УЧЕБНИК

В.Г. Кузнецов

Литология

НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

РГУ нефти и газа
им. И.М.Губкина

ЗАРУБЕЖНЕФТЬ

Автор выражает признательность
и благодарность АО «Зарубежнефть»
за поддержку и участие в издании
данного учебника для студентов
ВУЗов нефтегазового профиля

V.G. Kuznetsov

LITHOLOGY

A Textbook

ИЗДАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина
2018

В.Г. Кузнецов

ЛИТОЛОГИЯ

Учебник

Рекомендовано Ученым советом РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М.Губкина в качестве учебника для студентов образовательных организаций высшего образования обучающихся по направлению подготовки 21.05.02 Прикладная геология

ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина
2018

УДК 552.12 (075.8)
ББК 26.31
К89

Рецензенты:
В.П. Алексеев, д-р геол.-мин. наук, профессор кафедры литологии и нефтяной геологии Уральского горно-геологического университета;
А.Н. Дмитриевский, д-р геол.-мин. наук, акад. РАН, научный руководитель ИПНГ РАН;
С.Б. Шишлов, д-р геол.-мин. наук, профессор, зав. кафедрой осадочной геологии Санкт-Петербугского государственного университета

Кузнецов В.Г.
К89 Литология. Краткий курс. Учебник. – М.: Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 2018. – 410 с.: ил.
ISBN 978-5-91961-269-8

Приведены основные сведения о стратисфере и осадочных породах, их составе, строении, дана классификация осадочных пород. Приведена характеристика основных групп осадочных пород, способов и обстановок их формирования. Рассмотрены стадийность осадочного породообразования, факторы, влияющие на осадочный процесс, основные области седиментации, принципы и методы фациального анализа и фациального картирования. Специальные разделы посвящены эволюции осадочного породообразования в истории Земли и осадочным формациям.

Для студентов вузов – геологов и геофизиков, обучающихся по направлениям «Прикладная геология» и «Технология геологической разведки». Издание может быть использовано и при изучении геологических дисциплин студентами других специальностей.

УДК 552.12 (075.8)
ББК 26.31

ISBN 978-5-91961-269-8

© Кузнецов В.Г., 2018
© Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 2018
© Голубев В.С., оформление серии, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Литология – наука об осадочных горных породах и осадочных комплексах, связанных с ними полезных ископаемых, их составе, строении, происхождении, закономерностях пространственного и геохронологического распространения. Как и любая наука, она состоит из двух тесно связанных и взаимно обусловливающих друг друга частей.

Первая часть составляет фактологическую основу науки, ее базис. В нее входит детальное изучение конкретного объекта литологии – отдельных осадочных горных пород: песчаников, глин, солей, известняков и т.д.

Таким образом, этот раздел литологии направлен на исследование и описание конкретных пород – их состава, строения (структуры и текстуры), свойств, вторичных изменений, условий залегания, механизмов и обстановок образования, эволюции в течение геологической истории и т.д. При общей схеме и методике изучения всех осадочных пород, исследование каждой конкретной имеет свои специфические черты, поэтому общие и специфические методы изучения также составляют предмет этого раздела литологии.

Становление литологии началось именно с исследования и описания отдельных пород, и этот раздел обычно называют петрографией осадочных пород, то есть в дословном переводе – описанием пород.

Каждая наука становится наукой в полном смысле этого слова только тогда, когда начинается теоретическое осмысление фактического материала по объекту своего исследования. Естественно, что без глубокого знания самих пород не может быть и никаких теоретических обобщений.

Закономерно поэтому, что материалы исследования и описания отдельных осадочных пород потребовали теоретического обобщения и развития, описательная часть стала дополняться теоретическим осмыслением, обусловливая тем самым превращение петрографии («графия» – от греческого – grapho – пишу) в литологию («логос» – от греческого logos – понятие, учение).

Так сформировалась вторая часть науки об осадочных породах – общая, или теоретическая литология, которая исследует общие закономерности осадочного процесса и осадочного породообразования – его стадийность (процессы и обстановки образования осадочного материа-

ла, его переноса и осаждения, превращения осадков в породы и их дальнейшее существование и преобразование), обстановки осадконакопления, закономерности размещения осадочных пород в пространстве в зависимости от тех или иных условий (тектонических, климатических, палеогеографических и т.д.), главные законы, определяющие строение осадочных толщ, эволюцию осадочного процесса и факторы ее определяющие и т.д.

Ясно, что эти две части тесно связаны друг с другом и друг друга дополняют. Нельзя, например, исследовать общую эволюцию осадочного процесса, не изучая эволюцию отдельных типов пород. Аналогично, исследование только одной породы, сколь бы глубоким и детальным оно не было, не позволит понять закономерности ее появления в том или ином месте и в то или иное время.

С определенной степенью условности теоретическая литология включает три тесно связанных между собой направления, что в схематическом виде показано на рисунке.

Стадиальное, или стадиально-литологическое направление рассматривает историю осадочной породы от зарождения осадочного материала через его перенос и осаждение, превращение осадка в породу, бытие последней, вплоть до ее исчезновения в результате гипергенеза или метаморфизма.

