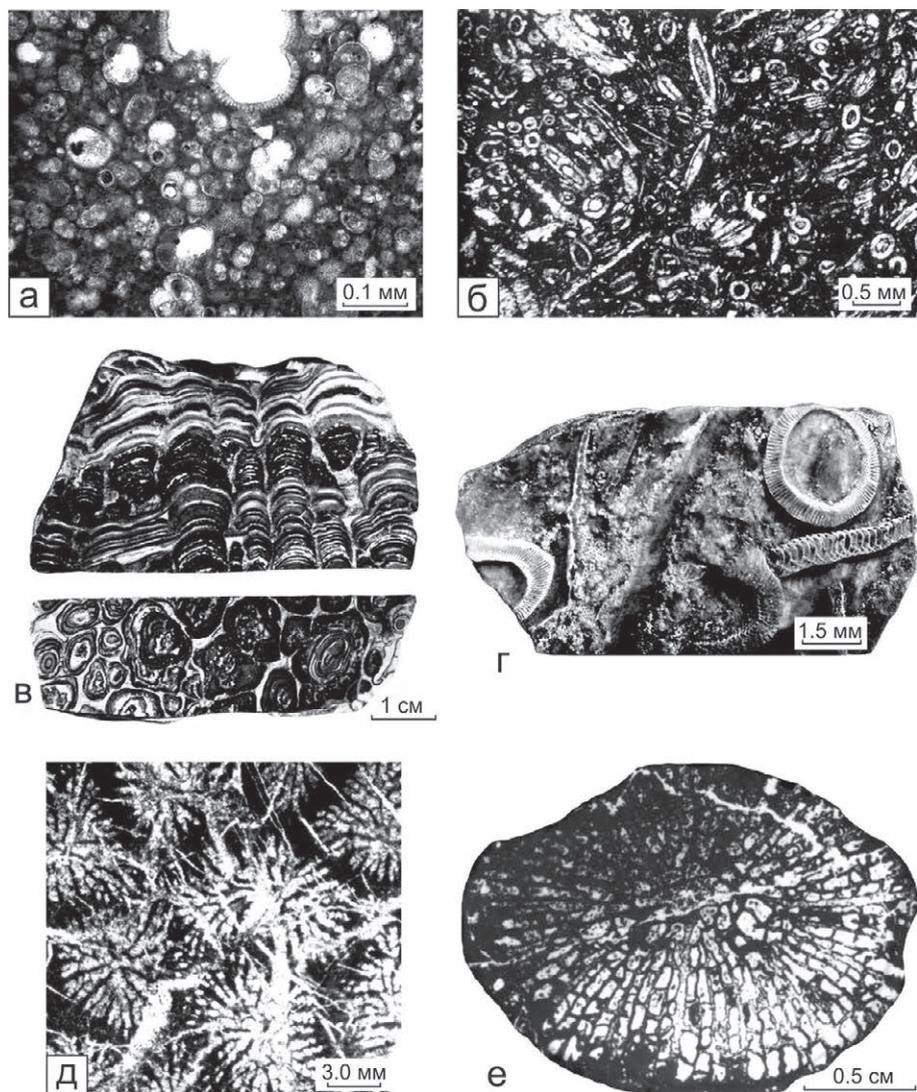


Рис. 11.2. Известняки биогермные, по (Атлас..., 1969; Пунина, 1999; <http://paleostratmuseum.ru>).

а – фораминиферовый; б – водорослевый; в – строматолитовый, вертикальное и горизонтальное сечения, г – археоцианобактерный; д – коралловый, сложенный колониальными кораллами; е – коралловый, колония кораллов.

туры. Водорослевые известняки часто имеют столбиковую или бугорчатую макроструктуру, создаваемую поколениями нарастающих сине-зеленых водорослей. Размер столбиков от миллиметров до десятков метров. Форма – грибовидная, конусовидная или цилиндрическая. Часто водорослевые тела шарообразные – онколитовые (0,510 см), оолитоподобные, комковатые.

Раковинные известняки, или ракушники, распространены очень широко и встречаются обычно в виде тонких слоев и линз. Цвет сильно варьирует – от белого до серого, темно-серого, красного и желтого. Между собой они различаются по размеру раковин (от миллиметров до десятков сантиметров), их расположению, видовому составу (рис. 11.3, а-г), примесям. Чистые ракушники, не содержащие песчаной либо глинистой примеси, сравнительно редки, чаще они загрязнены ею, что свидетельствует о подвижности водной среды и заносе в область обитания организмов терригенного материала. В ракушниках преобладают целые раковины, часто в прижизненном положении, но обычно створки разобщены и расположены наиболее устойчиво к волновому или потоковому движению воды – выпуклой стороной вверх. Обычно раковины неконформны друг к другу, а пространство между ними остается пустым или заполняется песком – заполнителем, а позднее и цементом, обычно известковым. Различают монарраковинные и полираковинные известняки. Среди первых наиболее обычны устричные, иноцерамовые, пелециподовые, гастроподовые, аммонитовые, брахиоподовые, нуммулитовые, фузулиновые и др. Они часто смешиваются между собой и, кроме того, включают примесь криноидей и других биокластов. Ракушники образуются в основном на мелководье, но встречаются также и на глубинах в десятки и даже в первые сотни метров, т.е. распространены от уреза воды до бровки шельфа, а также на подводных поднятиях в пределах континентального склона. Пресноводные ракушники редки и чаще всего встречаются в крупных озерах.

Биокластовые, или органогенно-детритовые известняки состоят из обломков раковин или скелетных остатков, структура биокластовая (рис. 11.3, д-з). По цвету – от белых до темно-серых и красных. Обломки могут быть как неокатанными так и окатанными, как несортированными так и в разной степени сортированными, а сами породы как неслоистыми, так и слоистыми, причем слоистость бывает не только горизонтальная, но и волнистая и косая. По составу органогенно-детритовые известняки бывают моно-, мезо- и полибиодетритовые, часто с зернистым матриксом и цементом различного состава: известковым, глинистым, реже кремневым, железным и др. Самым распространенным типом органогенно-детритовых известняков являются *криноидные* известняки (рис. 11.3д). Они состоят из пластинчатых и таблитчатых монокристаллов – члеников криноидей размером от 0,05 до 10-20 мм прямоугольной, пятиугольной и иной формы, а также игл морских ежей. Они имеют крупнокристаллическое строение, искристый излом, из-за чего их принимают за мраморы. Слоистость криноидных известняков часто крупная косая или волнистая. Примерами органогенно-детритовых известняков могут также служить *пелециподовые известняки* (рис. 11.3ж) обычно состоящие из уплощенных, часто окатанных обломков раковин, помещенных в песчаный заполнитель. К склону биогермных массивов и рифов приурочены *коралловые, водорослевые* и другие биокластовые известняки, часто имеющие первично-наклонную слоистостью.

Структурными элементами *сфероагрегатных известняков* являются оолиты, имеющие концентрическое строение и размер меньше 2 мм, пизолиты, или горошины (2-5 мм и более), сферолиты, псевдооолиты (без ясной концентричности), конкреции, узлы или желваки, а также, вероятно, принадлежащие к этой группе пород копролиты (пеллеты), онколиты и другие биохемогенные сфероагрегаты и сгустки (рис. 11.4). Соответственно называются структуры и сами

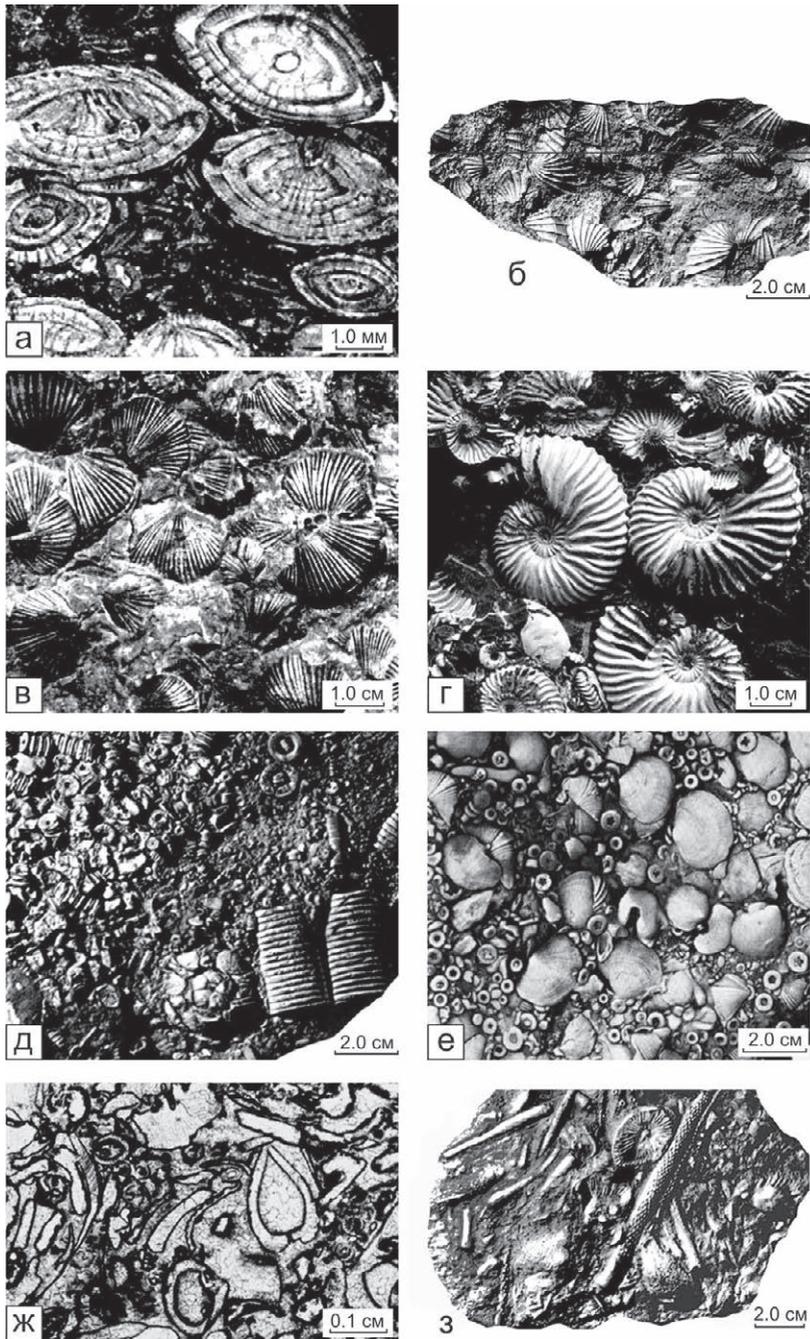


Рис. 11.3. Биоморфные целлюскелетные и биодетритовые известняки, по (Атлас..., 1969).

а-г – целлюскелетные монораковинные известняки или ракушники: а – фузулинидовый; б – пеллициподовый; в – брахиоподовый; г – аммонитовый; д-з – биодетритовые (органогенно-детритовые) или биокластовые известняки: д – криноидный; е – полидетритовый криноидно-брахиоподовый; ж – пеллициподовый; з – известняк, сложенный обломками игл морских ежей.

известняки: оолитовые, пизолитовые, капролитовые и т. д. Цемент в этих породах чаще всего кальцитовый, гранобластовый, крупнокристаллический, часто корочковый, возникший позже отложения сфероагрегатов. Тип цемента – заполнения пор, контактный, обрастания, иногда прорастания. Слоистость отсутствует или горизонтальная, волнистая и косая, обычно разнонаправленная с разной крутизной наклона и мощностью серий.

Оолитовые известняки – наиболее часто встречающиеся из сфероагрегатных. Форма оолитов определяется формой зародышевого зерна, но чаще она бывает шаровой или эллипсоидальной (рис. 11.4а, б). Сортировка пород хорошая или средняя. Зародышевые зерна – как правило, песчинки любого состава, в том числе обломки раковин, известняков или комочки известкового ила. Структура слойков, слагающих оолит, микривовая, текстура беспорядочная, от этого они темные, как бы некристаллические. По ним часто, вследствие перекристаллизации, развиваются вторичная игольчатая структура и радиальная текстура, и оолит переходит в сферолит с радиально-лучистым строением. При этом оолитовая или концентрически-слоистая текстура оолита постепенно стирается. *Сферолитовые известняки* (рис. 11.4в) более редки, и они, по сути, являются преобразованными в стадию катагенеза оолитовыми известняками. *Пизолитовые известняки* – это более крупные разновидности оолитовых, они также довольно редки (рис. 11.4г).

Онколитовые известняки отличаются от оолитовых и пизолитовых только значительно большим размером сфероагрегатов (6-100 мм), неправильной формой и т.н. «окончатым» строением (рис. 11.4д), выражающемся в присутствии мелких пустоток, заполненных крупнокристаллическим кальцитом и четко выделяющихся светлым цветом на темном фоне основной массы. Онколиты образуются сине-зелеными и реже багряными водорослями.

Псевдооолитовые известняки – это группа пород, сложенных близкими к оолитам по размеру (0,05-2 мм, реже крупнее) и форме сфероагрегатами, но не концентрического строения (рис. 11.4е). Они возникают как сгустки хомогенного кальцита в илу (зачаточные конкреции), как копролиты без четкой формы, как комочки полужатвердевшего ила, реже – обломков известняков, испытывавших биологическую, химическую или механическую грануляцию.

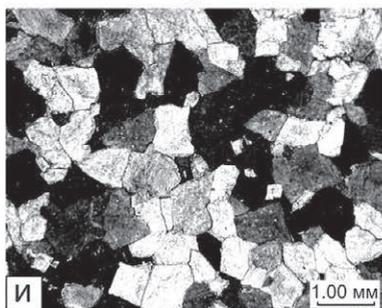
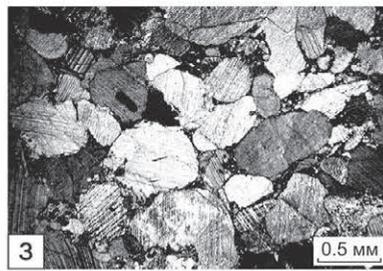
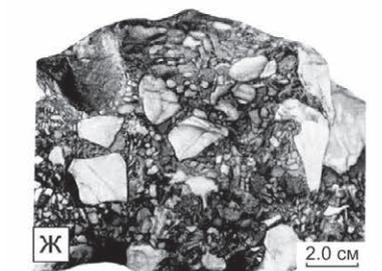
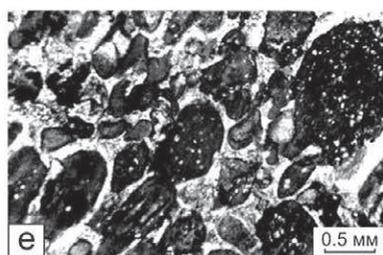
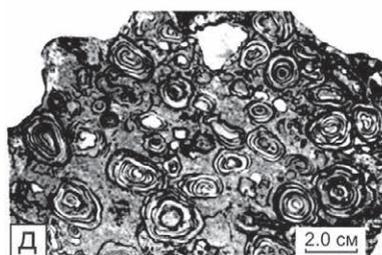
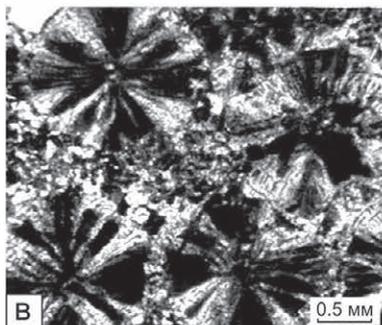
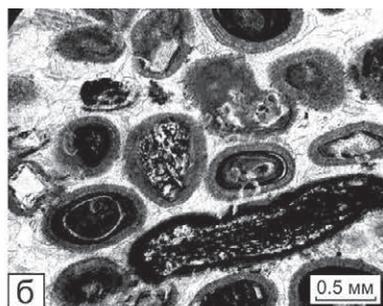
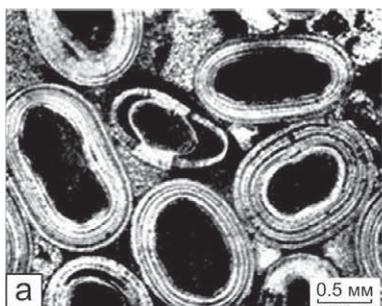
Копрогенные, или пеллетные, известняки сложены фекалиями или копролитами (пеллетами) беспозвоночных организмов. Это округлые, цилиндрические (размером 0,05-1 мм) и шнуровидные комочки ила, прошедшего через кишечник илоеда (см. рис. 4.6). Распознать этот тип известняков помогают одинаковые размеры и форма пеллет, хотя породы могут быть и поликопрогенными.

Конкреционные, желваковые и узловатые известняки сходны со многими предыдущими типами и отличаются от них только большими размерами (до 10-20 см) сфероагрегатов. Конкреции бывают правильные, шаровые, эллипсоидальные, караваевидные, по строению однородные или концентрически-слоистые, с четкими контурами (см. рис. 3.26, 3). Желваки и узлы напротив неправильные, с шероховатой и как бы изъеденной поверхностью, часто с заметными следами переотложения.

Обломочные известняки – по существу это обломочные породы, более чем наполовину сложенные обломками известняков. От биокластовых известняков они отличаются тем, что обломки представляют собой кусочки литифицированных известковых пород или осадков, а не обломки раковин или скелетных остатков.

Рис. 11.4. Известняки сфероагрегатные, обломочные, натёчные и кристаллические гранобластовые, по (Атлас..., 1969) с дополнениями.

а-е – сфероагрегатные: а, б – оолитовые; в – сферолитовый; г – пизолитовый; д – онколитовый; е – псевдооолитовый; ж, з – обломочные: ж – брекчиевый; з – песчаный, среднезернистый; и – кристаллически-зернистый; к – натёчный туф (травертин).



Обломочные известняки представлены всеми типами обломочных пород как по размеру обломков, степени окатанности и сортировке, так и по всем текстурным особенностям. Термины, отражающие структурные особенности обломочных известняков вводятся в название пород, например, известняк брекчиевый (крупно-, средне- или мелкобрекчиевый), галечный (крупно-, средне- или мелкогалечный), глыбовый, блоковый, валунный, гравийный, дресвяный, песчаный и алевроитовый (рис. 11.4ж, з). Различают также заполнитель и цемент. Заполнители могут быть как известковыми, так и песчаными и глинистыми, а цементы – карбонатными, глинистыми и железистыми.