Седиментационно-генетическое или седиментологическое направление акцентирует внимание на первых стадиях осадочного процесса, рассматривает механизмы и обстановки осадконакопления, влияние на осадочный процесс внешних факторов – тектонических, климатических, биотических и др. В значительной степени оно перекрывает первое направление в области начальных стадий осадочного породообразования (образование осадочного материала – транспортировка – осаждение), однако акцент здесь делается не столько на процессы и механизмы, сколько на обстановки и условия осадконакопления, поэтому это направление тесно связано с решением «обратной задачи» – фациально-генетическим анализом и служит его базой. Фациальный анализ – это метод воссоздания физико-географических обстановок геологического прошлого на основе литологического изучения отложений. Естественно, что решение этой «обратной задачи» возможно лишь с учетом знаний об обстановках и условиях, где и при которых формируются те или иные комплексы отложений с присущими им характеристиками и особенностями.

Историко-литологическое или эволюционное направление изучает эволюцию, а также осложняющую ее периодичность осадочного породообразования в истории Земли, изменение во времени состава и наборов пород, способов и механизмов, а также обстановок и условий осаждения материала.

В сферу литологии в широком ее значении входят также фациальный анализ и такое по сути дела междисциплинарное направление, как учение о формациях. Поскольку в учебном процессе эти разделы, как правило, ведутся в виде самостоятельных курсов и по ним существует



Основные разделы современной теоретической литологии и их взаимоотношения. Пунктиром показано широкое значение (sensu lato) седиментационного раздела

специальная учебная литература, в настоящем издании они охарактеризованы в самых общих чертах.

Структура науки в значительной мере предопределяет и методику ее преподавания и изучения. Естественно, что курс включает изучение общих закономерностей осадочного процесса – проблемы «теоретической литологии», а также конкретных пород.

В учебной практике РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина в течение многих лет сложился свой план проведения курса, который в общем оправдал себя. Вначале на лекциях излагаются общие сведения об осадочных породах, их составе, строении, классификациях, затем рассматриваются собственно горные породы, причем в самом общем виде, и в заключительной части – общетеоретические аспекты. В этом случае лекционная часть, касающаяся собственно пород, вначале практически одновременна с изучением пород на лабораторных занятиях, а затем опережает их. Студенты изучают породы, уже имея определенные, главные изложенные в лекциях представления о них. Подобный план в значительной степени повторяет саму историю возникновения и развития литологии – от изучения конкретных пород к общетеоретическим обобщениям. При этом также существует определенное повторение – при рассмотрении пород обсуждаются процессы и обстановки их образования, в ряде случаев эволюция их образования и некоторые другие, которые затем повторяются в общетеоретической части. Но, повторимся, это отражение объективной ситуации – тесной связи «практической» и «теоретической» литологии.

Именно в такой последовательности излагается материал в настоящем учебнике.

Из психологии обучения известно, что усвоить абсолютно всю информацию, изложенную в каком-либо издании, невозможно. Чтобы освоить основные и важные положения, материал должен быть подан в несколько большем объеме, с некоторыми повторениями. Иначе – при строгом соответствии объема излагаемого материала требованиям программы – предполагается необходимость дословного зазубривания. В этом случае сознание само «отбраковывает» часть сведений и усваивается, остается в памяти обычно самая важная, необходимая часть материала.

Исходя из этого объем настоящего пособия несколько шире того минимума, который должен усвоить студент, знать и использовать в работе будущий геолог. Указанное обстоятельство обусловливает и некоторые, иногда неоднократные, хотя и выраженные разными словами и в разной форме, повторения.

Несмотря на «избыточность» информации специалист-литолог, а позднее и выпускник ВУЗа, если будет специализироваться в области литологии и изучать осадочные породы, найдет недостаточную информацию, те или иные недочеты и неточности, и будет абсолютно прав. Учебник должен дать ***основы*** науки и огромное количество фактов, идей и положений объективно остаются за его пределами, усваиваются и осознаются уже в процессе работы. Более того, любой учебник – это

некоторое упрощение и схематизация сложных явлений и процессов, которые при более глубоком изучении дополняются, уточняются и, соответственно, первичное знание оказывается неполным и в чем-то неточным, иногда почти ошибочным. Такова логика освоения и углубления знаний, таков тяжкий путь познания. Поэтому может показаться, что некоторые положения настоящего учебника противоречат освоенным студентом ранее знаниям. В данном случае та же ситуация – уточнение представлений в чем-то отрицает первичное, более схематичное и упрощенное знание.

При написании учебника учитывалось, что студенты уже имеют общие представления о геологии и осадочных породах, полученные при изучении курса «Общая геология». Поэтому многие термины и понятия используются до обоснования их выделения и детальной характеристики.

В настоящее время наша страна широко открыта в мировое сообщество, неизмеримо возросли научные контакты с зарубежными специалистами и организациями. Весьма широко стала доступна зарубежная научная литература, в том числе по интернету, особенно на английском языке – языке международного научного общения, аналога латыни средневековой науки. Выпускникам отечественных вузов нередко приходится контактировать и работать с иностранными специалистами. Учитывая эти тенденции интернационализации наук, расширяющиеся международные связи российских специалистов, все более активное использование зарубежной и прежде всего англоязычной литературы, в данном издании приводятся сведения о терминах и некоторых методических подходах, принятых в западной – европейской и американской – науке об осадочных горных породах.

Настоящий квалифицированный специалист не может ограничиваться знаниями и материалами только вузовского курса, он должен постоянно расширять и обновлять свои знания и свой кругозор. Его нельзя ограничивать школярским кратким списком «рекомендованной» литературы. Поэтому здесь приведен относительно широкий список основной литературы как отечественной, так и по-возможности зарубежной. Надо добавить, что к научной литературе нельзя подходить бюрократически формально и схоластически, указывать и использовать в учебной литературе только издания последних лет. Так, идеи выдающегося отечественного ученого В.И. Вернадского остаются актуальными до сих пор, безотносительно изданы они в первой четверти XX века или в начале XXI. Ряд монографий, методических изданий и других книг по литологии в целом и отдельным типам осадочных горных пород, опубликованных в середине и второй половине XX столетия, могут быть и являются важными пособиями и источниками сведений при изучении осадочных пород, так как многие их материалы и положения просто тиражируются в более поздних изданиях, в том числе и учебных. В этом отношении требования давать в учебной литературе ссылки только на «новейшие» издания и ограничить их число, отражают чисто формальный подход к вопросу, ориентируют не на творческое усвоение

предмета, а на узкое школярское запоминание «от сих до сих». Использование «старой» литературы ни в коем случае не снимает необходимости знакомиться с новейшими идеями и разработками, в том числе по материалам периодической печати. В области литологии основными изданиями являются журналы, среди которых можно отметить специализированные «Литология и полезные ископаемые», "Sedimentology", "Journal of Sedimentary Research", "Sedimentary Geology". Отдельные статьи по литологии печатаются также в журналах «Доклады Академии наук», «Стратиграфия. Геологическая корреляция», «Геология нефти и газа», «Геология и геофизика», «Геология и разведка», «Бюллетень МОИП. Отдел геологии», "American Association Petroleum Geologists, Bulletin", Sedimentology, Journal Sedimentary research, "Facies", "Marine and Petroleum Geology", "Journal of Petroleum Geology".

В качестве приложений дан небольшой список основных сайтов для использования интернет-ресурса.

ГЛАВА 1
СТАНОВЛЕНИЕ И КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ

В истории изучения осадочных пород с определенной степенью условности можно выделить три этапа. Первый – это этап использования и первичного изучения осадочных пород, который длился с древнейших времен до начала XX столетия. Второй этап продолжался примерно с 1915 года до конца 40-х годов прошлого века – это время появления обобщающих работ, создания первых общих теорий, или, точнее, гипотез, начало преподавания науки как самостоятельной в ВУЗах. Наконец, третий, современный этап начался примерно с 50-х годов прошлого столетия.

Осадочные породы были одними из первых, если не первыми, минеральными объектами, используемыми человечеством. Материалом для изготовления первых орудий человека каменного века были продукты осадочного процесса – кремни, результаты обработки которых в виде скребков, ножей и прочего составляют важнейшие материальные свидетельства быта и «ремесел» первобытного человека.

Позднее, с освоением гончарного производства, начала использоваться глина. Наиболее распространенные осадочные породы – глины, пески и песчаники, известняки – сырье для производства строительных материалов – кирпича, извести и др. Уже в античные времена и в Средневековье использование осадочных пород в количественном и материальном (денежном) выражении значительно превосходило продукты эндогенных, в том числе гидротермальных процессов, хотя оно и терялось в блеске «благородных» продуктов – золота, серебра, меди, железа. Правда, и первое золото в виде мелких самородков было найдено шесть тысяч лет тому назад в Аравийской пустыне в россыпях, то есть в осадочных образованиях. Россыпные месторождения в течение столетий, а точнее даже тысячелетий, были единственными или, по крайней мере, основными поставщиками этого металла. Интересно в связи с этим, что одно из первых специальных исследований осадочных пород посвящено именно золотоносным россыпям. Это работа Реомюра 1718 года по песчаным отложениям «рек и ручьев Французского королевства, несущих золотые чешуйки».

И в значительно более поздние времена осадочные полезные ископаемые выступали «первопроходцами» в создании новых производств. Так, в России первые чугунолитейные заводы (1639 и 1656 гг.) были основаны именно на осадочных рудах Тульской губернии.

Естественно, что для всех производств древних мастеров и ремесленников подходила не любая глина и не всякий песчаник, поэтому человечество постепенно изучало и определенным образом систематизировало породы по тем или иным прикладным потребительским и технологическим свойствам. Однако называть это наукой было бы крайне смело и совершенно неверно. Наука о горных породах в более строгом значении этого понятия началась лишь с использования микроскопа. Симптоматично при этом отметить, что применение Генри Клифтоном Сорби микроскопии, что и обусловило становление петрографии как самостоятельной науки, началось в 1851 г. с микроскопического изучения именно осадочных пород – окремнелых известняков. Карбонатные породы он изучал и в дальнейшем. Правда, практически сразу микроскопический метод стал использоваться при изучении магматических и метаморфических пород и разработанные при этом методики значительно позднее вошли в арсенал методов исследования пород осадочных.

Специальное и научное изучение осадочных пород началось позже аналогичных исследований пород эндогенных – во второй половине XIX века – начале XX века. При этом наметились три направления изучения осадочных образований.

Из недр исторической геологии и стратиграфии, то есть науки, определяющей возраст отложений, расчленение на этой основе разрезов осадочных толщ и прослеживание одновозрастных отложений в пространстве, обособилось изучение осадочных пород для целей восстановления древних обстановок осадконакопления как один из важнейших методов исторической геологии. Начало этого направления положено работами А. Грессли, основателя учения о фациях и фациальном анализе (подробнее см. главу 16). Среди работ этого направления следует отметить прежде всего немецкого геолога Иоганнеса Вальтера, литолого-стратиграфические исследования Н.И. Андрусова и др.