Натечные известняки – *травертины* и некоторые известковые туфы формируются в пещерах и у выходов горячих источников, а также по берегам озер. Они обычно белые, желтоватые, реже бурые и красные, пелитоморфные, колломорфные, радиально-игольчатые, концентрически-слоистые (рис. 11.4к), часто ленточные, пористые и более плотные, крепкие, образующие в пещерах стенки и колонны (сталактиты, сталагмиты и сталагматы – соединившиеся сталактиты и сталагмиты), а также холмы и купола по берегам озер. *Известковыми туфами* называют более пористые, часто губчатые известняки, образующиеся у выходов минеральных источников. Это натечные образования с пелитоморфной или микрозернистой структурой. Окрашены в желтовато-серые и бурые тона, иногда светлые, почти белые.

Известняки кристаллические гранобластовые могут возникать за счет преобразования первично осадочных известняков при сравнительно низких температурах и давлении, обычно уже в раннем катагенезе или даже в стадию диагенеза. В результате образуются кристаллически-зернистые (рис. 11.4и) и мраморизованные известняки с зернами разного размера: от микрокристаллических (меньше 0,01 мм) до гигакристаллических (до нескольких сантиметров). Часто в таких известняках сохраняются реликтовые обломочные, биоморфные, оолитовые и другие сфероагрегатные структуры, но нередко они стираются полностью.

Доломиты по петрографическому и литологическому разнообразию сильно уступают известнякам, но среди них могут быть выделены почти все те же структурные группы. Однако если среди известняков резко преобладают биоморфные структуры, то доломиты в основном кристаллически-зернистые гранобластовые, что свидетельствует о преимущественно хемогенном их происхождении.

Микрозернистые доломиты – белые, желтоватые, реже темно-серые, красные, пелитоморфные землистые или фарфоровидные, крепкие, плотные, но нередко с кавернами, неслоистые или тонкослоистые породы. По составу они чаще всего чистые, без включений или с участками гипса, ангидрита, целестина, флюорита, изредка с отпечатками мелких, угнетенных брахиопод. Широко распространены от докембрия до кайнозоя, слагают мощные пласты и толщи в эвапоритовых формациях. Под микроскопом видна мелкая микрогранобластовая структура, размер зерен чаще всего мельче 0,01 мм. Более крупнозернистые породы (0,01-0,05 мм), вероятно в основном перекристаллизованные первичные доломиты. Все эти признаки свидетельствуют о хемогенности микрозернистых доломитов. Другой тип – темно серые и серые пласты (0,1-1 м) и конкреции микритовых доломитов из угленосных и прибрежно-морских толщ гумидных зон. Часто содержат заметное количество глинистой и алевроитовой примеси, а также зерен сидерита и анкерита. *Мергели доломитовые* – это редкие породы, имеющие светло-серый, зеленоватый, желтоватый, серый, реже темно-серый цвет. Структура равносторонняя, микрогранобластовая. Помимо обычной глинистой примеси встречаются зерна кварца и полевого шпата.

Биоморфные доломиты. Живые организмы не строят скелет из доломита.

Только одна группа организмов – сине-зеленые водоросли в докембрии осаждала его в массовом количестве. При этом происходило формирование доломитовых водорослевых построек – биостромов и биогермов: столбчатых, грибовидных, ветвистых, конусовидных строматолитов, слоистых корок и покровов, а также онколитов. Мощности построек – десятки метров. Помимо этих первичных встречаются и *вторичные биогермные доломиты*, возникающие при доломитизации (замещении кальцита доломитом) коралловых, строматолитовых и водорослевых известковых биогермов. *Раковинные доломиты* (брахиоподовые, пелециподовые и др.) (рис. 11.5а) также вторичные, образуются при субэвaporальном метасоматозе лагунными водами (выветривании), а также в стадии диагенеза и катагенеза. Обычно они неоднородные биминеральные, известково-доломитовые, с инкрустационными текстурами.

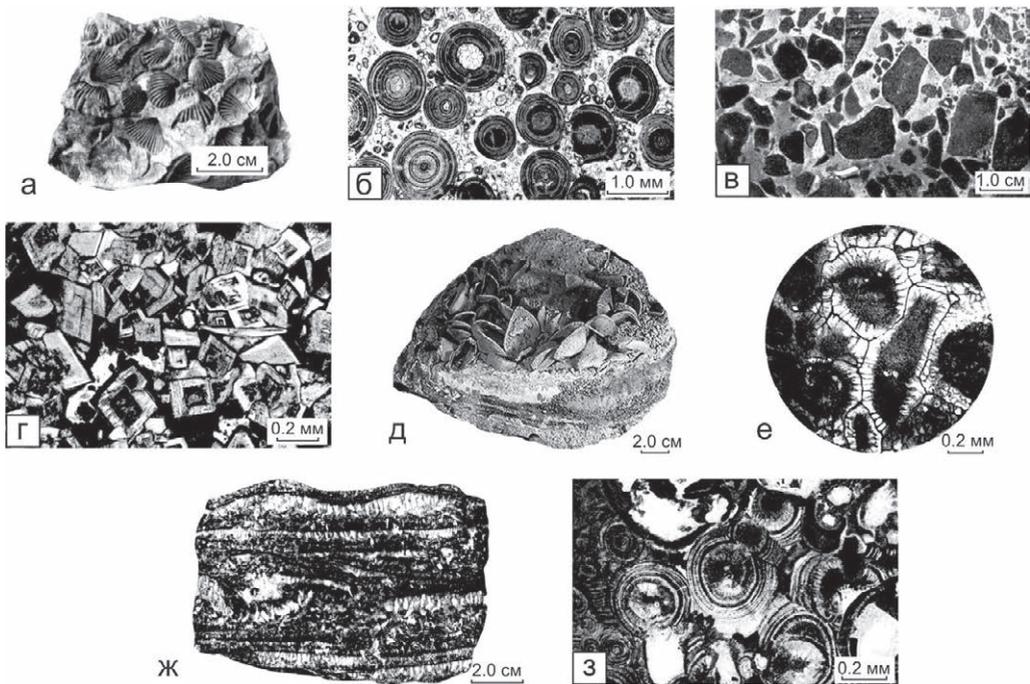


Рис. 11.5. Доломиты, сидериты, магнезиты и манганиты, по (Атлас..., 1969).

а-г – доломиты: а – биоморфный, образовавшийся по брахиоподовому известняку; б – оолитовый; в – обломочный с щебневой структурой; г – кристаллический идиоморфнозернистый, ромбоэдрический; д, е – сидериты: д – биоморфный, образовавшийся по раковинам двустворок; е – крупнокристаллический с гранобластовой структурой; ж – магнезит замещения тонкослоистый; з – родохрозит сферолитовый.

Сфероагрегатные доломиты обычно светлые, представлены оолитовыми (рис. 11.5б), псевдооолитовыми, сферолитовыми, комковатыми, сгустковыми, копролитовыми, а также онколитовыми и изредка конкреционными доломитами, сходными с соответствующими известняками, но менее распространены (см. рис. 11.4). Обычно подразделяются на первичные, образовавшиеся в стадии седиментогенеза или самого раннего гипергенеза, и вторичные, катагенетические.

Обломочные доломиты бывают брекчиевыми, щебневыми (рис. 11.5в), дресвяными, гравийными и песчаными. Встречаются нечасто и приурочены, главным образом, к эвапоритовым толщам, в которых брекчии разрушения

кровли развиваются после растворения и выноса солей, т.е. на стадиях диагенеза и катагенеза. Обычно они лишены терригенной примеси, а в остальном аналогичны обломочным известнякам.

Доломиты кристаллические гранобластовые и гипидиобластовые – вторая по распространенности (после микрозернистых) группа доломитов. Обычно образуются как доломиты замещения, наследуя и сохраняя цвет, текстуры и первичные структуры замещаемой породы (обычно известняков). Структура доломита обычно гранобластовая с простой, субромбоэдрической формой зерен, часто переходящей в гипидиобластовую (рис. 11.5г). Эти доломиты обычно кавернозные, с пустотами неправильных очертаний, как первичных, так и возникших при доломитизации за счет уменьшения объема доломита по сравнению с объемом известняка. Каверны нередко заполнены нефтью или твердыми битумами.

Сидериты – третья по распространенности группа карбонатных пород. Породы имеют серый, темно-серый, часто красный и вишнево-красный цвет. Структуры варьируют от пелитоморфных и афанитовых до крупно- и гигакристаллических, сферолитовых, изредка биоморфных: пеллециподовых, цефалоподовых, коралловых и др. Текстуры неслоистые, иногда реликтивно-слоистые. Часто содержат примеси других карбонатов, гидроокислов железа, пирита, кварца, глинистого и песчано-алевритового материала. Особенностью сидеритов является их большой удельный вес.

Наиболее распространены *конкреционные сидериты*, особенно характерные для угленосных формаций. Форма конкреций от шаровой, эллипсоидальной и пальцевидной до линзовидной и пластовой, мощностью 1-0 см, реже – до 1 м. Цвет пород темно-серый и серый, структура пелитоморфная и тонкозернистая, нередко сферолитовая волокнистая, текстура неслоистая, реже концентрически-слоистая и реликтивно-слоистая. Обычны глинистая, алевритовая и песчаная примесь.

Биоморфные сидериты возникают в стадию диагенеза в восстановительных условиях, которые наступают вслед за осадконакоплением в глинистых морских или лагунных толщах, богатых органическим веществом. Сидерит цементирует пористые слои ракушняка (рис. 11.5д), а иногда и коралловые биогермы.

Кристаллические гранобластовые сидериты крупнозернистые (0,05-10 мм и больше) образовывались в результате метасоматоза по доломитам с сохранением первичной слоистой текстуры материнских пород (рис. 11.5е). Сюда же относятся архейские и протерозойские джаспилиты, сложенные крупнозернистым перекристаллизованным сидеритом, парагенетически связанным с магнетитом и кварцем.

Магнезиты – менее распространенная группа карбонатных пород. Они имеют белый или серый цвет, обусловленный примесью органического вещества. Структуры пелитоморфные и яснокристаллические, вплоть до гигакристаллических гранобластовых. Обычно неслоистые или с реликтовой слоистостью. Генетически связаны с эвапоритовыми формациями. Наиболее распространены два типа магнезитов: *пелитоморфные* белые, часто брекчиевые, образующиеся при высокой солёности и значительном содержании $MgSO_4$, и *яснокристаллические*, до гигакристаллических (кристаллы до 2-3 см), серые и светло-серые, с реликтовой тонкой слоистостью замещенного доломита, сохраняющие черный органический пигмент, подчеркивающий слоистость (рис. 11.5ж).

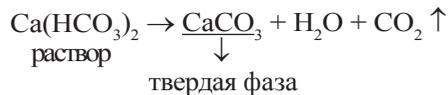
Манганиты – породы сложенные карбонатами марганца: родохрозиты, олигониты и манганокальциты – бесцветные или розоватые, часто с черными дендритами и пятнами окислов марганца; по структуре пелитоморфные землистые и сферолитовые, оолитовые (рис. 11.5з) и пизолитовые, слагают пласты до 2–3 м мощностью, залегающие среди кремневых пород.

Происхождение карбонатных пород. Для образования карбонатных пород основным источником вещества являются запасы гидросферы, которые постоянно пополняются материалом терригенного сноса с континентов, а также наземными и подводными гидротермами. Ежегодно с суши в моря поступает 558 млн т CaCO_3 , в то же время его запасы в Мировом океане в сотни тысяч раз превышают это поступление.

По способам формирования карбонатные породы самые разнообразные из всех групп осадочных пород. Генетическое разнообразие отражается в богатстве их структурных типов, особенно известняков. В настоящее время известно три основных способа формирования карбонатов – биогенный, биохомогенный и хомогенный.

Наиболее простым механизмом осаждения карбонатного вещества является *биогенный*. Биогенное осаждение вещества определяется жизнедеятельностью различных растительных и животных организмов, которые извлекают растворенные в морской воде карбонаты и строят из них свои скелеты. В результате многочисленных смен поколений карбонатоосаждающих организмов их твердые остатки образуют на дне водоемов осадки, которые затем превращаются в карбонатные породы.

Хомогенное осаждение карбонатного материала обусловлено достижением предела его растворимости в воде и связано со сдвигом карбонатного равновесия за счет удаления углекислоты по схеме:



Чем меньше в воде растворенного углекислого газа CO_2 , тем больше вероятность выпадения известкового осадка, тем благоприятнее условия для накопления карбонатных пород. Чисто хомогенное осаждение происходит, когда смещение карбонатного равновесия обусловлено изменениями физических параметров среды, ведущих к уменьшению растворимости углекислоты. Это возможно при резком снижении давления, повышении температуры воды и ее солёности. Так при повышении температуры растворимость CO_2 в воде резко уменьшается, что способствует выпадению CaCO_3 . Отсюда понятно, почему известняки являются осадочными образованиями, свидетельствующими о теплом климате в период осадконакопления. Удаление CO_2 может быть вызвано движением воды в зоне прилива. Поэтому зона прилива особенно благоприятна для осаждения известки в виде оолитов и для сохранения раковин или обломков известняка. Вероятнее всего чисто хомогенными являются различные туфы, образующиеся при выходе на поверхность Земли подземных вод, когда резкое снижение давления ведет к дегазации CO_2 и соответственно переходу растворимого бикарбоната в нерастворимый карбонат кальция.

Мощнейшим фактором удаления углекислого газа является жизнедеятельность водорослей, в том числе цианобактерий, которые используют его в процессе фотосинтеза. Именно этот процесс и определяет *биохимический* способ осаждения карбонатного материала. Карбонатный материал выделяется из воды бассейна в виде мути, представляющей собой тончайшие кристаллики, в результате образуются обычные пелитоморфные и микрозернистые карбонатные илы. Таково, например, сезонное, связанное с цветением фитопланктона, появление известкового материала в виде белесых пятен в зонах апвеллинга.

Прежде к хомогенным породам относили все пелитоморфные и микрозернистые известняки. Однако применение электронного сканирующего микроскопа показало, что многие из них на самом деле образовались биогенным либо биохимическим путем, когда массовое цветение фитопланктона меняет pH среды водоема и карбонат выпадает из воды. Также неоднозначна интерпретация оолитов как чисто

хемогенных образований. Во многих из них обнаружены остатки нитчатых водорослей. Таким образом, масштабы чисто химической садки карбонатов, особенно карбонатов кальция, оказались значительно меньшими, чем можно было предположить, и само такое осаждение зависит не столько от солёности и концентрации растворенных карбонатов, сколько от величины рН, определяемой главным образом жизнедеятельностью водорослей и бактерий.

Обломочные известняки образуются в результате разрушения и перемыва древних карбонатных пород и механической обработки скелетов известковых организмов. Обломки пород и раковин подвергаются интенсивной механической обработке в полосе прибоя, приливно-отливной зоне, течениями и потоками и в той или иной степени окатаны. Раковины измельчаются илоедами. При захоронении обломков вблизи источников сноса без заметной механической обработки образуются брекчии.

Условия образования карбонатных пород. Карбонатные отложения формируются в самых различных условиях: от наземных субаэральных, где образуются известковые туфы (травертины), до океанических глубоководных, однако абсолютное большинство из них – это морские отложения двух видов: мелководные и глубоководные (рис. 11.6).

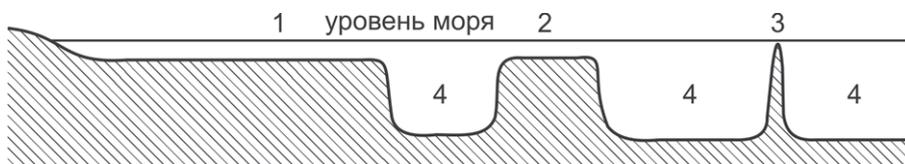


Рис. 11.6. Основные палеогеографические области карбонатакопления, по (Кузнецов, 2007). 1 – шельфы; 2 – изолированные отмели; 3 – рифы; 4 – пелагиаль.

Можно выделить три типа *мелководных обстановок*. *Первый тип* – это теплые водоемы со среднеокеанической или несколько повышенной солёностью, либо открытые, свободно связанные с Мировым океаном широкие или узкие шельфы эпиконтинентальных морей, либо шельфы, в той или иной мере изолированные от океана островами, отмелями или рифами. *Второй тип* – это обширные внутриокеанические отмели, благодаря своей морфологии получившие название *изолированных карбонатных платформ*. Они имеют крутые склоны и со всех сторон окружены глубоководными фациями. *Третий тип* мелководных обстановок – это различные по размерам и степени изоляции от открытого моря заливы, бухты, иногда лагуны и т.д.

В мелководных условиях наиболее активно развиваются усваивающие карбонатный материал бентосные организмы, здесь благодаря наличию солнечного света многочисленны водоросли, использующие растворенную в морской воде углекислоту и тем самым способствующие осаждению карбонатного материала. В этих условиях формируются карбонатные отложения, преимущественно путем биогенного и биохемогенного осаждения.

Специфическим типом мелководных карбонатных образований являются рифы. *Рифы* – это сложные геологические образования, возникающие в результате жизнедеятельности колониальных или нарастающих организмов и представляющие собой карбонатный массив, сложенный остатками организмов и продуктами их разрушения. Поскольку скорость роста рифа превышает скорость накопления окружающих осадков, то его мощность больше мощности синхронных отложений,

в результате чего он возвышается над ними. Главными рифостроителями являются водоросли, кораллы, мшанки, губки и т.д. Рифы либо формируются в виде изолированных тел среди глубоководных отложений, либо образуют цепь рифов – рифовые системы или барьеры на переходе от мелкого моря к глубокому, либо, наконец, создают относительно небольшие постройки среди мелководного моря.

Второй вид морских карбонатных отложений – это **глубоководные образования** открытых океанических пространств. Механизм накопления карбонатного материала здесь практически полностью биогенный – за счет осаждения раковин нектонных организмов (главным образом головоногих моллюсков), а с позднего мела – в основном планктонных: кокколитофорид, птеропод, фораминифер. Особенность этого вида обстановок заключается в том, что сами организмы обитают обычно в верхней зоне водной толщи, а их скелеты осаждаются на значительных глубинах. Вместе с тем, максимальная глубина карбонатакопления ограничена: на больших глубинах при увеличении давления и уменьшении температуры воды повышается растворимость, а, следовательно, и содержание в ней углекислоты, что ведет к растворению попадающих на эти глубины карбонатных раковин. Зона, где количество поступающего материала равно его растворению называется *уровнем карбонатной компенсации*. Глубина, на которой в осадке остается не более 10% карбонатного материала, называется критической глубиной карбонатакопления, в современных океанах она изменяется от 3,5 до 5,5 км.