Второе направление – это исследование современных осадков и условий их образования. Исключительное значение в этом отношении имела по сути дела первая по тем временам океанографическая экспедиция на судне «Челленджер» в 1872–1876 годах и публикация ее материалов Дж. Мерреем и А. Ренаром в 1891 г. В России важные результаты были получены при изучении современных осадков Черного и Каспийского морей, в значительной мере связанные с исследованиями упомянутого выше Н.И. Андрусова.

Работы третьего – петрографического направления были посвящены изучению и описанию конкретных осадочных пород. Среди них можно отметить описание песчаных пород В.И. Лучицким, глин П.А. Земятченского и И.И. Гинзбурга, углей М.Д. Залесского, железных руд С.П. Попова и П.А. Земятченского. Среди зарубежных иссле-

дователей необходимо указать французского ученого Л. Кайё, который в период 1897–1935 гг. опубликовал результаты исследования меловых отложений Франции, описал песчаные, кремнистые и карбонатные породы и создал методические указания по изучению осадочных пород (1916).

Второй этап развития литологии начался после первой мировой войны. Резко возрос интерес к осадочным породам и началось их уже систематическое изучение, были созданы специальные организации – комитеты, общества и т.д., и, главное, были организованы специальные учебные курсы в вузах. Стало ясно, что мир в целом «моторизуется» и важнейшим полезным ископаемым становится нефть. Общепризнано, что именно потребности нефтяной промышленности, а нефть связана с осадочными породами, вызвали бурное развитие исследований именно этих пород.

В 1922 г. М.С. Швецов в Московском университете и Б.П. Кротов в Казанском начали читать специальные курсы по петрографии осадочных пород. В 1926–1930 годах крупнейший отечественный петрограф академик А.Н. Заварицкий в Ленинградском горном институте как раздел общего курса «Петрография» выделил и читал курс по петрографии осадочных пород. В 1932 г. вышел учебник М.С. Швецова, основанный на его лекциях в Московском университете и Горной академии. Практически в те же годы (1922 г.) в Ленинградском горном институте введен курс «Учение о фациях», пособие по которому было издано в 1932 г., а в третьем издании 1956 г. составило капитальную двухтомную сводку обстановок осадконакопления.

В 1922 г. в США под председательством В. Вогана был создан Комитет по седиментологии. Очень важным обобщением знаний по петрографии осадочных пород было издание «Трактата по седиментологии» У.Х. Твенхофела с сотрудниками (1925), русский перевод второго издания 1932 г. был издан в 1936 г. под названием «Учение об образовании осадков». Во многом эта книга создана по материалам учебного курса, который преподавался в Висконсинском университете. Структура этой работы в значительной степени определила дальнейшее построение курса. Здесь рассматривались история и способы образования осадков, их перенос, отложение, диагенез и литификация, то есть то, что сейчас составляет стадиальное направление современной литологии. Рассматривались вопросы соотношения организмов с осадками. Специальные разделы посвящены описанию осадочных пород и обстановкам седиментации.

В этот период наряду с чисто петрографическим изучением самих пород широко развивались исследования пород и их ассоциаций для восстановления условий их образования.

При всей значимости подобных исследований, они, особенно в форме руководств и учебных пособий, были все же описательными. Этапной вехой можно считать 1940 г., когда был издан трехтомный учебник Л.В. Пустовалова «Петрография осадочных пород», который по формальным причинам имел гриф учебного пособия. Уже на первых

страницах книги Л.В. Пустовалов определяет науку ее современным термином – литология, но отмечает, что «официальное название науки» – петрография, под которым она, в частности, «... фигурирует в научных планах высших учебных заведений... заставляет продолжать пользоваться несколько устаревшим термином». Важнее, однако, не это высказывание, а суть, те теоретические положения, которые развивались в этой книге. Если до этого в обобщающих работах и учебниках основное внимание уделялось описанию осадочных горных пород и лишь в самых общих чертах отмечались обстановки образования осадков и их преобразования в породы, то в этой работе, которая была издана как учебное пособие, впервые были намечены основные закономерности осадочного процесса. Это было практически первое цельное и систематическое изложение сути новой науки и ее основных разделов, показано, что осадочные горные породы – это закономерные ассоциации вещества, сформулированы основные положения об осадочной дифференциации вещества, эволюции и периодичности осадочного процесса, физико-химической наследственности и т.д. Разработанная Л.В. Пустоваловым структура литологии и выделение ее основных разделов – стадиального, седиментологического и эволюционного – прочно утвердилась в современной науке. Некоторые положения книги Л.В. Пустовалова опередили свое время. Так, академик А.Л. Яншин указал, что Л.В. Пустовалов является основоположником учения об эволюции геологических процессов вообще и его идеи в этом направлении послужили основой слома парадигмы принципа актуализма в геологии вообще.

Ряд научных представлений Л.В. Пустовалова не выдержал проверки временем, другие претерпели существенные изменения и развитие, но это не умаляет его заслуг и значения этой книги для становления и дальнейшего развития науки об осадочных горных породах в целом.

Высказывается мнение, что именно с этого трехтомника начинается становление самостоятельной науки об осадочных породах [Алексеев, 2004]. Впрочем, имеется основание считать такой датой начало 20-х годов XX века, когда началось преподавание ее в вузах.

Третий, по сути дела современный этап, начался после Второй мировой войны, когда изучение осадков и осадочных пород получило новое интенсивное развитие. Среди прочих причин этому способствовало два обстоятельства.