Таким образом, все палеогеографические области морского карбонатакопления можно объединить в четыре типа: морские и океанические шельфы, крупные изолированные внутриводораздельные (как правило, внутриокеанические) отмели, рифы разного типа и пелагиаль (см. рис. 11.6).

ГЛАВА 12. ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ, ИЛИ ФОСФОРИТЫ

Фосфатными породами, или фосфоритами называют породы, более чем на 50% (P_2O_5 не менее 10-40%) сложенные фосфатными минералами. В геолого-разведочной практике, если фосфориты рассматриваются как руда на фосфор (для удобрений), то содержание P_2O_5 в них может быть значительно ниже, в некоторых случаях, когда породы легко обогатимые, до 5%.

Всего насчитывается 38 фосфатных минералов, но *породообразующих минералов* фосфоритов значительно меньше, и главными из них являются шесть. Все они являются кальциевыми солями фосфорной кислоты и относятся к группе апатита, а точнее фторапатита: коллофан, гидроксиапатит, карбонатапатит, курскит, франколит, фторапатит. Это биогенные и хемогенные минералы, в которых фосфор входит в состав организмов, особенно в состав их скелета.

Поскольку минералогически фосфориты однообразны, к тому же в их строении часто участвуют несколько фосфатных минералов, то **основная классификация** их строится на **структурных признаках**. Структурные типы фосфоритов очень разнообразны, и по этому признаку они лишь немногим беднее известняков. Большинство типов и групп этих пород аналогичны (табл. 12.1). Как и известняки, фосфориты расчленяются, прежде всего, на пелитоморфные и зернистые. При микроскопическом изучении **пелитоморфные** оказываются как **биоморфными** (радиоляриевыми, фораминиферовыми и водорослевыми), так и **абиоморфными**, подразделяющимися на бесструктурные («сплошные») и микрозернистые, среди которых в свою очередь выделяются микросфероагрегатные и микрообломочные – алевритовые.

Зернистые фосфориты – это самые ценные и распространенные фосфатные породы. Они почти исключительно песчаные по структуре с размером зерен

Таблица 12.1. Структурная классификация фосфоритов, по (Фролов, 1993).

А. ПЕЛИТОМОРФНЫЕ (ВИЗУАЛЬНО НЕЗЕРНИСТЫЕ)		
I. Биоморфные II. Абиоморфные: 1. Бесструктурные аморфные («сплошные») 2. Микрозернистые	1) микросфероагрегатные 2) микрообломочные – алевритовые (т.е. микрокластовые)	а) радиоляриевые, б) фораминиферовые, в) водорослевые а) микропеллетовые, б) микрооолитовые, в) микросферолитовые и др.
Б. ЗЕРНИСТЫЕ		
I. Биоморфные: 1. Ракушняковые 2. Губковые 3. Строматолитовые 4. Костяные брекчии II. Абиоморфные: 1. Сфероагрегатные 2. Обломочные	1) пелециподовые, 2) аммонитовые, 3) брахиоподово-створковые (оболовые и др.), 4) смешанные моллюсковые 1) оолитовые, 2) пеллетовые (копролитовые), 3) сферолитовые (и оолитово-сферолитовые), 4) желваковые, 5) конкреционные 1) грубообломочные (псефитовые) 2) крупнообломочные 3) среднеобломочные (псаммитовые) 4) смешанные, несортированные	а) брекчиевые, б) конглобрекчиевые, в) конгломератовые а) дресвяные, б) гравийно-дресвяные, в) гравийные песчаные разной крупности

от 0,05 до 2 мм. К ним по встречаемости примыкают более редкие дресвяные или гравийные фосфориты. Более грубообломочные – брекчиевые, конглобрекчиевые и конгломератовые, чаще всего представлены желваковыми и конкреционными разновидностями и лишь в редких случаях при явной кластированности первичных тел и неокатанности обломков – собственно брекчиевыми. Величина конкреций, обломков и желваков обычно меньше 5 см и лишь иногда превышает 10-15 см.

По характеру зерен и обломков различают собственно обломочные, оолитовые, пизолитовые, пеллетовые, или копролитовые, раковинные, губковые, костяные брекчии, а также уже упоминавшиеся желваковые и конкреционные фосфориты. Желваки это те же конкреции, но менее правильные, утратившие первоначальную форму из-за вторичных сверлений, кластирования, растворения и окатывания.

Кроме структурных признаков, фосфориты классифицируются по примесям и геологической форме залегания.

Классификация фосфоритов по примесям. В качестве примесей в фосфоритах, часто и в больших количествах, присутствуют: карбонаты кальция, магния и железа, опал, халцедон и кварц; глинистый и терригенный материал песчано-алевритовой и даже гравийной размерности; органический детрит, главным образом костный, раковинный и чешуй; продукты жизнедеятельности организмов; органическое вещество – продукты разложения и полимеризации живых и растительных организмов. По наличию или отсутствию, а также по составу компонентов примесей фосфориты подразделяются на: 1) чистые (примесей <5%); 2) кремнистые (примесей 5-20%) и сильнокремнистые (или кремневые, 20-40%); 3) карбонатные: известковистые и известковые; доломистые и доломитовые, (примесей соответственно 5-20% и 20-40%); 4) глинистые и сильноглинистые (примесей также 5-20% и 20-40%); 5) песчаные: глауконитовые, кварц-глауконитовые и кварцевые; 6) углеродистые.

По геологической форме залегания фосфориты подразделяются на три главных типа: 1) *рассеянно-зернистые*: оолитовые, конкреционные, желваковые, обломочно-зернистые; 2) *линзовидные, жильные, гнездовые, крупножелваковые*; 3) *пластовые*: пелитоморфные, зернистые (оолитовые, обломочно-песчаные), конкреционные, желваковые, крупно-грубообломочные, биоморфные (раковинные, губковые, костяные брекчии, строматолитовые, копролитовые).

Химический состав фосфатных пород довольно постоянен, например состав чистого фторапатита: CaO – 55,5%, P₂O₅ – 42,3%, F – 3,8%. Однако фосфориты имеют изменчивый химический состав и количественные соотношения между отдельными составными частями могут колебаться в значительных пределах (табл. 12.2). Это объясняется широко развитым изоморфизмом, в результате которого в фосфоритах обнаруживаются VO₂, As₂O₄, SO₄ и CO₃, замещающие PO₄, а также небольшое количество Mg, Mn, Sr, Pb, Na, U, Ce, V и других редких земель, замещающих Ca. Ванадий и уран в фосфоритах часто представляют

Таблица 12.2. Химический состав фосфоритов (в %), по (Фролов, 1993).

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	3,25	47,01	12,46	3,80	0,17	–	2,50	64,51	–	3,65
TiO ₂	0,07	0,11	0,10	–	–	–	0,02	–	–	–
Al ₂ O ₃	0,23	0,70	3,06	0,81	0,02	1,59	0,32	1,15	–	1,29
Fe ₂ O ₃	2,50	2,37	2,34	0,61	–	1,61	0,27	0,59	–	1,46
FeO	–	–	2,81	0,30	0,05	–	–	–	–	0,07
MnO	0,20	0,05	0,16	0,07	–	–	–	–	–	0,05
CaO	49,79	24,01	37,17	48,75	33,15	50,21	52,5	14,76	53,70	51,6
MgO	0,35	0,42	0,80	2,53	1,02	1,63	0,08	0,50	0,80	0,03
P ₂ O ₅	36,18	15,61	23,47	34,29	32,09	26,65	35,2	10,84	37,90	38,4
Na ₂ O+K ₂ O	0,30	1,07	1,86	0,26	–	–	0,95	–	0,28	0,34
F	0,57	1,88	2,59	3,49	3,02	2,92	4,00	0,70	4,30	–
SO ₃	–	1,20	1,36	0,85	0,73	1,63	–	–	–	–
П.п.п.	6,29	5,33	9,25	4,37	11,50	–	6,26	–	–	–
CO ₂	–	–	–	–	–	10,27	2,76	1,02	2,30	0,90

Примечание: 1 – фосфоритовая конкреция; 2 – желвак кварцево-песчанистого фосфорита; 3 – желвак глауконито-глинистого фосфорита; 4 – пластовый фосфорит; 5 – фосфоритовая конкреция из диатомового ила; 6 – пелитоморфный фосфорит; 7 – pelletовый (зернистый) фосфорит; 8 – ракушняковый (створковый оболочный) фосфорит; 9 – зернистый фосфорит; 10 – pelletовый (зернистый) фосфорит.

промышленный интерес. Содержание урана колеблется от 0,001 до 0,06%, причем оно обычно прямо связано с содержанием фосфора. Редких земель в среднем 0,06-0,10%. Бериллий присутствует в количествах до 10 г/т, а в фосфоритах из кор выветривания его содержание доходит даже до сотен граммов на тонну.

Основные типы фосфатных пород. Фосфориты петрографически очень разнообразны, что объясняется различиями в их минеральном составе, но в основном минералами-примесями и структурным разнообразием. По внешнему виду они также очень разнообразны. Цвет чистых фосфоритов белый, но чаще всего он черный, темно-серый или коричневый, обусловленный примесью органического вещества. Текстура обычно неслоистая, но также встречается тонкая горизонтальная и косая слоистости.

Разнообразные структуры являются основным признаком, по которому выделяются типы фосфоритов. Остановимся на нескольких основных.

Фосфориты пелитоморфные и тонкозернистые, светло-серые и буроватые, тонкослоистые, часто плитчатые, по структуре алевритовые обломочные, довольно крепкие, содержат микропрослойки известняка и доломита, а также следы фораминифер, радиолярий, спикул губок и обломки раковин (рис. 12.1а). По минеральному составу коллофановые и курскитовые. Их называют селеукскими – по месторождению Селеук на Южном Урале. Широко распространены от рифея до современности. Фосфориты этого типа чаще всего образуются при сингенетической фосфатизации водорослевых матов и других богатых свежим органическим веществом осадков.

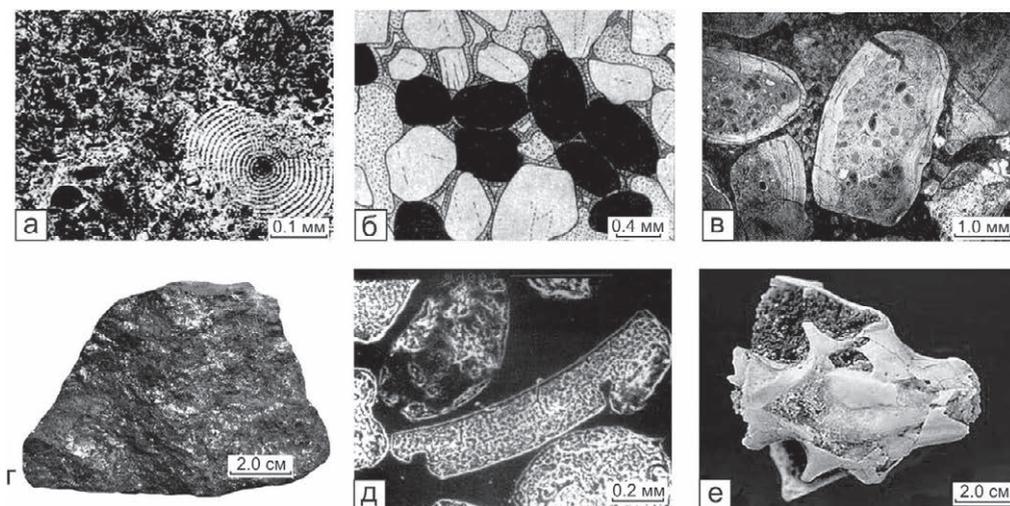


Рис. 12.1. Структуры фосфатных пород.

а – пелитоморфный фосфорит с остатками диатомовых водорослей; б – зернистый фосфорит с песчаной структурой, содержит обломки кварца и копролиты; в – обломочно-оолитовая структура фосфоритов Каратау (Казахстан); г – фосфорит желваковый; д – фосфорит ракушняковый; е – костяная брекчия.

Фосфориты зернистые с песчаной структурой, от тонкозернистых до грубопесчаных, черные, темно-серые, серые и светло-серые, бурые, красные, желтые и зеленовато-серые, крепкие, как несортированные, так и в разной степени сортированные. Неслоистые, либо с неясной горизонтальной и косой слоистостью. Обычно состоят из округлых,

часто окатанных зерен – оолитов, копролитов, обломков (рис. 12.1б). По составу – коллофановые, курскитовые и фторапатитовые, часто полифосфатные, с примесью гидроокислов железа, пирита, кварца, халцедона, кальцита, доломита и других карбонатов. Структура обломочная и механоконформная. Цемент кристаллический заполнения пор, фосфатный, кальцитовый, кремневый, глинистый. Часто содержат остатки беспозвоночных животных, иногда радиолярий и спикул. Нередко обладают полистадийной обломочностью (обломки в обломках) (рис. 12.1в). Обычно слагают пласты мощностью до 1 м и редко больше. В Каратау, на юго-востоке Казахстана, их мощность достигает 14 м, а на юго-востоке Алжира даже 17 м.

Фосфориты конкреционные подольского типа кембрийского возраста залегают в глинах и алевролитах на небольшом расстоянии друг от друга (в среднем от 30 до 50 см). Вмещающие породы серые и темно-серые, с неотчетливой слоистостью, мощностью в первые десятки метров. Конкреции сферические, радиально-лучистые, диаметром 5-15 см, с гладкой, блестящей поверхностью (рис. 12.2а, в). Другой тип конкреций – мелкие (2-5 см), с менее четкой радиальностью, с центральной полостью, занятой каолинитом, кальцитом, гипсом и сульфидами железа, свинца, цинка, часто с крупными (до 2 см) кристаллами сфалерита.

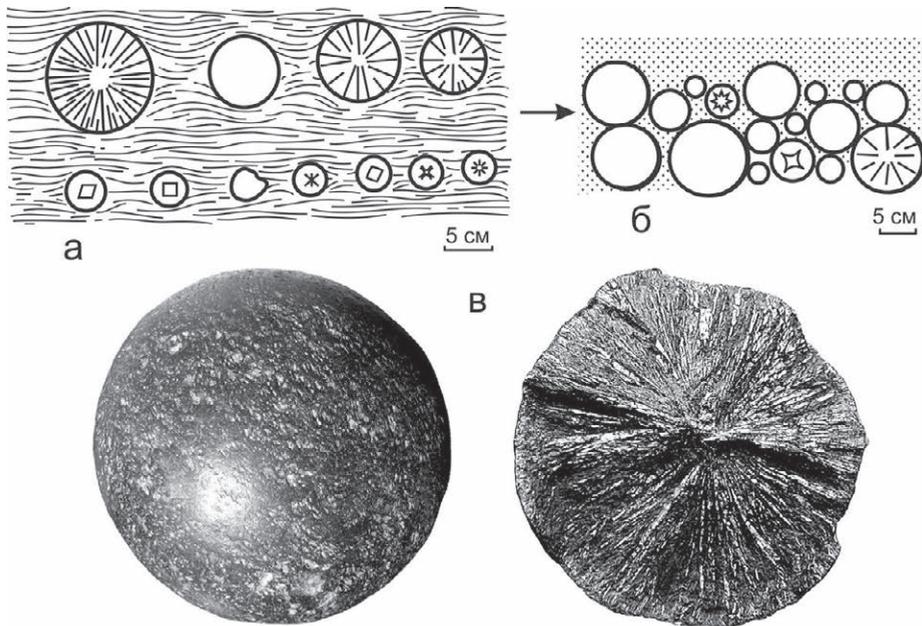


Рис. 12.2. Подольские конкреционные фосфориты венда (а) и они же, сгруженные при перемывании в виде конгломерата конкреций в основании верхнего мела (б), по (Фролов, 1993); внешний вид и внутреннее строение подольских конкреций (в).

Фосфоритовые конгломераты образуются в результате перемыва конкреционных фосфоритов предыдущего типа. Они обычно сгружены в виде маломощных (меньше 1 м) горизонтов и залегают в основании мелового разреза, вблизи мест выхода коренных глин и алевролитов, из которых были вымыты (рис. 12.2, б). Переотложенные конкреции обычно мало обработаны и сохраняют первоначальную форму.

Фосфориты желваковые темно-серые и темно-коричневые, часто черные, несортированные или плохо сортированные. Обычно неоднородные и неслоистые. Этот тип фосфоритов очень разнообразен и распадается на подтипы: рыхлые и крепкие – превращенные в панцири-плиты, с песчаным заполнителем разного типа: кварцевым, кварц-глауконитовым, известково-глауконито-фосфатным, с различного типа цементом: фосфатным, кальцитовым, глинистым. Желваки имеют размер от 1 до 10 см, по форме как правильные с гладкой поверхностью, так и неправильные, сложных очертаний, с шероховатой поверхностью (см. рис. 12.1г), нечетко отделяющиеся от заполнителя, как крепкие, так и легко разрушающиеся. Во вмещающем горизонте они могут быть либо одного типа, либо разные, смешанные. Обычно в мощных горизонтах желваки более разнообразны. Мощность желваковых горизонтов 10-50 см, редко до 2 м. Многие желваки источены сверлильщиками. Часто содержат многочисленные обломки раковин моллюсков, белемниты, спикулы губок. Возникают такие фосфориты в результате цементации фосфатом отдельных участков песков, алевролитов, глин, известковых или спикуловых илов, вследствие чего в них образуются полуконкреции или конкреции, которые в дальнейшем перемываются и конденсируются в виде желваков. Примеры – многочисленные фосфориты мела Русской платформы, Кавказа и Крыма.

Фосфориты ракушняковые – брахиоподовые створковые, сложенные мелкими (0,5-2 см) тонкостенными створками фосфатных брахиопод, сконденсированными донными течениями (рис. 12.1д). Межраковинное пространство заполнено тонким кварцевым песком. Мощность пластов до 0,5 м. Фосфориты рыхлые и потому легко разрабатываются и обогащаются. Другая разновидность – створковый детрит. Створки довольно толстостенные, а песчаный заполнитель более грубый. Встречаются в ордовике Прибалтики и на Сибирской платформе в бассейне Енисея.

Фосфориты губковые светло- и темно-коричневые с биоморфной губковой структурой (размер губок до 10 см). Обычно неслоистые, рыхлые или сцементированные, с песчаным, известковым или алевроито-глинистым заполнителем. Цемент известковый и фосфатный, фосфатизированные губки как неокатанные так и окатанные, часто исверлены камнеточками. Обычно содержат фосфатизированные ядра моллюсков, кости рыб и других позвоночных (ихтиозавров и китов), копролиты. Главные фосфатные минералы курсит и гидроксилapatит. Мощность пластов от 5 см до 1 м. Распространены в верхнем мелу Поволжья и других районах Русской плиты.

Костяные брекчии – коричневые, желто-бурые, довольно пористые породы, сложенные неокатанными или слабоокатанными обломками позвонков, костей и чешуи рыб, морских млекопитающих, ихтиозавров и других животных (рис. 12.1е). Несортированные и слабосортированные, неслоистые и с неясной грубой слоистостью. По минеральному составу гидроксилapatитовые и карбонатапатитовые с разнообразным песчаным, глинистым или известковым заполнителем, рыхлые и крепкие. Мощность горизонтов 0,1-1,0 м или несколько больше. Распространены в мелу и палеогене Египта, Мали, Франции.

Фосфориты типа «гуано» – светлые и коричневатые-серые, коллофановые и гидроксилapatитовые. Неслоистые, пелитоморфные и зернистые, копролитовые с экскрементами наземных животных, главным образом птиц, в аридных условиях дополнительно метасоматически обогащающиеся фосфатом. Первоначально гуано представляет собой смесь фосфатов, нитратов и карбонатов с различными органическими соединениями. После отложения выщелачивающиеся растворимые фосфаты переносятся вниз и постепенно замещают подстилающие известняки, образуя в них гнезда, линзы и пласты мощностью до нескольких метров. На островах западной части Тихого океана, а также в Чили имеют большое промышленное значение.

Фосфориты метасоматические, образующиеся по известнякам. Породы светло-серые и бурые, землистые, неслоистые, часто с реликтами структур

и текстур замещаемых известняков, широко развиты мозаичные, сетчатые, крустификационные, корковые, каркасные, брекчиевые и другие метасоматические текстуры и структуры. Форма тел гнездовая, неправильно линзовидная. Образуются при наземном выветривании, например при карстообразовании и сопровождают фосфориты гуано.

Происхождение фосфоритов. Единой универсальной гипотезы образования фосфоритов нет, и она, видимо, невозможна, поскольку фосфориты образуются из разных источников, разными способами и в разных условиях.

Источники фосфора многочисленны: это выветривание на суше, вулканизм, но главные – это запасы в гидросфере и биосфере. Особенно велики запасы в биосфере, где они сосредоточены в живом веществе – телах организмов. Запасы фосфора в океане составляют 137×10^9 т, что в тысячи раз превосходит ежегодное поступление из всех других источников, но, вероятно, многократно уступает запасам, сосредоточенным в телах организмов, т.е. в биосфере. Первичным источником фосфора в литосфере считают магматические породы. Наиболее обогащенными фосфором являются щелочные габброиды – базальтоиды и лампрофиры. Содержание P_2O_5 в них колеблется в пределах 0,45–2,4%. Это на порядок выше средних концентраций P_2O_5 в наиболее распространенных магматических породах.

Способы образования фосфоритов многочисленны. Не вызывает сомнения *биологическая форма* первичного накопления фосфата и фосфоритов. Фосфор первично концентрировался секреторным способом организмами – брахиоподами, рыбами, морскими млекопитающими, ихтиозаврами, плезиозаврами, наземными пресмыкающимися и другими позвоночными. В результате гибели и разложения организмов, происходит освобождение P_2O_5 , накопленного в их телах, и выпадение его в осадок в виде фосфатных минералов.

Химический способ первичного фосфатонакопления, предложенный А.В. Казаковым (1939), менее очевиден (рис. 12.3). Согласно этой теории поверхностные воды морей и океанов бедны P_2O_5 – его содержание колеблется в пределах 5–10 мг/м³ воды. С глубиной содержание P_2O_5 заметно повышается, достигая на глубине 500 метров 300 мг/м³. Одновременно падает температура воды, а давление увеличивается. Все это приводит к возрастанию парциального давления углекислоты. Высокое давление CO_2 препятствует осаждению карбонатов и фосфатов. При подъеме глубинных вод на мелководье в зонах апвеллинга парциальное давление углекислоты падает, она начинает выделяться в атмосферу, температура воды повышается и происходит осаждение сначала карбонатов, а затем и фосфатов. Источником же фосфора в морской воде и в этом случае является разложение морских организмов.

Не менее очевиден *механический способ* накопления фосфоритов, на что указывает обломочная структура, следы окатывания, а в некоторых случаях и сверления желваков организмами. Кроме того, о механическом процессе накопления свидетельствует смешанность материала, указывающая на конденсацию желваков, оолитов, копролитов, раковин и других крупных зерен в результате перемыва осадков, содержавших эти фрагменты в рассеянном виде. Многие зернистые фосфориты включает в себя обломки сцементированных оолитовых или других фосфоритов, что указывает и на процесс механического или физического разрушения уже сформировавшихся пластов фосфоритов.

Таким образом, можно говорить об определенной полигенетичности фосфоритов, которые могут накапливаться разными способами – биологическим, химическим и механическим.

Условия образования фосфоритов. Хотя фосфориты являются преимущественно морскими образованиями, они могут формироваться и на суше: например гуано, коры

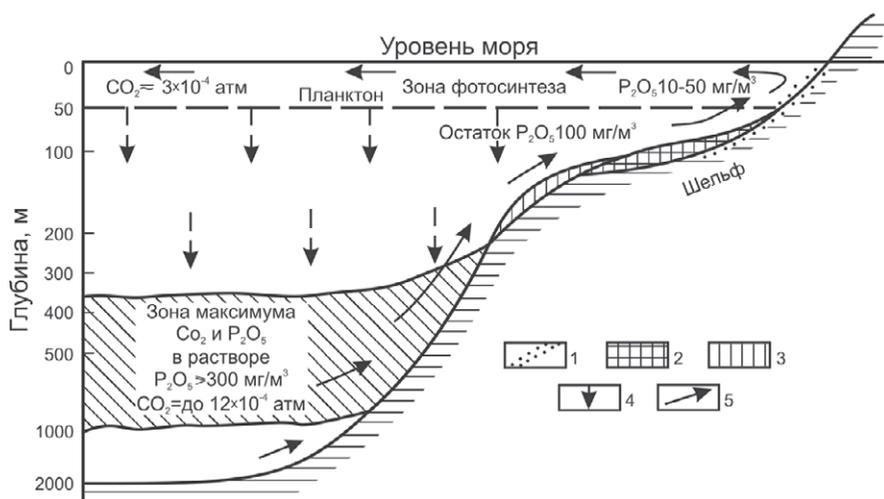


Рис. 12.3. Схема химического осаждения фосфата кальция в результате подъема глубинных вод (апвеллинга) на шельф, по (Казаков, 1939).

1 – береговые пески и галечники; 2 – фосфаты; 3 – известняки; 4 – погружение мертвого планктона; 5 – направление течений.

выветривания известняков аридных зон, иногда костяные брекчии. В морях они отчетливо тяготеют к шельфу, внутриокеаническим поднятиям и отмелям – участкам, на которых приток терригенного материала практически прекращается, а осаждающиеся тела и раковины организмов преобразуются так, что входящие в их состав фосфаты не рассеиваются, а концентрируются в виде микроконкреций. Фактически везде фосфориты образуются в условиях перерыва в осадконакоплении и документируют его.

Наиболее благоприятными для фосфоритообразования условиями являются *пассивный тектонический режим* и *аридный климат*, при которых в бассейны фосфоритонакопления поступает минимальное количество разбавляющего и подавляющего силикатного, карбонатного или кремнистого материала. Кроме того, для устойчивого накопления фосфоритов должны сочетаться относительная *мелководность* и *тиховодность* этих бассейнов, периодические *перемывы* уже накопившихся фосфатных отложений, которые приводят к конденсации фосфатных зерен, желваков, костей или копролитов. Такой комплекс условий накопления может существовать как в литоральной и лагунно-заливной, так и в более глубокой зоне, включающей край шельфа. Еще чаще такие условия устанавливаются в *полуизолированных морях, проливах* и даже в приэвапоритовых зонах и у уреза воды в водорослевых матах. Во всех этих обстановках решающим является *бурный расцвет жизни организмов*, создающих массы органического и скелетного вещества – первичного источника фосфора. Черный цвет, присутствие углеводов, пирита, ассоциация с темными сланцами, частое отсутствие прикрепленных или бентосных организмов либо их угнетенные формы указывают на *восстановительные* условия в осадке, которые необходимы для первоначальной конденсации фосфата. Перемыв и обогащение фосфоритов практически всегда осуществляются в *окислительной* обстановке.

Глубоководное фосфатонакопление вероятно происходит в ограниченных размерах на участках замедленной седиментации, в тиховодных условиях дна, как биологическим способом при накоплении диатомовых водорослей, радиолярий и других планктонных организмов, так и химическим – из пересыщенных фосфатом растворов.

ГЛАВА 13. СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ, ИЛИ ЭВАПОРИТЫ

Соляными породами, или, более кратко, **солями** и **эвапоритами**, называют геологические образования, более чем на 50% состоящие из растворимых минералов – хлоридов, сульфатов, нитратов и других солей. Общим для всех соляных пород является их происхождение за счет непосредственного химического осаждения или кристаллизации из растворов повышенной концентрации, которая возникает вследствие выпаривания воды. Они являются типичными представителями аридных зон и возникают в морских и континентальных условиях.

Как и для карбонатных пород, названия минералов часто используется и для названия соляных породы. Например, *гипсом* называют и *гипсовый минерал*, и *гипсовую породу*. Однако существуют некоторые исключения, так *галитовую породу* называют не только *галитом*, но и *каменной солью*.

По некоторым подсчетам соляные породы составляют не более 1,5% общего объема всех осадочных пород. Практически все они являются полезными ископаемыми, а некоторые из них – галит, сильвин, карналлит, полигалит, гидроборацит и др. – ценными продуктами питания, удобрениями и химическим сырьем. Соли также несут важную геологическую информацию, позволяющую почти однозначно устанавливать аридный тип литогенеза.

Цвет солей чистый, белый, иногда розовый, красный (у сильвинита, карналлита, гипса), голубой, синий и др. Породы мягкие, часто чертятся ногтем и относительно легкие. В целом, преобладают чистые соляные породы, а глинистые и песчано-алевритовые разности встречаются редко. Текстуры в эвапоритах могут быть первичными, образованными на стадии осадконакопления, и вторичными – отражающими происходившие в них постседиментационные изменения. Наиболее распространенными *первичными текстурами* являются слоистая и массивная. Слоистость отражает годовичные и сезонные изменения в процессе отложения осадков.

Вторичные текстуры возникают после отложения осадков под действием температуры, давления и тектонических факторов. Наиболее широко распространены полосчатая, брекчеевидная, пятнистая, линзовидная и др.

Основной *классификацией солей* является минералогическая, хотя многие соли имеют смешанный минеральный состав. Выделяются сульфатные, хлоридные, карбонатные, нитратные, боратные и смешанные, в основном хлоридо-сульфатные породы. Каждая из этих групп подразделяется далее по структуре. Преобладают гипидиморфнозернистые структуры – от мелко- до гигакристаллических, довольно часто встречаются гранобластовые и обломочные, реже – фибробластовые и сферолитовые, а вот биоморфные структуры отсутствуют.

Минеральный состав соляных пород. Всего минералов солей известно значительно больше сотни, из которых породообразующими является не более 35. Иногда они представлены простыми солями, а иногда двойными или еще более сложными соединениями. Породообразующие минералы по составу разделяются на семь групп, среди которых чаще всего встречаются следующие:

Моносоли и однородные двойные соли:

I. *Сульфаты:* гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , барит BaSO_4 , целестин SrSO_4 , мирабилит (или глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, глауберит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$, а также более редкие алунит, ярозит, полигалит и др.

II. *Хлориды:* галит или каменная соль NaCl , сильвин KCl , карналлит $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

III. *Фториды:* флюорит CaF_2 .

IV. *Нитраты:* селитры натриевая (чилийская) NaNO_3 и калиевая KNO_3 .

V. *Легкорастворимые карбонаты*: сода десятиводная $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и семи-водная $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, а также гейлюссит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

VI. *Бораты*: гидроборацит $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, борацит $\text{Mg}_3\text{ClB}_7\text{O}_{13}$, бура $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и др.

VII. *Двойные неоднородные соли*: каинит и калиборит – довольно редкие соли со сложным составом.

Обычно минералы солей хорошо раскристаллизованы и даже крупнокристаллически, но при этом многие из них встречаются и в виде землистых, пылеватых, колломорфных, коллоидальных масс, как правило, это бораты, фториды, карбонаты, ярозит и алунит. Цвет солей обычно белый, лишь ротовкит светло-фиолетовый, ярозит – желтый, сильвин – розоватый, карналлит – красный, целестин – голубоватый. Многие соли кубические, тригональные, ромбические и моноклиальные. Светопреломление обычно невысокое, часто ниже канадского бальзама.

Химический состав соляных пород. Соляные породы чаще всего бывают чистыми, поэтому химический состав обычно точно выражают минеральный состав пород (табл. 13.1). Но, как и большинство других осадочных пород, почти все они содержат ту или иную примесь – как растворимую в воде примесь других эвапоритовых минералов, так и нерастворимый осадок: сульфаты и сульфиды, карбонаты, кварц, глинистое и органическое вещество.

Таблица 13.1. Химический состав некоторых соляных пород (в %), по (Логвиненко, 1967; Швецов, 1958).

Оксиды и элементы	1	2	3	4	5	6
CaO	32,81	31,37	39,56	36,29	0,49	20,29
MgO	0,63	7,19	3,19	–	11,45	–
SO ₃	46,39	28,94	47,11	52,23	29,21	58,47
CO ₂	–	15,63	8,00	–	–	1,29
Cl	–	0,18	–	2,68	17,75	2,57
K ₂ O	–	–	–	0,72	14,40	–
Na ₂ O	–	–	–	1,84	12,24	22,70
Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	0,27	0,74	0,44	1,40	–	0,03
SiO ₂	0,59	5,50	2,22	–	–	–
H ₂ O	19,91	12,42	0,56	0,20	15,20	–
П.п.п.				4,60	н. о.	

Примечание: Породы: 1 – гипс; 2 – гипсо-доломитовая порода; 3 – ангидрито-доломитовая порода; 4 – ангидрит; 5 – каинитовая порода; 6 – глауберитовая порода; н.о. – нерастворимый остаток.

Типы соляных пород. Соляные породы петрографически довольно разнообразны. Многие минералы-соли образуют горные породы. Главные из них – сульфаты, хлориды, фториды, нитраты, карбонаты, второстепенные – бораты.

Сульфатные породы, или сульфаты. Главными сульфатными породами являются ангидрит, гипс, мирабилит, глауберит, а также смешанные, полисульфатные соли. Более редки барит и целестин.

Гипс – очень распространенная осадочная порода, слагающая как самостоятельные карбонатно-эвапоритовые формации, так и часто встречающаяся в глинистых толщах, а также в гидротермальных образованиях. Мощность гипсовых пластов достигает десятков метров, кроме того, он часто встречается в виде конкреций, гнезд и жил. Цвет белый, светло-серый, голубоватый, розовый и красный. Красные окраски

наиболее характерны для *селенита* – волокнистого или игольчатого гипса с шелковистым блеском, встречающегося в гипсах и доломитах в виде маломощных (до 20-30 см) жил и прослоев. Структура гипса от гигахристаллической до микрокристаллической, гипидиоморфная, гипидиогранобластовая и гранобластовая, переходящая в фибробластовую (рис. 13.1а, б). Часто встречаются вторичные обломочные (брекчиевые, конгломератовые и песчаные) структуры. Слоистость тонкая и грубая, часто сезонная, с прямой и обратной градационностью, иногда косая и волнистая, встречающаяся в гипсовых дюнах. Иногда отмечается текстура «конус в конусе». Гипсы часто переслаиваются с доломитом и ангидритом, с которым связаны взаимопревращениями. В виде конкреций и включений в другие породы гипс часто образует крупные кристаллы размером до 1 м, обычно ориентированные перпендикулярно к слоистости. Передко гипс образует сростки кристаллов в виде «каменных роз» или сферолитов. Кроме того, гипс часто является цементом золотых песчаников, образуя монокристаллические конкреции размером до 50 см.

Ангидрит тесно связан с гипсом взаимопревращениями, он имеет те же формы залегания – пласти, линзы, гнезда, жилы, конкреции. Также он аналогичен гипсу по цвету, структурам и текстурам (рис. 13.1г, д). В воде ангидрит почти нерастворим, не чертится ногтем, т. е. более твердый, чем гипс. С гипсом ангидрит обычно находится в переслаивании и часто при гидратации в него переходит с увеличением объема на 30-50%. Это приводит к возникновению в гипсе энтеролитовой, т.е. внутрислоевой, складчатости (рис. 13.1е). Ангидрит также переслаивается с каменной солью, битумами, глиной, встречается в доломитах и известняках. На глубине 100-200 м или несколько большей гипс переходит в ангидрит.

Барит – порода, отличающаяся большим удельным весом (4,3-4,7), цвет его белый, серый, от примесей гидроокисей железа может быть желтым и бурым, а от примесей битумов – темно-серый и черный. Структуры от мелкозернистых до гигантозернистых (до 5 см) (рис. 13.1з), обычно сферолиты. Барит часто встречается в виде конкреций, достигающих 5-10 м и имеющих сферолитовое строение, а также в виде жил и цемента песчаников.

Целестин – голубоватая, реже красноватая и бесцветная порода, благодаря изоморфному замещению образует непрерывный ряд минералов целестин – барит. Встречаются в виде конкреций, жеод и жил в известняках, доломитах, сульфатах кальция, каменной соли, а также в гидротермальных жилах, миндалинах вулканитов и в цементе песчаников. Структура волокнистая, игольчатая и призматически-зернистая, часто грубозернистая и сферолитовая (рис. 13.1ж).