Во-первых, выяснилось, что осадочные отложения содержат не только практически 100 % запасов нефти, природного газа и углей, но и огромные запасы рудных полезных ископаемых и прежде всего урана – элемента крайне важного для развития атомной энергетики и, увы! – вооружения. Так, в 1946 г. запасы урана в эндогенных месторождениях составляли 92 %, в то время как в экзогенных (осадочных) лишь 8 %. Уже к 1958 г. ситуация поменялась кардинально – в эндогенных было сосредоточено лишь 10 % запасов, в то время как в осадочных – 90 % (из них 65 % в древних конгломератах) [Пустовалов,

1964]. Это, естественно, резко расширило поле деятельности и объекты исследования и дало много новых важных данных как по самим осадочным породам, условиям их образования, так и по связанным с ними полезными ископаемыми. Одновременно это обусловило значительное расширение работ по вторичным изменениям осадочных пород в разных условиях, способствовало расширению знаний о катагенетических процессах и образующихся в результате их изменениях. При этом, естественно, развивались и совершенствовались методы исследования.

Во-вторых, началось очень широкое и, главное, планомерное изучение океанов, их осадков и происходящих здесь процессов.

Среди очень крупных и важных для этого периода работ в нашей стране надо отметить по крайней мере четыре направления и результата. Это прежде всего создание и разработка учения о климатических типах литогенеза Н.М. Страхова, обобщенного в трехтомнике «Основы теории литогенеза» и создание капитального учебного пособия Л.Б. Рухина «Основы литологии», выдержавшего три издания. Во-вторых, это работы по океаническому осадкообразованию А.П. Лисицына и других сотрудников Института океанологии АН. Последнее стало возможным благодаря международному сотрудничеству в исследовании океанов, в том числе реализации серии проектов глубоководного бурения. В-третьих, это создание учения о геологических формациях – закономерных парагенетически связанных между собой сообществ пород, в обособлении и характеристике которых очень большую, если не сказать ведущую, роль играла тектоника, в том числе через создаваемый ею рельеф (работы Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, В.И. Попова и др.). Наконец, в-четвертых, развернулись и были получены интересные данные об эволюции осадочного процесса и осадочного породообразования в истории Земли, как часть общей эволюции геологических процессов (А.Л. Яншин, А.Б. Ронов и др.).

В настоящее время в отечественной литературе для науки об осадочных порах утвердилось название «литология», что было не всегда. В тридцатые-сороковые годы обычно использовалось сочетание «петрография осадочных пород», в пятидесятые широко использовался термин «наука об осадочных породах», но вскоре они естественным образом заменились кратким и всеобъемлющим словом «литология». Как отмечалось выше, о необходимости изменения названия с «графии» – описания, на «логию» – науку, писал еще Л.В. Пустовалов.

За рубежом наука об осадочных отложениях определяется термином «седиментология». Именно так – Sedimentology – называется и авторитетный журнал Международной ассоциации седиментологов (International Association of Sedimentologist – IAS). В настоящее время термины литология и седиментология в первом приближении можно считать во многом однозначными, хотя содержание последнего, как и у нас в стране, менялось [Кузнецов, 2013].

Вопросы строения осадочных толщ ранее относились к сфере стратиграфии американских геологов, поскольку американская стратигра-

фия включает целый ряд разделов, относящихся у нас к области литологии. Это, в частности, нашло выражение в названии важного современного направления исследований – сейсмической, а позднее секвентной стратиграфии. Эти термины вошли в отечественную науку и литературу и к стратиграфии в нашем понимании имеют весьма косвенное отношение, поскольку практически целиком входят в компетенцию литологии, так как рассматривают строение осадочных комплексов и их взаимоотношения.

Однако постепенно термин седиментология становился все более общим, охватывая также процессы и закономерности образования осадочных пород, строение осадочных толщ, редко эволюцию осадочного породообразования [Tucker, Wright, 1990]. Об этом свидетельствуют как статьи в периодической печати, так и отдельные книги, которые по нашей терминологии могут считаться учебниками (см., например, книгу [Селли, 1981]). Г. Фридман и Дж. Сандерс определяют седиментологию в самом широком значении, как геологию осадочных отложений, которая включает изучение осадочного материала, осадочных процессов и все аспекты изучения продуктов седиментации [Friedman, Sanders, 1978]. В этой связи один из старейших международных специализированных изданий, публикуемых с 1931 года – журнал Journal of Sedimentary Petrology был в 1994 году переименован в Journal of Sedimentary Research.

Вместе с тем, во многих, если не большинстве, случаев «седиментология» в значительной мере аналогична отечественному седиментологическому направлению, где рассматриваются процессы и обстановки осадкообразования, переноса, осадконакопления, фациальные реконструкции [Лидер, 1986, Leeder, 2006]. Дело в том, что вторичные, постседиментационные в широком значении этого понятия, процессы в западных изданиях, которые могут считаться учебными, либо не рассматриваются, либо обсуждаются крайне конспективно.

Таким образом, термина «литология» в англоязычной литературе нет, точнее он используется в очень узком значении для характеристики пород и используется, например, в заголовках типа «литологическая колонка».

Следует напомнить, что в отечественной науке (и литературе) седиментология обычно является лишь частью литологии и характеризует начальные стадии экзогенного осадочного процесса – образование осадочного материала, его перенос и осаждение (седиментогенез в узком смысле слова). В последние годы появилась тенденция выделять две надстадии – седиментогенез (образование осадка) и литогенез (образование и преобразование пород). Поэтому нередко считается, что английский термин «седиментология» не очень удачен, так как отражает лишь начальные стадии осадочного процесса – образование осадка. При этом забывается, что английское слово «sediment» – означает не только осадок (это первое значение в словарной статье), но и осадочную породу. Тем самым отечественные геологи как бы

указывают носителям языка «правильное» употребление английского термина.