Хорошо растворимые в воде сульфаты – тенардит, мирабилит, кизерит, эпсомиты, астраханит, гексагидрит, глазерит, лангбейнит, полигалит и др., а также смешанные хлоридно-сульфатные породы – каиниты, довольно редки и обычно образуют моно- или полиминеральные пласти, часто в смеси с галитом, карналлитом и некоторыми другими минералами. Породы обычно яснокристаллические и слоистые, с пятнистыми, массивными, брекчиевыми, желваковыми, вкрапленными, жильными, волокнистыми, сферолитовыми и другими вторичными текстурами и структурами. Цвет варьирует от бесцветного и белого до серого, желтого, красного, голубоватого, зеленоватого, однородного и пятнистого.

Хлоридные породы, или **хлориды** являются одной из важнейших групп осадочных пород. Они представлены галитом (каменная соль), сильвинитом, карналлитовой и бишофитовой породами.

Галит, или каменная соль, образует мощные (от сотен метров до 1-2 км) толщи однородной породы, иногда переслаивающиеся с другими соляными породами, доломитами, известняками и глинами. Содержание NaCl в наиболее чистых породах достигает 99% и более, что делает каменные соли одними из самых чистых

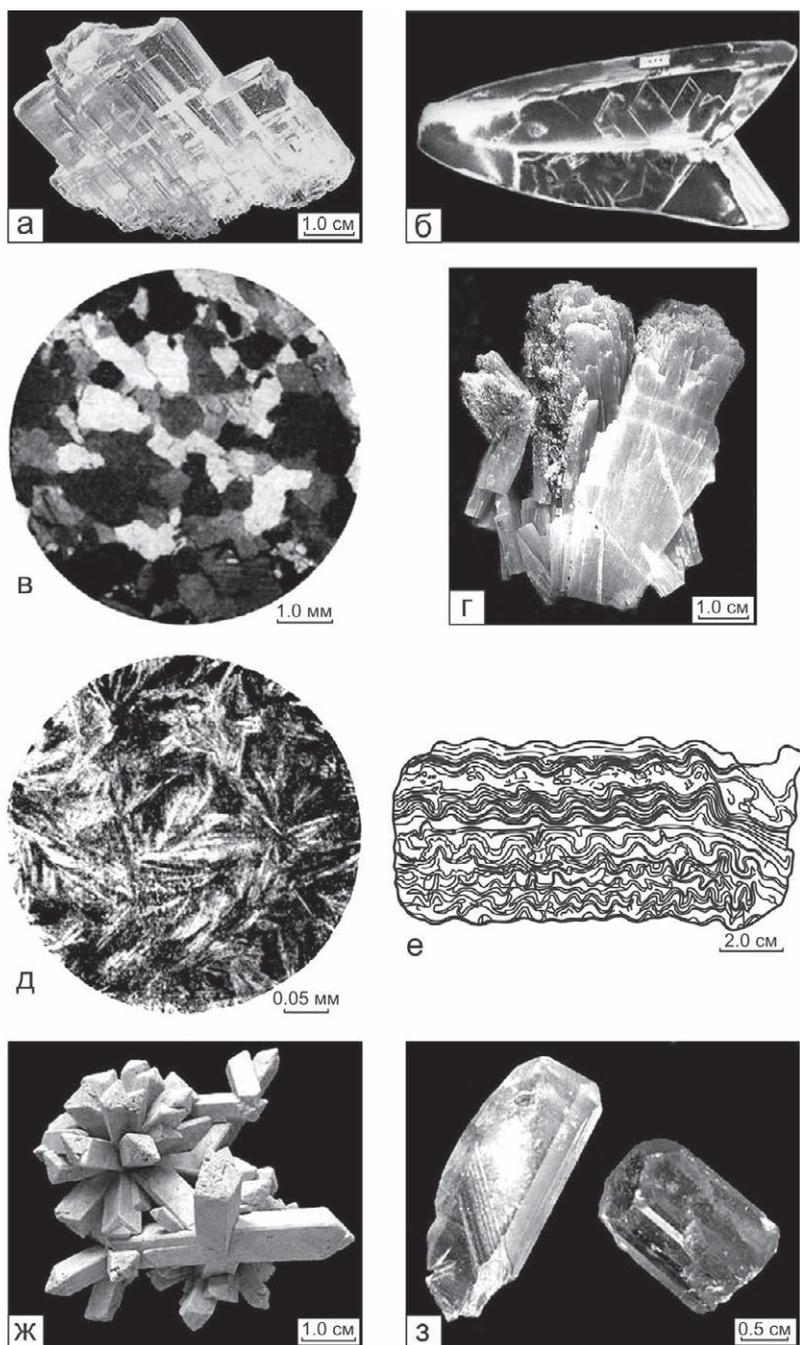


Рис. 13.1. Структурно-минералогические особенности сульфатных пород, по (Справочное..., 1958) с дополнениями.

а – столбчатый кристалл гипса; б – «ласточкин хвост» – прозрачный двойник гипса; в – гранобластовая структура гипса; г – друза кристаллов ангидрита; д – радиально-лучистая структура ангидрита; е – энтеролитовая складчатость в гипсе при его образовании в результате гидратации ангидрита и увеличении объема; ж – друза целестина; з – кристаллы барита.

горных пород. Цвет чистых пород водяно-прозрачный, но чаще они белые, серые, реже голубоватые и красные. Порода относительно легкая, непрочная (твердость 2-2,5), соленая на вкус. Кристаллы галита – кубические (рис. 13.2а) или шестоватые, часто зональные, размером от гигантских (до 5-10 см и больше) до микрозернистых. Текстуры массивные и слоистые, наблюдаются годовые слои мощностью от 0,5 до 10 см и больше. Эти слои часто нарушенные, разорванные или складчатые. Структура разномзернистая, волокнистая, обрастания и инкрустации, встречаются скелетные и воронкообразные кристаллы (рис. 13.2б). Воронкообразные кристаллы возникают на поверхности рассола, тогда как кубические кристаллы – на границе раздела между солью и рассолом. Соль при относительно низких температурах и давлении способна к пластическому течению, и поэтому она образует соляные купола или диапиры высотой несколько километров и диаметром до 3 км.

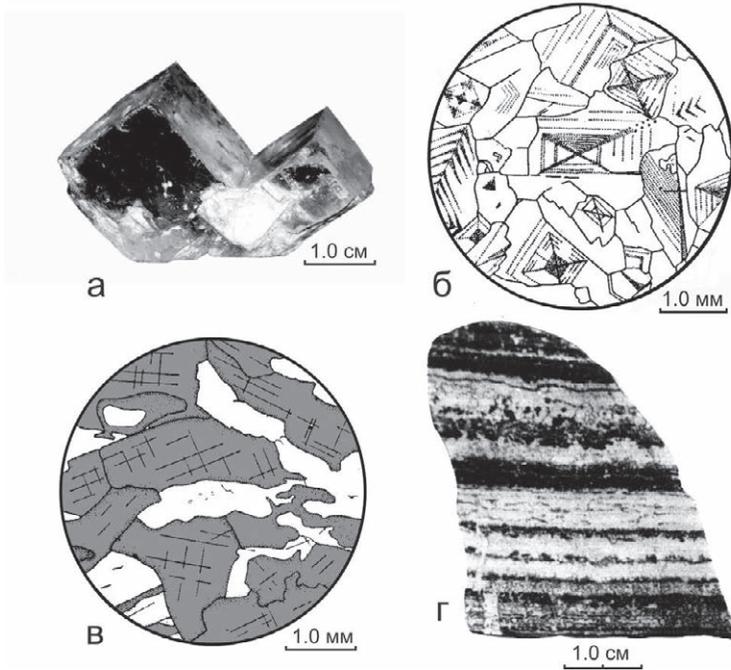


Рис. 13.2. Некоторые структурно-минералогические особенности хлоридных пород, по (Атлас..., 1974; Справочное..., 1958).

а – кубические кристаллы галита; б – зональная структура галита, обусловленная микровключениями рапы с пузырьками газа; в – каемчатая структура сильвина; белые зерна – галит, серые с каймой – сильвин; г – сезонное переслаивание в сильвините: светлое – сильвин, темное – галит.

Сильвинит – наиболее распространенная калийная соляная порода. Имеет характерный красный и пестрый цвет, хотя без гематитовой примеси бесцветная. Порода легкая, но твердая, горько-соленая на вкус. Текстура неслоистая и тонкослоистая, полосчатая. Порода часто содержит примесь ангидрита, полигалита, карбонатов, глинистого вещества, образующих тончайшие прослойки. Слоистость в красных сильвинитах четкая, а в пестрых она нечетка или отсутствует. Структура слоистых пород в основном мелко- и среднезернистая, а неслоистых – средне-

крупнозернистая (рис. 13.2в) или блочная. Сильвиниты часто смешанные породы, состоящие из галита (25-60%) и сильвина (15-40%) (рис. 13.2г), нередко с примесью карбонатов, ангидрита, глины и алевролита. Мощность сильвинитовых пластов достигает десятков метров.

Карналлитовые породы по распространенности и значению как руда на калий уступают только сильвинитам. Чистыми бывают редко: чаще всего они срстаются с галитом и сильвином, при этом содержат примесь ангидрита, карбонатов и глинистого вещества. Цвет обычно красный, от темного и сургучного до светло-желтого, иногда с лиловатым и зеленоватым оттенками, отдельные кристаллы бесцветны. Характерны зерна неправильной изометричной или удлиненной формы, размером от нескольких сантиметров до микроскопических. Текстура массивная, слоистая, пятнистая, петельчатая, замещения, сочетающаяся с брекчиевой структурой.

Бишофитовые породы распространены незначительно, образуют линзы, гнезда, прослои в калийных и других сульфатно-хлоридных солях. Породы белого или водяно-прозрачного цвета. Структура разномзернистая, чаще средне- и крупнозернистая, близкая к гранобластовой, но иногда с отдельными идиоморфными кристаллами. Под давлением возникают полисинтетические двойники.

Фториды – породы образующие небольшие гнезда и скопления в пелитоморфных хемогенных доломитах, гипсах и ангидритах, отложившихся на начальных этапах осолонения, а также в органогенных, нормально-морских известняках. Кроме того, они известны в виде цемента красноцветных песчаников карбона Подмосковского бассейна. Для пород характерна кубическая и комбинация кубической и октаэдрической форма кристаллов, фиолетовый цвет, совершенная спайность, изотропность и низкий показатель преломления (1,433-1,434). Фториды породы полигенетичные: помимо эвапоритовых, обычны гидротермальные флюориты вулканических областей.

Легкорастворимые карбонаты – это практически только *содовые породы* белого цвета, землистые или кристаллические, состоящие из кристаллов ромбоидальной таблитчатой формы, с низкими показателями преломления, легко растворяющиеся в воде и вскипающие с кислотами. Породы образуются в значительных количествах на средних стадиях выпаривания содовых озер. В аридных странах растворенная в почвенных водах сода образует на поверхности налеты в виде слабого панциря. Налеты соды обычны и в вулканических районах, где она образуется из гидротермальных возгонов.

Нитраты, или **селитровые породы** (натриевые и калиевые), легко растворимы в воде и накапливаются только в аридном климате в результате бактериального разложения органических остатков, в том числе и копролитов. Нитраты часто находятся в ассоциации с мирабилитом, глауберитом, галитом и гипсом, а также встречаются в известняках. Породы обычно бесцветные или белого цвета, от примесей йодистых минералов – желтоватые. *Натровая (или чилийская) селитра* – порода сходная с кальцитом, но с более низким преломлением и значительно более высоким двупреломлением. Образует зернистые массы, корки, налеты, солончаки и пластовые накопления понижений, в которые селитра сносится из почв. *Калиевая селитра* – игольчатая порода, сходная с арагонитом, но с более низким преломлением, встречается главным образом в виде налетов в почвах и в пещерах. Нитраты являются ценными азотными и калийными удобрениями.

Бораты, или **боратные породы**. Основными боратами являются *гидроборацитовые* и *борацитовые породы*, кристаллические и землистые, преимущественно белого цвета. Встречаются в виде натечков, сферолитовых образований, жил, линз и редких пластов в гипсе, ангидрите и других солях и глинах. Гидроборацитовые породы волокнистые и игольчатые, похожие на гипс, но с более высоким прелом-

лением и двупреломлением. Борацитовые породы слагаются кубическими и тетраэдрическими кристаллами, а также тонкозернистыми мраморовидными массами, часто в виде вrostков в гипсе, ангидрите и других кристаллах. Преломление высокое, а двупреломление низкое.

Происхождение эвапоритов. Главный источник вещества для эвапоритов очевиден – это запасы солей Мирового океана, постоянно пополняющиеся терригенным сносом растворимых соединений из кор выветривания, а также незначительной добавкой из гидротермальных источников. Эти запасы оцениваются в 33×10^{15} т, в то время как ежегодный вынос в океан реками растворенных веществ в 3690 млн т. Состав солей Мирового океана (табл. 13.2) характеризуется тем, что около 4/5 его (или 77,76%) приходится на хлористый натрий. Вместе же с хлористым магнием (10,88%) хлориды составляют более 88,5% всех растворенных в морской воде солей, а общая их сумма равна примерно 3,5% всей массы морской воды.

Таблица 13.2. Состав солей океанов, по (Петтиджон, 1981).

Соль	NaCl	MgCl ₂	MgSO ₄	CaSO ₄	K ₂ SO ₄	CaCO ₃	MgBr ₂	Сумма
Содержание, %	77,76	10,88	4,74	3,60	2,45	0,35	0,22	100,00

Способы образования солей достаточно разнообразны, но абсолютно преобладает чисто химическое выпадение из пересыщенных растворов (рапы) по мере достижения предела растворимости тех или иных солей. Соли, таким образом, типичные *седиментационные образования*. Общая последовательность выпадения солей вполне определенная: сначала выпадают сульфаты кальция (гипс и ангидрит), затем хлориды натрия (галит), затем хлориды и сульфаты калия и магния (сильвин, карналлит, полигалит и др.) и, наконец, хлориды магния (бишофит). Вместе с тем, общая последовательность кристаллизации может нарушаться под влиянием многих геологических факторов: распределения и осушения бассейна, изоляции от питающего бассейна и соединения с ним, вноса глинистого и органического материала, тектонических движений, состава и строения окружающей суши.

Седиментационные, или первичные структуры солей мелкозернисты, но могут быть и крупнозернистыми, гипидиоморфными, когда кристаллизуется главная масса солей. Взаимоотношения зерен в основном неконформны, и из рапы, сохраняющейся между кристаллами, позже выпадают вторые генерации минералов, часто иного состава, образующие инкрустационные заполнения. Седиментационные текстуры слоистые, хотя бывают и массивные. Слоистость, особенно четкая в галите и сильвините, отражает сезонные и годовые изменения соленакопления (см. рис. 13.2, г). Толщина слоев варьирует от миллиметров до сантиметров и дециметров. Границы слоев и сами слои часто нарушаются постседиментационным разрастанием кристаллов, которые обычно растут вертикально, делают слоевые швы зубчатыми и разрывают вышележащие слои.

Помимо основного, седиментационного, способа большую роль играет *сингенетичный метасоматоз*, происходящий как в фазы перерыва, растворения, так и при непрерывном осадконакоплении. Крупные и гигантские соляные кристаллы как бы растут «из ила». Вторичность кристаллов отражается не только в их крупных размерах, но и в воронковидности, зональности, пойкилитовости, двойниковании. Вторичными сингенетичными также являются брекчиевые, будинированные, желваковые, порфиоровые, радиально-лучистые, гранобластовые структуры, возника-

ющие при перекристаллизации. Также вторичны каркасная, петельчатая, пятнистая, линзовидная, плейчатая и флюидальная текстуры.

Эвапориты могут накапливаться и *механогенным способом* – эоловым переветыванием пляжей, сложенных гипсом, ангидритом и другими солями. Образуются косослоистые песчаные гипсы и ангидриты, часто слагающие высокие дюны.

Условия формирования эвапоритов. Для образования значительных масс солей необходимы, по крайней мере, два условия – аридный климат и наличие полуизолированных, но не теряющих связи с Мировым океаном водоемов. Аридный климат определяет интенсивность испарения и, как следствие, повышение концентрации солей в бассейне. В настоящее время аридные зоны Земли располагаются между 15 и 45° северной и 20 и 55° южной широты. Специфика солеродных бассейнов заключается в том, что для формирования мощных толщ необходимо постоянное поступление солей, что и обеспечивается их полуизолированным характером. Происходящее в этих бассейнах интенсивное испарение ведет к понижению уровня моря, что в свою очередь вызывает постоянный приток океанических вод и, следовательно, постоянное пополнение водоема солями.

Современные солеродные бассейны небольшие по размерам и, в основном, внутриконтинентальные, озерные. Они обычно появляются в котловинах с ограниченным стоком, расположенных в областях сухого и жаркого климата. Поступающие в бассейны подземные и поверхностные воды выпариваются с осаждением растворенных в них солей. Многие из озер содовые, мощность солей достигает 6–7 м. Хлоридные озера, например Эльтон и Баскунчак, питающиеся из соляных куполов, осаждают более мощные (до 20–80 м) пласты солей. В озерных залежах главными являются галит, мирабилит, тенардит, сода, а гипс и ангидрит редки, калийные соли практически отсутствуют. Чередование солей годично-циклическое, позволяющее довольно точно подсчитать время формирования солей.

Формирование морских бассейнов происходит в результате отшнуровывания от моря мелководных участков – лиманов, лагун, прибрежных озер, заполненных морской водой. Соли накапливаются в обстановке сухого и жаркого климата, ограниченного притока морской воды, компенсируемого испарением. Водоемы засоляются, превращаясь в соляные и солеродные бассейны. Такие бассейны, чаще всего, относятся к сульфатно-хлоридному типу и отлагают маломощные (в несколько метров) пласты соли. Наиболее крупным и знаменитым водоемом такого типа является отгороженный от Каспийского моря песчаным баром шириной 5–10 км залив Кара-Богаз-Гол, имеющий глубину 5–7 м и водную поверхность примерно на 10 м ниже уровня Каспия. Они сообщаются между собой проливом с односторонним течением – из моря в залив. Лишенный притока пресных вод залив фактически служит выпаривателем для Каспия: он сильно прогревается до дна, концентрация солей в нем в 24 раза больше каспийской и в него за год уходит вместе с каспийской водой больше солей (свыше 300 млн т), чем получает Каспий из всех рек бассейна. Поэтому Каспий опресняется. Скважинами вскрыта 40-метровая эвапоритовая толща, расчленяющаяся на три соляные горизонта, разделенные иловыми слоями с карбонатами и гипсом.