В этой связи еще одно замечание. Как безусловно положительное явление последних лет надо отметить появление нескольких учебных пособий и учебников литологии, написанных разными авторами. Совершенно естественно, что в каждом из них, при сохранении общего содержания дисциплины, в той или иной степени проявляется «лицо автора». Так, в пособии В.П. Алексеева [2004] значительное место уделено строению осадочных комплексов, цикличности, даны понятия о бассейновом анализе. В учебниках О.В. Япаскурта [2008, 2016] усилен аспект стадиального анализа, четко разделены надстадии (и процессы) седименто- и литогенеза, более подробно рассмотрены катагенетические и предметаморфические изменения осадочных пород. Ясно, что определенная специфика есть и в работах автора настоящей работы и в изданных ранее учебных пособиях и учебниках [Кузнецов, 2007, 2011, Прошляков, Кузнецов, 1991]. И если «Литология» В.П. Алексеева отличается от «Литологии» О.В. Япаскурта и, добавим, «Литологии» других авторов, наивно и неэтично требовать полного соответствия литологии отечественных авторов седиментологии западных.

Превращение (перерастание) петрографии осадочных пород в литологию сопровождалось не только изменением целей и задач, но и уровнем объектов исследования. Если петрография имеет дело с породой, то есть ее составом, структурой, текстурой, то литология изучает также осадочные толщи – геологические тела – их строение, состав, закономерности соотношения пород в разрезе и пространстве, и общие закономерности образования и распространения не только, и скорее, не столько отдельных пород, сколько их ассоциаций.

Литология тесно связана с другими науками геологического цикла, а также рядом других наук. Литология, точнее ее описательная часть – петрография осадочных пород, имеет много общего с общей петрографией магматических и метаморфических пород. Они имеют общий, точнее близкий объект исследований – минералы и их закономерные ассоциации. Обе они используют близкие методы исследования и прежде всего микроскопическое изучение шлифов, а также однотипные схемы изучения и описания (состав, структура, текстура). Кроме этого универсального метода в осадочной петрографии разработаны и широко применяются и собственные методы, самым известным и массовым из которых является гранулометрический анализ. Но литология включает в себя не только описательную часть, но и общетеоретическую и здесь она во многом контактирует с другими науками. Палеонтология и особенно ее раздел палеоэкология поставляют важные сведения об условиях осадконакопления. Стратиграфия и историческая геология – источник сведений о строении осадочных толщ и развитии осадочного процесса в истории Земли. Именно эти разделы геологии во многом явились предтечей литологии. В то же время литология дает возможность не только реконструировать древние обстановки, но

и выяснять эволюцию последних в истории Земли. Тектоника, равно как и климат, во многом определяют ход и результаты осадочного процесса. В свою очередь литология, и прежде всего в виде результатов фациального анализа, способствует детализации и повышает достоверность тектонического анализа. На стыке литологии и тектоники сформировалось учение о геологических формациях – важнейший инструмент изучения строения и геологического развития осадочных бассейнов.

Не менее важно взаимодействие литологии и с науками негеологического цикла. Физика, химия и биология помогают понять и объяснить механизмы и процессы осадкообразования и осадконакопления. По сути дела на стыке литологии и химии возникло важнейшее направление геохимии – геохимия осадочного процесса.

ГЛАВА 2
ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ, ИХ СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, КЛАССИФИКАЦИЯ

2.1. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И СТРАТИСФЕРА

Осадочные горные породы – это геологические образования, представляющие собой закономерные ассоциации минеральных или органогенных, или тех и других продуктов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры. Это определение, данное Л.В. Пустоваловым еще в 1940 г. [Пустовалов, 1940], до сих пор остается наиболее полным и удачным. Оно отражает состав и способ образования (минеральный и органогенный), область образования (поверхность литосферы), и область существования (термодинамические условия внешней, поверхностной части земной коры), и, что очень важно, то, что это именно закономерные ассоциации. Наряду с магматическими породами и метаморфическими, они образуют триаду пород, слагающих литосферу Земли и особенно ее верхнюю часть – земную кору. По подсчетам А.Б. Ронова общий объем осадочных отложений неогея (верхний докембрий – фанерозой) достигает 1130 млн км^3 [Ронов, 1993]. При этом объем осадочной оболочки континентов составляет $765 \cdot 10^6$ км^3, континентальных окраин – $250 \cdot 10^6$ км^3 и океанов – $115 \cdot 10^6$ км^3.

Несмотря на столь небольшое, казалось бы, количественное значение, роль осадочных пород огромна. Они занимают почти 80 % общей площади суши (119 млн км^2 из общей площади 149 млн км^2) и примерно столько же – 76 % площади дна современного Мирового океана. Вместе с тем, несмотря на эту, почти повсеместную распространенность, распределение мощностей и массы осадочных пород по площади весьма неравномерны. Максимальные мощности достигают, видимо, 20–25, а может быть и больше, километров в горно-складчатых областях, некоторых краевых впадинах платформ (типа Прикаспийской) и в прогибах окраин континентов. Практически отсутствует осадочный чехол только на щитах платформ (если исключить почвенный покров, который сам по себе тоже является осадочным образованием) и на срединно-океани-

ческих хребтах. Средняя мощность стратисферы для Земли в целом определяется в 2,2 км.