Современные солеродные бассейны не могут служить полными аналогами бассейнов прошлого, отличаясь от них размерами, набором солей и мощностью соляных толщ. Причина этих отличий прежде всего в иных тектонических и географических обстановках, а именно в отсутствии огромных мелководных морей на континентах, расположенных в аридных поясах Земли. Это связано с высоким рельефом материков и высоким уровнем океана, затопившего все возможные для выпаривания окраинно-материковые акватории.

Важной особенностью эвапоритовых пород является их *высокая пластичность*. Будучи погребенными под толщей более молодых отложений, соли могут

действовать подобно смазочному материалу и деформировать осадочный покров с образованием солевых куполов или *диapiroв* (рис. 13.3). Эти купола могут иметь размер в поперечнике в несколько километров, а по вертикали проходить через осадочный покров мощностью в несколько тысяч метров. Вершины куполов часто покрыты *шапкой* (*кепроком*) из известняков, доломитов, ангидритов и гипса. Прилегающие отложения обычно нарушены разрывами над вершиной купола, а сам купол может окружаться окаймляющей синклиналью.

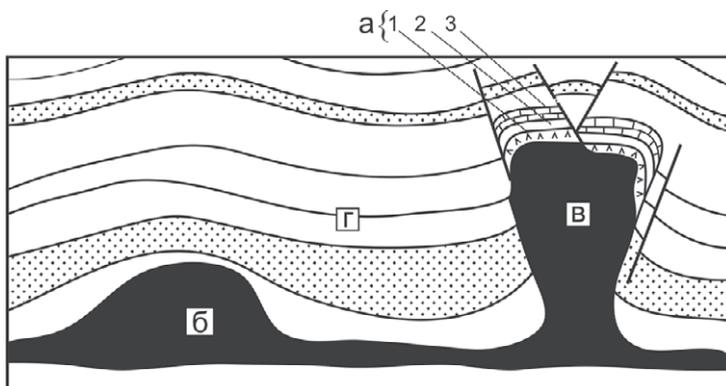


Рис. 13.3. Строение соляных куполов (диapiroв) и сопровождающих их деформационных структур, по (Селли, 1981).

а – шапка (кепрок): 1 – известняк, 2 – гипс, 3 – ангидрит; б, в – соляные купола; г – краевая синклираль.

Теоретическое и практическое значение эвапоритов велико. *Теоретическое* определяется тем, что по ним уверенно восстанавливается аридный тип седиментогенеза, мелководность солеродных бассейнов, палеогеографические и палеотектонические обстановки, а также надежно реконструируется расположение палеоширот. *Практическое значение* эвапоритов определяется тем, что каменная соль – один из основных продуктов питания, калийные и азотные соли – ценные удобрения, а все соли – химическое сырье. Гипс и ангидрит являются сырьем для стройиндустрии.

ГЛАВА 14. АЛЮМИНИЕВЫЕ, ЖЕЛЕЗИСТЫЕ И МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ

Алюминиевые, железистые и марганцевые породы – это тесно связанные между собой группы осадочных пород, являющиеся одновременно и важными рудами. Они более чем наполовину сложены минералами соответственно алюминия, железа и марганца.

Минеральный состав пород. Окисные и гидроокисные минералы алюминия, железа и марганца очень сходны между собой степенями кристалличности, структурными и химическими типами (табл. 14.1). Карбонатные минералы, являющиеся рудами железа и марганца, представлены сидеритом FeCO_3 , анкеритом $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\cdot(\text{CO}_3)_2$, родохрозитом MnCO_3 и манганокальцитом $(\text{Ca,Mn})\text{CO}_3$, а силикатные – лептохлоритами, глауконитом и родонитом, или орлецом – $(\text{Mn,Ca})\text{SiO}_3$.

Минералы алюминия обычно белые, но также часто окрашены соединениями железа, органическим и другими веществами в красные и темно-серые цвета.

Таблица 14.1. Химическая классификация окисных минералов алюминия, железа и марганца, по (Фролов, 1993).

Степень кристалличности	Минералы		
	Алюминия	Железа	Марганца
Аморфные	алюмогель, или спорогелит $Al_2O_3 \cdot nH_2O$, или $HAIO_2 \cdot nH_2O$	«феррогель», лимонит или гидрогётит $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, или $HFeO_2 \cdot nH_2O$	«манганогель», или вады, «гидровернадит» $MnO_2 \cdot nH_2O$ (аналог δ - MnO_2)
Полукристаллические, или кристаллитовые (коллоидально-волокнистые)	гидрагиллит, или гиббсит $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$, или $2Al(OH)_3$	ферроксигит δ - $FeO(OH)$ — лимонит $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$, или $2Fe(OH)_3$	вернадит $MnO_2 \cdot nH_2O$, или $MnO_2 \cdot mR_2O \cdot nRO \cdot pR_2O_3 \cdot qH_2O$ (R – одно-, двух- и трехвалентные катионы металлов)
	бёмит $Al_2O_3 \cdot H_2O$, или $AlO(OH)$	лепидокрокит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$, или $FeO(OH)$	гидроманганиты и манганиты $MnO_2 \cdot Mn(OH)_2 \cdot 3(?)H_2O$, или $R_2Mn_{1-x}(O, OH)_2 \cdot (OH, H_2O)_x (R = Mn^{3+}, Na \text{ и др.})$: асболан асболан-бузерит бузериты I и II тодорокиты бёрнессит
(Полно) кристаллические	диаспор $Al_2O_3 \cdot H_2O$, или $HAIO_2$ корунд Al_2O_3	гётит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$, или $HFeO_2$ гематит Fe_2O_3 , магнетит Fe_3O_4 , или $FeO \cdot Fe_2O_3$	пирролюзит MnO_2 браунит Mn_2O_3 , гаусманит Mn_3O_4 , или $2MnO \cdot MnO_2$

Они практически всегда землистые, включая и полнокристаллические породы. *Аморфная* разновидность алюминиевого минерала из-за переменного составом не имеет общепринятой формулы и названия (употребляются названия алюмогель и спорогелит). *Полукристаллические*, или коллоидально-волокнистые минералы – бёмит и гидрагиллит (гиббсит). *Полнокристаллические* минералы – диаспор и корунд.

Минералы железа обычно красные и черные, землистые, аморфные и коллоидально-кристаллические, а также полнокристаллические. *Аморфные* минералы с непостоянным количеством молекул воды называются по-разному: лимонитами, гидрогётитами, эренвертитами, иногда ферроксигитом. Для удобства иногда все вместе эти минералы называют феррогелем. Общая их формула $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. *Полукристаллические* минералы – ферроксигит, лимонит $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$, собственно гидрогётит и лепидокрокит. *Полнокристаллические* минералы – гётит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$, игольчатый или волокнистый; гематит Fe_2O_3 , пластинчатый, реже ромбоэдрический, образующий псевдоморфозы по магнетиту, называемые мартитами; магнетит Fe_3O_4 , кубической сингонии, непрозрачный, сильномагнитный минерал с твердостью 5,5-6,0 и удельным весом 5,0-5,2.

Минералы марганца черные, землистые, аморфные, полукристаллические и полнокристаллические (в основном микрозернистые). Карбонаты марганца белые, розоватые, а силикатный минерал родонит – розовый. *Аморфные* минералы с переменным количеством воды иногда называют манганогелями, они также известны как вады, псиломеланы. Вероятно, часть манганогелей относится к аморфному вернадиту – гидровернадиту $MnO_2 \cdot nH_2O$. *Полукристаллические* минералы – неаморфный вернадит, манганиты, гидроманганиты, тодорокиты, асболан и др. – наиболее

часто распространены в железомарганцевых конкрециях. Они отличаются очень сложным составом и тонкодисперсной структурой. К *полнокристаллическим* минералам относятся полианит, гаусманит, браунит и отчасти манганит, встречающиеся в осадочно-метаморфических рудах и гидротермальных жилах.

Химический состав пород. *Алюминиевые породы* по химическому составу близки к глинистым породам, в особенности к каолинам. Разграничением между ними служит кремневый модуль – отношение Al_2O_3/SiO_2 : если оно меньше 1, то это *каолины*, наиболее глиноземистые из глин, а если больше 1 – то *бокситы* (табл. 14.2). Но это еще не руды на алюминий, тем более не алюминиевая порода. Бокситами-рудами считаются породы с кремневым модулем больше 2 или даже больше 2,6. Это отвечает соответственно содержанию 25-30 и 45-50% Al_2O_3 . Последние – это уже высококачественные бокситы. Другими важными компонентами глиноземных минералов являются вода (10-30%) и гидроокислы железа, часто становящиеся главными. Тогда породы переходят в железистые. Границей между ними служит отношение Al/Fe : если оно больше 1, то это *бокситы*, если менее 1, то *латериты*, или глиноземистые железные руды. Содержание Al_2O_3 в алюминиевых минералах меняется от 100% в корунде, 85% в диаспоре и 84,5% в бёмите, до 65,4% в гидрагиллите и 40% в бёмите и менее чистых бокситах. В бокситовых породах, практически всегда содержащих то или иное количество примеси, содержание Al_2O_3 не превышает 62,7%. Из малых элементов высокие (до 5%) содержания имеет окись титана TiO_2 .

Таблица 14.2. Химический состав бокситов, по (Фролов, 1993).

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	5,04	4,95	12,06	3,89	2,79	4,99	14,10	1,56
Al_2O_3	52,87	52,96	27,55	31,67	34,89	52,07	32,74	60,80
Fe_2O_3	25,32	26,85	30,74	40,16	41,89	30,72	27,90	0,28
TiO_2	2,16	2,16	3,30	4,30	1,46	0,92	4,12	0,00
FeO	1,02	0,87	5,38	0,87	–	–	1,86	–
MnO	0,16	0,07	0,03	0,03	–	–	–	–
CaO	0,19	0,03	0,30	0,17	0,64	0,46	Следы	0,32
MgO	0,37	0,07	0,24	0,04	0,18	0,29	0,10	0,11
P_2O_5	0,11	0,06	0,68	0,33	–	–	–	–
Na_2O	0,22	}0,11	}0,16	0,01	–	0,01	–	–
K_2O	–			0,19	0,04	0,18	–	–
SO_3	–	–	–	–	–	–	–	0,88
CO_2	0,07	0,04	0,18	0,20	0,04	0,06	–	0,49
H_2O	0,76	0,46	3,68	1,60	0,56	0,60	–	–
П.п.п.	11,52	11,22	15,66	16,32	17,73	12,81	18,78	33,87
Сумма	99,81	99,85	99,96	99,77	100,23	103,10	99,60	98,31

Примечание. Породы: 1 – плетняково-яшмовидный боксит, (Урал, м-е Красная Шапочка); 2 – красный оолитовый боксит, (там же); 3 – каменистый боксит, (Урал, Соколовское м-е); 4 – рыхлый боксит, (там же); 5-6 – бокситы, (Тихвинский р-н, Подсосенское м-е); 7 – латеритная кора выветривания базальтов, (Бразилия); 8 – гиббситовый боксит с аллофаном, (Подмосковный бассейн).

Железистые породы по химическому составу (табл. 14.3) связаны постепенными переходами с бокситами (через латериты), кремнями, марганцевыми породами, глинами и песчаниками. Максимально содержание элементарного железа в магнетите (72,4%) и гематите (70%), а содержание окислов – 100%. Это содер-

Таблица 14.3. Химический состав железистых пород, по (Фролов, 1993).

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	19,27	16,98	4,13	12,50	6,55	1,09	5,70	6,54	15,88
TiO ₂	0,29	0,24	–	–	0,12	–	0,02	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	8,12	11,70	–	12,92	0,73	2,49	2,32	3,14	2,45
Cr ₂ O ₃	–	–	–	2,04	–	–	4,05	1,48	–
Fe ₂ O ₃	35,10	44,43	78,77	57,43	75,86	39,72	67,88	74,01	64,15
FeO	–	–	–	–	12,18	27,66	0,47	0,66	–
MnO	13,19	5,08	–	0,42	0,12	0,07	0,27	0,32	0,19
CaO	2,61	1,70	1,10	0,48	0,78	1,38	2,35	0,23	0,10
MgO	1,06	3,43	–	0,86	0,09	1,10	2,85	2,22	0,16
NiO	–	–	–	0,48	–	–	0,68	следы	–
CoO	–	–	–	–	–	–	0,02	–	–
P ₂ O ₅	2,45	2,14	0,57	0,37	0,06	0,41	0,12	0,13	3,04
N ₂ O ₅	0,07	0,08	–	–	–	–	–	–	–
As ₂ O ₃	–	0,08	–	–	0,008	–	–	–	–
BaO	1,24	–	–	–	–	–	–	–	–
SO ₃	–	–	–	0,15	–	–	–	0,37	–
CO ₂	–	–	–	–	0,09	0,86	3,04	–	–
H ₂ O ⁺	–	–	11,67	–	–	–	9,35	9,97	14,14
H ₂ O ⁻	–	–	1,70	–	–	–	0,65	–	–
П.п.п.	17,11	11,45	–	11,54	7,66	15,89	–	–	–
Сумма	100,51	100,31	97,94	99,92	98,79	93,13	99,77	99,63	100,2

Примечание. Породы: 1 – карельская озерная бобовая руда; 2 – керченская железная руда; 3 – хоперская оолитовая руда; 4 – халиловская бобовая руда; 5-6 – колчеданные руды КМА; 7 – гидрогётитовая руда, (Северный Кавказ, Малкинское м-е); 8 – охристая латеритная руда, (Урал, Серовское м-е); 9 – оолитовая гётит-гидрогётитовая руда, (Казахстан).

жание снижается в гидроокислах: в гидрогематите, гётите и лепидокроките их 90%, а в гидрогётите 65,5% и меньше. Максимальные содержания окислов железа (сумма Fe₂O₃+FeO) в железных породах и рудах достигают 79% (некоторые оолитовые руды) и 76% (руды КМА), а минимальные не превышают 35% (карельские озерные бобовые руды) и меньше, когда породу уже нельзя считать железистой. В океанических железомарганцевых конкрециях содержание окислов железа часто значительно уменьшается, а окислов марганца возрастает (до 20% и более). Из малых и рассеянных элементов в железных рудах концентрируются: фосфор (до 2,5%), ванадий, мышьяк, хром, никель, кобальт, медь, барий и др.

Марганцевые породы по химическому составу теснее всего связаны с железистыми породами, а через карбонаты марганца – с известняками, яшмами и другими кремнями. В безводных чистых окисных минералах содержания элементарного марганца достигает 72% (в гаусманите), в пиролюзите его 63,2% и значительно меньше в водных окислах. Сумма окислов в рудах (табл. 14.4) достигает 85,5 (Чиатура, черная оолитовая руда). Из малых и рассеянных элементов повышенные содержания обнаруживаются у Co, Ni, Ba и Sr.

Классификация алюминиевых, железистых и марганцевых пород основана на минералогических, структурно-текстурных и генетических признаках.

Бокситы классифицируются в основном по структурам и присутствующим в них примесям, классификации же по минеральному составу являются подчи-

Таблица 14. 4. Химический состав марганцевых пород, по (Фролов, 1993).

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	3,50	8,11	35,07	3,90	8,39	4,18	6,09	17,18	9,78
TiO ₂	—	0,07	—	—	—	0,16	0,16	1,17	0,66
Al ₂ O ₃	—	2,49	5,24	1,30	2,01	0,80	1,04	6,88	5,00
FeO	—	—	2,56	—	—	0,64	11,10	14,87	12,02
Fe ₂ O ₃	0,70	0,99	—	2,04	1,02	0,55	—	—	—
Mn	—	—	26,50	—	—	—	—	—	—
MnO	24,90	34,12	—	31,88	3,21	11,71	—	0,62	—
MnO ₂	60,60	37,40	—	50,22	73,07	65,08	53,80	28,59	35,22
BaO	—	1,10	—	—	—	3,23	1,09	0,06	0,15
CaO	3,04	0,49	1,36	1,21	1,94	0,55	2,65	2,42	2,47
MgO	—	0,18	1,26	—	1,4-	0,63	2,74	2,88	2,05
K ₂ O	—	}0,44	—	0,30	1,36	0,78	1,46	1,24	0,88
Na ₂ O	—		0,22	0,38	0,63	2,16	2,96	2,29	
P ₂ O ₃	0,52	—	—	0,07	0,009	0,03	—	0,40	0,17
П.п.п.	—	—	13,84	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	5,10	—	0,38	2,22	0,45	7,27	11,46	20,73
H ₂ O ⁺	5,53	9,92	—	8,51	4,75	9,52	8,23	5,84	7,08
NiO	—	—	—	—	—	—	0,53	0,60	0,80
CoO	—	—	—	—	—	—	0,52	0,24	0,55
CO ₂	—	—	—	0,16	0,14	0,58	0,48	0,23	0,73
Сумма	98,79	100,40		100,37	100,03	100,53	99,12	99,71	101,02

Примечание. Породы: 1 – черная оолитовая, (Кавказ, Чиатура); 2 – бурая руда, (там же); 3 – средняя проба оолитовой руды, (Урал, м-е Полуночное); 4 – манганитовая руда, (Никополь); 5 – пирролюзитовая руда, (там же); 6 – полиперманганитовая руда, (там же); 7, 8, 9 – железомарганцевые конкреции и корки, (Тихий океан).

ненными. В частности, палеозойские бокситы преимущественно диаспоровые и бёмит-диаспоровые, а мезозойско-кайнозойские – гиббситовые и спорогелитовые. По структуре бокситы бывают как пелитоморфными, так и зернистыми. *Пелитоморфные* бокситы обычно аморфные, коллоидально-волокнистые и микрозернистые. *Зернистые* бокситы разнообразней: они бывают оолитовыми, бобовыми, желваковыми и обломочными, варьирующими по размерности от щебнисто-галечных до песчаных и алевритовых. Эти структурные типы и служат для выделения главных типов бокситов. По примесям различают чистые, кремнистые, железистые, глинистые и песчаные бокситы.

Железистые породы классифицируются по минеральному составу, структурам, а также по примесям. Если рассматриваются руды, то их подразделяют на окисные, карбонатные, силикатные и сульфидные. Основными среди них являются окисные, в свою очередь подразделяющиеся на водно-окисные и безводно-окисные. *Водно-окисные* чаще всего представляют собой сложную смесь гидроокисных минералов железа, называемую *лимонитом* (т.н. бурые железняки), или же более четко оформившиеся минералы – гидрогётиты, лимониты и лепидокрокиты,

как аморфные, так и полукристаллические. *Безводно-окисные* минералы – гётит, гематит и магнетит, чаще служат для выделения соответствующих минералогических типов пород и руд, так как они нередко бывают мономинеральными или мало-смешанными. *Гётитовые* руды преимущественно фанерозойские, оолитовые и пелитоморфные, часто с примесью гематита. *Гематитовые* и *магнетитовые* руды в основном докембрийские: это кварц-магнетитовые породы – железистые кварциты или джеспилиты, а также более сложные сидерит-магнетит-кварцевые и гематит-магнетит-кварцевые породы. Часто гематит образует псевдоморфозы по магнетиту (мартитовые руды). *Структурная классификация* железистых пород аналогична классификации бокситов, но значительно богаче. *Пелитоморфные* породы аморфные, коллоидальные и микрозернистые, а *зернистые* – оолитовые, бобовые, конкреционные, обломочные (от глыбовых до тонкопесчаных) и биоморфные раковинные (метасоматические). Сульфидные (пиритовые и марказитовые) породы, обладая всеми перечисленными структурами, бывают еще и пеллетовыми, раковинными и другими метасоматическими образованиями.

Марганцевые породы классифицируются по структурам и примесям. Их структурные типы аналогичны многим типам алюминиевых и железистых пород: пелитоморфные, оолитовые, пизолитовые, конкреционные, редко обломочные. Минералогически марганцевые породы довольно бедны: это в основном окисные и карбонатные разности.

Основные типы пород. Петрографически породы всех трех групп во многом аналогичны. **Алюминиевые породы** по цвету белые, серые, темно-серые, черные, красные, розовые. По текстуре и структуре землистые, пористые и кавернозные, оолитовые, бобовые, конкреционные, афанитовые, обломочные, микрозернистые и пелитоморфные. Выделяются следующие основные типы пород.

Боксит белый либо с розовыми пятнами, иногда красный, пелитоморфный, землистый либо порфирировидный, с пизолитами (до 30%), неслоистый (рис. 14.1а). По составу чистый, бёмитовый или диаспор-бёмитовый. Сравнительно мягкий, не жирный на ощупь, слабопористый и плотный. Залегает в виде пластов и линз толщиной в дециметры и первые метры.

Боксит красный, пизолито-бобовый (рис. 14.1б), землистый, с пизолитами (3-5 мм) и бобовинами (5-10 мм), которые часто являются сросшимися пизолитами. Средне- и слабосортированный, с пелитоморфным глиноземным поровым и, участками, базальным цементом. По составу чистый, бёмит-диаспоровый.

Боксит серый и темно-серый, крепкий, плотный, пелитоморфный, но в отдельных слоях обломочный (рис. 14.1в), состоящий из неокатанных обломков от дресвяной до тонкопесчаной размерности. Плохо сортированный, часто с тонкой миллиметровой и сантиметровой горизонтальной слоистостью. По составу в основном диаспоровый с примесью обломочного кварца. Слагает пласты от 1 см до 1 м и более. Известен на Северном Урале.

Боксит зернистый, серый и темно-серый, с песчаной структурой, со средней и хорошей окатанностью и сортировкой материала. Слоистость мелкая (до 10-15 см) горизонтальная и косая (рис. 14.1г). По составу смешанный, диаспорово-ильменито-кварцевый, по качеству бедный, плотный, крепкий, с халцедоно-кварцевым и глинистым цементом. Залегает пластами и линзами до полуметра мощности среди бокситов других типов, Урал.

Боксит белый, светло-серый. По структуре оолитовый, бобово-пизолитовый, землистый, пелитоморфный, неслоистый. По составу чистый, гидраргиллитовый и спорогелитовый, с пелитоморфным бокситовым (того же состава) заполнителем (25-50%). Некрепкий, пористый, залегает линзами и пластами до 3 м. В верхней части месторождений (Австралия) розово-красный, бобовый и желваково-

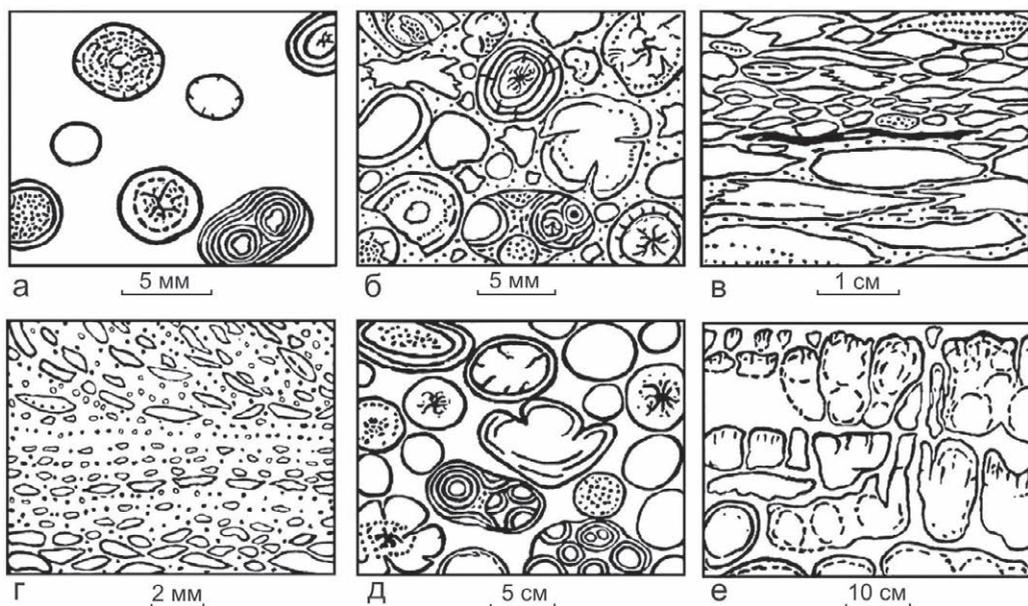


Рис. 14.1. Структуры бокситов, по (Фролов, 1993).

а – порфиroidная, пизолито-пелитоморфная (Ленинградская обл.); б – пизолито-бобовая, бокситы перетолженные (там же); в – обломочная древесно-мелкощепчатая (мелкобрекчиевая) диаспорового боксита (Северо-Уральский бокситовый район); г – обломочная, песчано-древянная, сортировка плохая и средняя (там же); д – бобово-пизолитовая и оолитовая гидрагиллитово-спорогелитового боксита латеритного горизонта современной коры выветривания (Австралия); е – желваково-конкреционный структура, заполнитель - глинисто-железисто-бокситовый (там же).

конкреционный (рис. 14.1, д), землистый, неслоистый, образует глиноземистый панцирь над белыми бокситами.

Боксит светло-розовый, желваково-конкреционный, землистый. Сложен неправильными изометричными стяжениями (1-15 см), часто сливающимися друг с другом и одетыми общей оболочкой (рис. 14.1е). Неслоистый, спорогелитовый, с красным бокситово-лимонитово-глинистым заполнителем. Мощность до 0,5 м.

Железистые породы черные, красные и охристые, землистые и кристалломорфные. Очень разнообразны по структурам, текстурам, крепости и другим физическим свойствам и отчасти по минеральному составу.

Бурый железняк охристо-желтый, пелитоморфный, землистый, неоднородный, неслоистый, с гнездами и неправильными извилистыми линзочками крепкой темно-красной железистой породы (рис. 14.2а). По составу лимонитовый или гидрогетитовый, преимущественно аморфный, некрепкий, пачкает руки, кавернозный. Богатая руда, слагает неправильные пласты и линзы от 10 см до 5 м и более. Является элювием по железным и колчеданным рудам на КМА и др.

Железные «стеклянные» головы – панцири (рис. 14.2б) на месторождениях сидеритов в Башкирии. Темно-красные, афанитовые, неслоистые или с натечной текстурой и вертикальными каналцами. По составу гетитовые и гидрогетитовые. Крепкие, часто с блестящей волнистой поверхностью и гнездами (1-20 см и больше) сталактитов того же состава, иногда коленообразно изменяющих направление своего роста, с инкрустационными структурами и пустотами. Мощность изменчива (0,1-2 м и более).

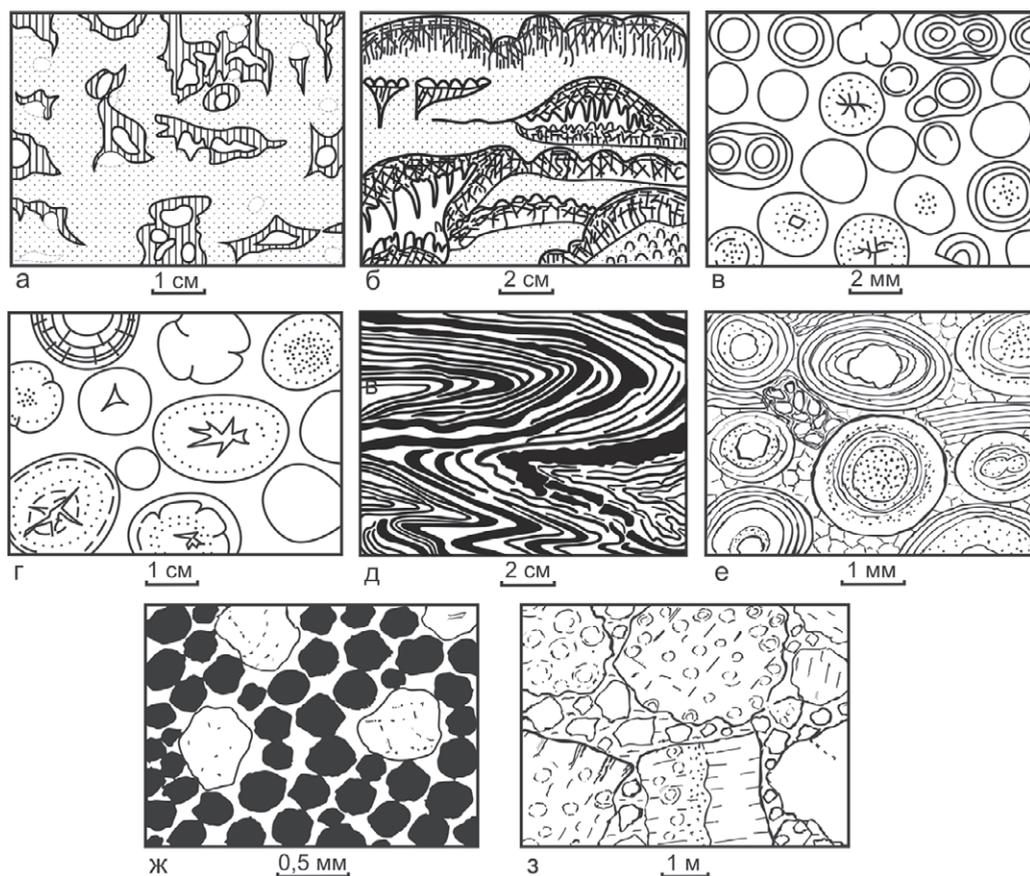


Рис. 14.2. Структуры железистых пород, по (Фролов, 1993).

а – порфировидная кавернозно-пелитоморфная лимонитовая железной руды; вертикальные линии – линзы крепких панцирей, точки – землистая руда (Южный Урал); б – панцирно-коллоидно-пелитоморфная – «стеклянная голова», или панцирь гидроокисной коры выветривания сидеритов; точки – железистая порода, белое – пустоты; сталактиты коленообразно изгибаются (там же); в – оолитовая и пизолитовая, горизонт конденсации, наполнитель – глинисто-лимонитовый (Крым); г – бовово-пизолито-оолитовая кора выветривания гипербазитов (Австралия); д – тонкослоистая текстура джеспилитов, осложненная подводно-оползневой складчатостью (Кольский полуостров); е – оолитовая гематитовая руда с обломками мшанок и брахиопод, цемент доломитовый, поровый (штат Алабама, США); ж – песчаная титаномагнетитовая россыпная руда с зёрнами кварца и с кварцевым поровым цементом (Австралия); з – глыбовая в современной обвальной руде (там же).

Железная руда оолитовая (0,2-2 мм) и пизолитовая (2-6 мм), темно-бурая с красными пятнами, землистая, неслоистая, пелитоморфная, несогнетированная и плохосортгированная (рис. 14.2в). Заполнитель (от 30 до 50%) оливково-зеленый шамозитовый или железистохлоритовый. Сфероагрегаты, в основном, гётитовые или шамозит-гидрогётитовые. Порода некрепкая, рассыпается в руках, слабoporистая. Слагает линзы и пласты от 5 см до 0,5 м мощности. Известна в Крыму в г. Керчь.

Железная «табачная» силикатная (шамозитовая) руда, оливково-зеленого цвета с бурыми и красными пятнами. Землистая, пелитоморфная, порфировидная, с неравномерно распределенными гидрогётит-шамозитовыми и гидрогётитовыми оолитами и пизолитами, неслоистая или слабослоистая, некрепкая.

Мощность 0,2-3 м, переслаивается с рудой предыдущего типа, п-ов Крым. Общая их мощность до 14 м.

Железная руда оолитово-пизолитово-бобовая (рис. 14.2г), вишнево-красная, землистая, неслоистая или неясно слоистая. По составу феррогелевая или гидрогётитовая. Руда рыхлая, вверху превращена в крепкий панцирь мощностью 1-5 м, с пелитоморфным гидрогётитовым цементом (30-50%). Слагает верхнюю часть гор Восточной Австралии, где ее общая мощность не меньше 30 м.

Джеспилит, или железный кварцит (см. рис. 10.2д), темно-серый либо темно-красный, от мелко- до гигакристаллического, четко контрастно тонкослоистый, слоистость миллиметровая и сантиметровая, осложненная мелкими (5-50 см) складками оползания незатвердевшего ила (рис. 14.2д). Порода крепкая, плотная, тяжелая, магнитная, залегает пастами в десятки метров мощности, по составу биминеральная, кварц-магнетитовая (по 50%), либо кварц-гематитовая (40% и 60% соответственно). Известна на Кольском полуострове и Курской магнитной аномалии.

Сидеритовая руда конкреционная, состоящая из цепочек эллипсоидальных и шаровых конкреций, сближенных или сливающихся боками в единые пласты мощностью до 20 см, часто (через 5-50 см) переслаивающиеся с глинистыми породами. Сидериты темно-серые, глинистые, пелитоморфные, массивные или концентрически-слоистые, крепкие, плотные, тяжелые, по составу обычно магнизиальные. Легко обогащаются. Мощность сидеритоносных толщ до 100 м. При вымывании тонкого вмещающего материала конкреции механически конденсируются в единый пласт и приобретают конгломератовидный облик. Заполнитель биодетритовый и песчаный. Мощность пластов 0,1-1 м.

Железные руды гематитовые оолитовые, черные и вишнево-красные, неслоистые. По составу мономинеральные или с шамозитом и сидеритом, в качестве зародышевых зерен выступают кварц или биокласты, часто замещенные гематитом. Оолиты плотно сгружены (рис. 14.2е), поры между ними заполнены кальцитовым или доломитовым цементом. Обычно залегают пластами мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров; Аппалачи, США.

Магнетитовая обломочная руда черная, с мелко-среднепесчаной структурой (рис. 14.2ж), хорошо сортированная, с косою слоистостью. Состоит из полуокатанных зерен титанистого магнетита (70-80% руды) и обломочного кварца (5%), сцементированных поровым кварцевым цементом. Порода крепкая, плотная, тяжелая, магнитная, залегает пластами мощностью по 0,5-1 м, образующими пачку до 15 м. Известна в девоне Австралии.

Болотная руда желтая и коричневая, землистая и желваковая, конкреционная, часто лепешковидная. По составу лимонитовая, с алевроитовой и песчаной примесью, неслоистая или неясно слоистая. Залегает нечеткими пластами и линзами толщиной 0,05-0,5 м и реже большей. Известна в прибрежных зонах Карельских озер, служила рудой в Петрозаводске еще во времена Петра I. Основной способ добычи – искусственная конденсация и процеживание ила.

Обломочные железные руды – от глыбовых (рис. 14.2з) до песчаных. Образуются чаще всего вблизи коренных месторождений при обваливании мощных железных панцирей – феррикретов. Известны у горы Высокой (Урал), в Австралии, где создают глыбовые руды. Сортировки, окатанности и слоистости или нет, или она самая различная в зависимости от динамики среды перемещения. Состав пород – гидроокисный, цемент как железистый, так и любой другой. Мощность пластов от метров до десятков метров.

Другие типы пород – железомарганцевые конкреционные, сульфидные (пиритовые) пластовые, тюрингитовые, глауконитовые и т.д. – имеют в основном лишь теоретическое значение.

Марганцевые породы в случае если они образованы окисными минералами – черные, а если карбонатными и силикатными – светло-серые и розоватые. Породы обычно аморфные или скрытокристаллические, землистые, рыхлые, неслоистые и тонкослоистые, сходные по структурным типам с алюминиевыми и железистыми породами, но беднее их. Обычно образуют пласты небольшой мощности (дециметры и первые метры), часто конкреционные. Помимо окисных, рассматриваемых здесь и являющихся основными рудами, распространены карбонатные и силикатные руды, которые сами не используются, но служат субстратом для развития на них марганцевых кор выветривания, имеющих промышленное значение.

Марганцевые гидроокисные и окисные породы черные, землистые, пелитоморфные и оолитовые, довольно рыхлые, неслоистые и неясно слоистые. По составу обычно полиминеральные – псиломелановые, вернадитовые и пиролюзитовые, но могут быть и мономинеральными, сложенными одним из этих минералов. Залегают в виде пластов с мощностью до 1 м, часто в них рудное вещество является цементом песчаников или конгломератов прибрежных фаций – песчано-глинистых, кремневых и мергельных отложений гумидных и семиаридных зон Земли. Широко распространены в олигоцене, основные месторождения – Никополь на Украине и Чиатури в Грузии.

Марганцевые карбонатно-окисные породы светло-серые, розовые с черными пятнами, часто темно-серые, оолитово-пизолитовые (см. рис. 11.5з; 14.3а) и пелитоморфные, неслоистые и слоистые. По составу от почти чистых родохрозитовых до родохрозит-вернадитовых или родохрозит-псиломелановых и манганокальцитовых, с родохрозитовым, кальцитовым и окисно-марганцевым цементом. Залегают обычно вместе с предыдущим типом пород и силикатами (спонголитами и опоками), сменяя их фациально и по разрезу. Мощности пластов редко превышают 1 м.