Среди осадочных пород наиболее распространены в стратисфере Земли (без учета эффузивов) глинистые породы – 51,12 %; далее следуют обломочные породы (реально песчаники, так как другие типы обломочных пород типа конгломератов и т.д. встречаются в глобальном масштабе весьма ограниченно) – 25,0 %. Примерно такое же количество карбонатных пород – 20,4 %. На кремнистые породы приходится 2,3 %, гипсы, ангидриты, соли составляют 1,2 % общего объема осадочных отложений. Поскольку в стратисфере имеются и вулканогенные образования, и их количество оценивается в 12,7 % от общего объема этой оболочки, то с учетом этого доля чисто осадочных пород несколько ниже и для указанных выше пород равна соответственно 44,6; 21,8; 17,8; 2,0 и 1,1 %. Количественное значение других осадочных образований – фосфоритов, аллитов, лимонитов и т.д. ничтожно, хотя их важное экономическое значение несомненно и не сопоставимо с их количественным распространением.

Очень велико теоретическое, общегеологическое значение осадочных горных пород. Они обладают очень высокой информативностью, ибо в них заключены сведения о механизмах и обстановках осадкообразования и осадконакопления, и в более общей форме – о палеогеографии прошлых эпох. Смена осадочных пород и их характеристик во времени, равно как и содержащихся в них остатков организмов, является основой изучения развития Земли, их исследование обусловило становление и развитие специфики геологии как науки исторической. Литологическое изучение осадочных пород лежит в основе многих геологических дисциплин. Так, в сочетании со структурной геологией она лежит в основе геотектоники, а через учение о формациях является мощнейшим инструментом познания геологического строения и геологической истории Земли и ее отдельных регионов.

Осадочные породы имеют огромное экономическое значение. Так, в них сосредоточено практически 100 % мировых запасов горючих ископаемых (нефть, газ, уголь, горючие сланцы, торф), 100 % алюминиевых, марганцевых, цирконо-гафниевых руд и калийных солей, 80–90 % железных, магниевых, титановых, кобальтовых, урановых руд и руд редкоземельных элементов, фосфоритов и серы, от 50 до 80 % медных, никелевых, оловянных, тантало-ниобиевых руд, львиная доля сырья для строительной, химической и других отраслей промышленности. В целом полезные ископаемые осадочного происхождения по своей общей стоимости составляют не менее 75–80 % общей стоимости всех полезных ископаемых, добываемых человечеством [Пустовалов, 1964]. Нельзя не отметить и такое важнейшее осадочное образование как почвы – продукт биосферы и абсолютно необходимый фактор существования наземной биоты и человечества в том числе.

Таким образом, практически вся жизнедеятельность человечества, само существование цивилизации, в прямом и переносном смысле слова, базируется и развивается на осадочных образованиях.

Сравнение среднего *химического* состава осадочных пород с гранитогнейсовой оболочкой и земной корой в целом (где наряду с осадочными и кислыми магматическими породами присутствуют и видимо даже преобладают основные породы) показывает, что каких-либо кардинальных различий по содержанию главных компонентов не отмечается (табл. 2.1). Это касается как набора основных элементов (или окислов), так и их концентраций. Вместе с тем, некоторые важные отличия существуют. Из них прежде всего необходимо отметить повышенное содержание в осадочном комплексе кальция (в 2,5 раза больше, чем в гранитогнейсовой оболочке), резко повышенное содержание органического углерода, углекислоты, воды, а также летучих – серы, хлора, фтора (в 5–10 раз).

Интересно отметить и некоторые изменения в отношениях содержаний ряда важных компонентов. Так, в осадочном комплексе трехвалентное железо преобладает над двухвалентным, а в земной коре это отношение обратное. Явление это связано с общей окислительной обстановкой осадконакопления. Аналогичным образом соотношение натрия и калия меняется в осадочных породах в сторону последнего. Возможно это обусловлено вхождением калия в состав глинистых пород – самых распространенных пород в стратисфере.

Различия же в *минеральном* составе магматических и осадочных пород неизмеримо более существенны, если не сказать, кардинальны (табл. 2.2). Можно наметить три группы минералов: 1) встречающиеся как в магматических, так и в осадочных породах; 2) встречающиеся практически только в магматических породах; 3) встречающиеся практически только в осадочных породах. Среди первых это лишь саличе-

Таблица 2.1

Средний химический состав осадочных пород Земли, гранитно-метаморфической оболочки и земной коры в целом (Ронов, 1993)

Оболочка	Средний химический состав, % масс.												
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$C_{орг}$	CO_2	H_2O	Остальное	Сумма
Осадочная с эффузивами	51,02	12,67	2,56	2, 80	3,24	10,54	1,92	2,18	0,46	7,68	3,23	1,7	100,00
Осадочные породы без эффузивов	50,37	11,99	2,42	2,38	2,96	10,92	1,73	2,33	0,54	8,99	3,60	1,77	100,0
Гранитно-метаморфическая	63,81	14,92	1,75	3,68	2,83	4,08	3,02	2,84	0,05	0,90	1,17	0,95	100,00
Земная кора в целом	55,24	14,55	2,42	5,86	5,37	8,12	2,44	1,61	0,07	1,44	1,46	1,42	100,00