Метаморфизованные окисные марганцевые руды преимущественно браунитовые и гаусманитовые. Обычно черные пелитоморфные, неслоистые и тонкослоистые, часто переслаивающиеся с яшмами и кремнями, в той или иной мере кремнистые, крепкие (рис. 14.3б). Образуют пласты мощностью до первых метров, а также линзы, гнезда. Известны в кремнисто-карбонатных и эффузивно-кремнистых отложениях Казахстана, Урала, Кавказа. Руды трудно обогащаются, т.к. не удается полностью избавиться от кремнезема.

Окисленные марганцевые руды черные, пелитоморфные. По составу вернадитовые и псиломелановые (вадовые) (рис. 14.3в), иногда содержат конкреции манганита и пиролюзита, неслоистые и с унаследованной текстурой. Развиваются по первичным марганцевым рудам, в том числе бедным и трудно обогащаемым (родонитовым, кремневым, силикатным), иногда по базитам и ультрабазитам в латеритных корах Индии, Бразилии, Африки, Австралии, где известны крупные месторождения руд высокого качества. Мощность до нескольких метров.

Силикатные марганцевые породы не разрабатываются как руда из-за трудности обогащения. Это родонитовые и гондитовые породы. Развиваются в архее и протерозое и представляют собой метаморфизованные до гранулитовой или зеленосланцевой стадии кристаллические сланцы с кварцем и марганцевым гранатом – спессартином. Находятся в ассоциации с железистыми кварцитами, метавулканитами, содержат линзы браунитовых и браунит-гематитовых руд. Известны на Балтийском щите, на юге Сибирской платформы и на Дальнем Востоке.

Железомарганцевые конкреции и корки встречаются на дне океанов и морей. Представлены сферическими (1-15 см), лепешковидными и иными по форме конкрециями (рис. 14.3г, д), иногда сливающимися боками в панцирь, а также корками толщиной в сантиметры и дециметры (рис. 14.3е). Обычно черные, бурые, темно-коричневые, землистые, пелитоморфные, в основном аморфные, неслоистые,

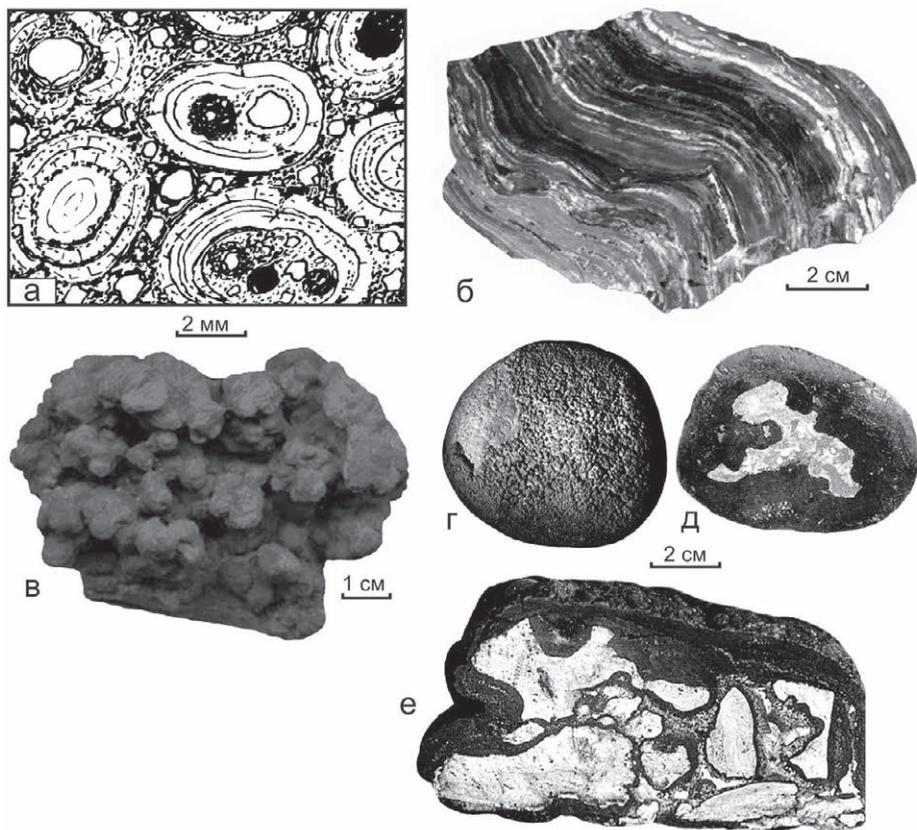


Рис. 14.3. Марганцевые руды.

а – оолитовая и пизолитовая родохрозито-окисная (вернадитовая?) с известково-марганцевым цементом (Грузия), по (Фролов, 1993); б – тонкослоистая метаморфизованная окисная браунитовая, переслаивающаяся с кремнями; в – пелитоморфная окисленная псиломелановая (вадовая); г, д – железомарганцевые конкреции: г – правильной округлой формы, д – разрез эллипсоидальной конкреции с ядром, сложенным эдафогенной брекчией (Тихий океан); е – железомарганцевая корка на фосфатизированном известняке, имеющем брекчиевую структуру (Тихий океан).

концентрически-слоистые и радиально-лучистые, крепкие либо рыхлые, иногда содержат зубы акул. Обычно залегают на поверхности красных глин на глубине ниже критической для карбонатов (ниже 4000-4500 м), состоят из вернадита, тодорокита, бернесита, манганита и пиролюзита. Содержание марганца достигает 20%. Мощность горизонтов от 5 до 20 см.

Происхождение пород. Рассмотренные выше минеральный и химический состав, структуры, текстуры, а также основные типы пород и условия их залегания, свидетельствуют о большом сходстве происхождения алюминиевых, железистых и марганцевых пород. Способы их образования различны и полностью не изучены, при этом следует различать способы образования компонентов, и способы образования пород. Например, компоненты могут быть хемогенными (оолиты, сферолиты и т.д.), а породы – механогенными, если эти компоненты переотложены. В целом же, по преобладанию основных процессов, различаются химические, биологические и механические способы образования пород. *Химические способы* – это хими-

ческое выветривание силикатных или содержащих железо и марганец пород, метасоматоз карбонатных пород и химическое осаждение из коллоидных и истинных растворов на путях миграции, а также в осадках и породах. *Биологические способы*, по-видимому, второстепенные, хотя бактериальное осаждение железных и марганцевых соединений изучено пока слабо. Если химические и биологические способы создают первичные накопления, то *механические* нередко их концентрируют, хотя могут и разбавлять и уничтожать.

Из *алюминиевых пород* более или менее ясен вопрос с образованием *латеритов* – это продукт глубокого химического выветривания силикатных пород (кора выветривания) в условиях тропического и субтропического климата. Латеритная кора выветривания образуется при интенсивном промывании почв дождевыми водами, в результате чего выносятся кремнезем и большинство катионов. На месте остаются наименее подвижные соединения алюминия. Возможно, в этом процессе принимают активное участие микроорганизмы. По поводу происхождения *бокситов* такой определенности нет. Существуют различные точки зрения на способы их образования: 1) бокситы это хемогенный осадок, образовавшийся в морских и озерных водах благодаря коагуляции и осаждению гелей глинозема; 2) бокситы образуются в результате воздействия серной кислоты на каолиновые минералы; 3) бокситы – это ископаемая кора выветривания латеритного типа; 4) бокситы образуются в результате размыва латеритной коры выветривания и переотложения продуктов выветривания в морских и озерных водоемах; 5) бокситы образуются в болотно-озерных условиях в результате концентрации глинозема растениями; 6) образование бокситов связано с подводной вулканической деятельностью – выносом в морской бассейн глинозема и затем осаждение гидроокислов алюминия химическим путем.

Происхождение *железистых пород* достаточно разнообразно. Источником железа является выветривание изверженных пород, в особенности основных и ультраосновных. При выветривании материнских пород железо концентрируется в коре выветривания, образуя элювиальные месторождения, или переходит в гидроокись и перемещается водами в виде механической взвеси и коллоидов гидроокиси железа. Частично перенос происходит в виде сульфатов и бикарбонатов закисного железа. Перенесенное железо в дальнейшем распределяется в водоемах по обычным законам механической дифференциации, а затем выпадает в осадок при участии бактерий (озерные бобовые руды) и под действием электролитов (морской воды). Для образования древних железных руд, вероятно, большое значение имела также вулканическая деятельность, в процессе которой в океанические воды гидротермами вносилось большое количество соединений железа.

Преобладающая часть железистых пород образуется на поверхности суши (элювиальные и озерные руды) или на дне моря. Иногда окисные руды возникают при окислении сидеритов или сульфидов, они также могут быть континентального (озерные и болотные отложения) или морского происхождения (осадки водоемов с застойной водой). *Континентальные железные руды* возникли только во влажных климатических зонах при умеренной или повышенной температуре, а также при определенном характере рельефа. Элювиальные разновидности образовывались в периоды значительной денудации областей, сложенных породами с повышенным содержанием окислов железа. Озерные железорудные отложения возникали благодаря смыву окислов железа с повышенных участков и концентрации их в прибрежных зонах озер. Расчленение рельефа при этом было слабым, иначе в озерные котловины приносилось бы одновременно с окислами железа значительное количество обломочного материала. *Морские железорудные отложения* формировались, вероятно, при сильно расчлененной береговой линии морских бассейнов с многочислен-

ными архипелагами островов при общем равнинном характере прибрежной части суши. Благодаря коагулирующему воздействию морской воды на коллоидные растворы железа накопление морских железных руд происходило преимущественно в прибрежных участках.

Преобладающее количество железорудных месторождений залегает в базальных горизонтах трансгрессивно лежащих осадочных толщ и, следовательно, обусловлено в значительной мере тектоническим режимом. Наиболее резко различаются между собой отложения связанные с орогенными и платформенными областями. *Орогенные* железорудные отложения характеризуются резким преобладанием морских и осадочно-эффузивных пород. К *платформенным* областям приурочены преимущественно лагунные и озерно-болотные железистые породы, а также железные руды кор выветривания.

Марганцевые породы осадочного происхождения образуются в результате хемогенного и биохемогенного осаждения (деятельность бактерий) в условиях мелководных морских заливов и прибрежных областей моря, а также в озерно-болотных условиях на суше.

Источником марганца являются его соединения, возникающие в процессе выветривания магеринских пород. Переносится он, вероятно, в виде коллоидов гидроокиси марганца, частично в ионной форме. Из-за незначительного содержания марганца в кристаллических породах элювиальные месторождения марганцевых руд не встречаются, а присутствуют лишь в корах выветривания осадочных пород, уже ранее обогащенных его соединениями. Иногда окисные соединения марганца возникают в зоне окисления карбонатных марганцовистых пород (вторично-окисные руды). Другим источником марганца является вулканическая деятельность, в процессе которой гидротермами в морскую воду выносятся некоторое количество соединений марганца. Этим путем образуются марганцевые породы, тесно связанные с эффузивными и некоторыми яшмово-кремнистыми толщами.

Марганцовистые породы образуются, главным образом, в морских и, реже, в озерных бассейнах. *Морские* марганцевые отложения, в которых часто сосредоточены огромные запасы руд, как правило, генетически связаны с мелководными химическими (коллоидными) осадками кремнезема или песчано-глинистыми толщами, реже с карбонатными породами. Накопление марганца происходит благодаря коагуляции коллоидов четырехвалентного марганца, принесенных с суши. Существует тесная связь между глубиной бассейна и составом накапливающихся марганцовистых пород. Она обусловлена степенью насыщенности вод кислородом. В мелководных областях, где благодаря волнению в изобилии присутствует кислород, формируются окисные соединения марганца (пирролюзит, псиломелан, манганит). На больших глубинах, при недостатке кислорода в восстановительных условиях, образуются соединения двухвалентного марганца (в основном карбонаты). Ширина зоны накопления марганцевых руд меняется в зависимости от угла наклона шельфа. При малых углах наклона ширина зоны может достигать от 8 до 10 км. В условиях более расчлененного рельефа ширина ее сокращается до нескольких сотен метров. На дне современных морей и океанов широко распространены железомарганцевые конкреции. Главные их рудные компоненты – трехвалентное железо и четырехвалентный марганец в сумме могут достигать 65%. Среднее содержание марганца в конкрециях составляет 15-17%.

Озерные и болотные марганцевые руды в виде гидроокисных соединений ассоциируются в разных пропорциях с окислами и гидроокислами железа. Они известны лишь в современных отложениях, и, как правило, не имеют практического значения.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллисон А., Палмер Д. Геология. М.: Мир, 1984. 568 с.
- Антошкина А.И. Краткий курс литологии. Сыктывкар: Изд-во СыктГУ, 2003. 208 с.
- Атлас структур и текстур галогенных пород. Л.: Недра, 1974. 231 с.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М.: Недра, Ч. 1, 1962. 578 с. Ч. 2, 1969. 708 с. Ч. 3, 1973. 340 с.
- Батурич В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку; М.: ОНТИ НКГП СССР, АзОНТИ, 1937. 291 с.
- Белоусова О.Н., Михина В.В. Общий курс петрографии. М.: Недра, 1972. 344 с.
- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Наука. Тр. ГИН АН СССР, 1962. Вып. 59. 541 с.
- Вишняков С.Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. М.: Наука. Тр. ГИН АН СССР, 1956. Вып. 4. С. 209-225.
- Волохин Ю.Г. Кремнистые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 253 с.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.–Л.: ГОСИНТИ, 1932. 79 с.
- Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. М.–Л.: Тр. НИУИФ, 1939. Вып. 145. 108 с.
- Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. М.: Высшая школа, 1991. 210 с.
- Короновский Н.В. Гидротермальные образования в океанах // Соревский образовательный журнал, 1999. № 10. С. 55-62.
- Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. Учебное пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
- Крумбейн В.К., Слосс Л.Л. Стратиграфия и осадкообразование. М.: Гостоптехиздат, 1960. 411 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации: литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 358 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов на Дону: изд-во РостГУ, 1982. С. 3-59.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследований). М.: Высшая школа, 1967. 416 с.
- Лодочников В.Н. Краткая петрология без микроскопа. Л.; М.; Новосибирск: Госнаучтехиздат, 1934. 168 с.
- Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1984. 271 с.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.–Л.: изд-во АН СССР, 1955. Т. 1. 534 с. 1956. Т.2. 394 с.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Пунина Т.А. Триасовые склерактинии в органогенных постройках Дальнегорского района (Сихотэ-Алинь). Владивосток: Дальнаука, 1999. 128 с.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с. Т. 2. 420 с.
- Пустовалов Л.В. К вопросу о соотношении осадочных и магматических рудных концентраций // Бюлл. МОИП. Отд. Геол., 1964. Т.59. № 2. С. 120-127.

- Рекшинская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М.: Недра, 1966. 230 с.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. М.: Горгеолнефтеиздат, 1934. 720 с.
- Рухин Л.В. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1973. 704 с.
- Седиментология / Градзиньский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. М.: Недра, 1980. 630 с.
- Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
- Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. 509 с.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 2. 520 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с. 1962. Т. 2. 574 с. 1962. Т. 3. 550 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Фролов В.Т. Литология. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн. 1. 336 с. 1993. Кн. 2. 432 с. 1995. Кн. 3. 352 с.
- Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: Изд-во МГУ, 1964. 310 с.
- Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 356 с.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые, 1967. № 5. С. 86-102.
- Япаскурт О.В. Введение в литологию (избранные лекции). М.: Изд-во МГУ, 2003. Ч. 1. 103 с.
- Япаскурт О.В. Литология: учебник для студентов высших учебных заведений. М.: Академия, 2008. 336 с.
- Krumbein W.C., Sloss L.L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco: Freeman, 1963. 660 p.
- Middleton G.V. Small-scale experiments of turbidity currents and the criterion for autosuspension // Journal Sedim. Petrol, 1966. V. 36. P. 202-208.
- Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. New York: Harper & Brothers, 1957. 718 p.
- Shepard F.P. Gulf Coast barriers in recent sediments, northwest Gulf in Mexico. Tulsa: American Ass. Petrol. Geol., 1960. 394 p.
- Twenhofel W.H. Treatise on Sedimentation. Baltimore: The Williams & Wilkins company, 1932. 926 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5	
ЧАСТЬ I. ЛИТОЛОГИЯ: ПРЕДМЕТ, МЕТОДЫ, ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПОЛОЖЕНИЯ		
Глава 1. Введение в литологию	6	
1.1. Литология – наука об осадочных породах	6	
1.2. Задачи и значение литологии	6	
1.3. История литологии	8	
1.4. Связь со смежными науками	10	
1.5. Методы литологии	11	
Глава 2. Определение осадочных пород и общие закономерности их образования и размещения	12	
2.1. Определение осадочных пород	12	
2.2. Литогенез	13	
2.3. Типы литогенеза	13	
2.4. Зона осадкообразования	15	
2.5. Стратисфера	16	
Глава 3. Стадии образования осадочных пород	17	
3.1. Основные этапы и стадии образования осадочных пород	17	
3.2. Мобилизация (гипергенез) осадочного вещества	18	
3.3. Перенос или миграция вещества	28	
3.4. Накопление, или седиментация осадочного вещества	42	
3.5. Диагенез	49	
3.6. Катагенез	51	
3.7. Метагенез	53	
Глава 4. Генетические составные части осадочных пород	55	
Глава 5. Свойства осадочных пород	64	
Глава 6. Строение осадочных пород	70	
6.1. Структура осадочных пород	70	
6.2. Текстура осадочных пород	80	
ЧАСТЬ II. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ		98
Глава 7. Классификация осадочных пород	98	
Глава 8. Обломочные, или терригенные породы	99	
8.1. Определение и классификация обломочных пород	99	
8.2. Грубообломочные породы, или псефиты	100	
8.3. Песчаные породы, или псаммиты	105	
8.4. Алевритовые породы, или алевриты	114	
Глава 9. Глинистые породы, или пелиты	117	
Глава 10. Кремнистые породы, или силициты	128	
Глава 11. Карбонатные породы	138	
Глава 12. Фосфатные породы, или фосфориты	155	
Глава 13. Соляные породы, или эвапориты	163	
Глава 14. Алюминиевые, железистые и марганцевые породы	171	
Литература	184	