Таблица 2.2

Средний минеральный состав магматических и осадочных пород (Кузнецов, 2009), %

Минералы	Породы				
	Магматические			Осадочные	
	Твенхофел, 1936	Барт, 1956	Заварицкий, 1956	Твенхофел, 1936	Кузнецов, 2009
Кварц	20,40	12,4	10–12	34,80	25–30
Полевые шпаты	50,25	60,2	63–65	15,57	5–6
Пироксены	12,9	12,0		–	–
Роговая обманка	1,60	1,7	19–20	–	–
Биотит	3,86	3,8		–	–
Оливин	2,65	2,6	–	–	–
Мусковит	3,85	1,4	–	15,11	–
Рудные минералы	4,60[1]	4,1[2]	–	4,0[3]	?
Магнетит и апатит	–	–	5	–	–
Глинистые минералы	–	–	–	14,51[4]	35–40
Кальцит	–	–	–	4,25	20–21
Доломит	–	–	–	9,97	
Опал, халцедон	–	–	–	–	2,0–2,5
Гипс, ангидрит, галит	–	–	–	0,97[5]	1,0–1,5

[1]Магнетит, титанит, ильменит.
[2]Магнетит, гематит, ильменит.
[3]Лимонит.
[4]Каолин, хлорит.
[5]Гипс.

Примечание. Прочерк – содержание минерала менее 1 %. Вопрос – количество минералов не определено.

ские минералы – кварц и полевые шпаты; при этом соотношение их в генетически разных породах существенно различны. В осадочных породах примерно вдвое увеличивается содержание кварца, но в 5–7 раз сокращается количество полевых шпатов, причем практически исчезают средние и основные плагиоклазы и относительно возрастает роль калиевых полевых шпатов. В осадочных породах практически отсутствуют фемические минералы (оливин, пироксены, амфиболы, биотит, магнетит), являющиеся породообразующими в средних и основных магматических породах (вторая группа минералов). Основу же осадочных пород составляют новообразованные характерные именно для них минералы – глинистые минералы (каолинит, гидрослюды, монтмориллонит и др.), карбонаты кальция и магния, в меньшей степени сульфаты, галоиды, лимонит, опал (третья группа).

Принципиальное различие между относительно близким химическим и резко различным минеральным составом магматических и осадочных пород видно на диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 2.1). В вершинах треугольника он скомпоновал окислы, обладающие, по его мнению, разной геохимической подвижностью. Оказалось, что в этих ко-

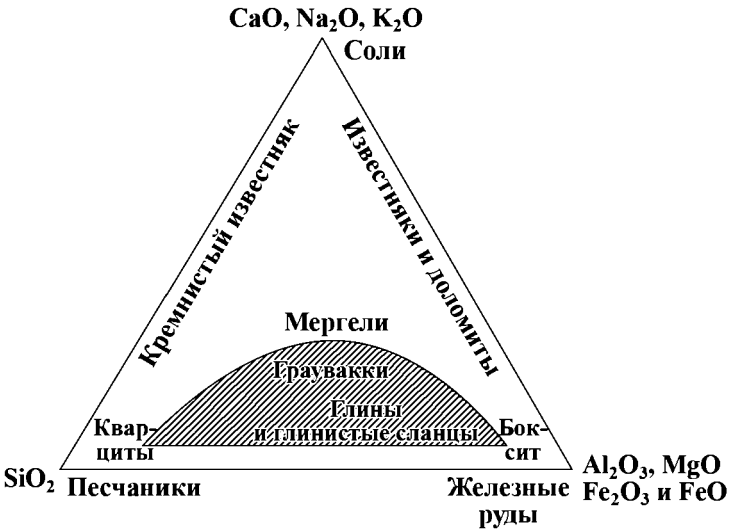


Рис. 2.1. Треугольная диаграмма химического состава магматических и осадочных пород.
Заштриховано поле составов и изверженных пород [Заварицкий, 1932]

ординатах магматические породы при всем их разнообразии занимают лишь незначительную часть треугольной диаграммы. Осадочные же породы распространены по всему полю этой диаграммы, и лишь глинистые породы и граувакки соответствуют по своему химизму магматическим. Принципиально важно, что среди осадочных пород есть весьма «чистые» линии, то есть мономинеральные породы, состоящие практически из одного минерала – кварцевые песчаники, трепелы и опоки, известняки, доломиты, гипсы, соли и т.д. В этом проявляется открытое позднее, чем была составлена эта диаграмма, явление осадочной дифференциации вещества – глобально развитое и составляющее, по-видимому, один из характернейших и важнейших результатов осадочного процесса.

2.2. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ

Осадочная горная порода, равно как и любая другая порода, представляет собой особый уровень организации вещества, более высокий, чем минеральный уровень. Горная порода является закономерной ассоциацией минералов, поэтому она характеризуется, в основном, не химическим, а минеральным составом и наличие мономинеральных пород (кварцевых песчаников, опок, ангидритов и т.д.) ни в коей мере не опровергает этого положения. Более того, именно на их примере

наглядно виден абсолютный примат минерального состава над химическим. Например, при общем химическом составе SiO_2 это может быть либо минерал кварц, и тогда состоящая из него порода будет кварцевым песчаником, либо халцедон, из которого состоят кремни, фтаниты и другие подобные породы.

Но сам по себе набор минералов еще не определяет принадлежности к той или иной конкретной породе.

Так, минеральный состав многих песчаников – полевошпатово-кварцевых (аркозовых) аналогичен минеральному составу гранитов. Различаются эти породы по структуре – обломочной в первом случае и кристаллической во втором. Но тот же состав и ту же, что и граниты, структуру имеют, например, гнейсы. Эти две породы различаются уже по текстуре – характеру взаимного расположения слагающих породу минералов – массивной в гранитах и полосчатой, гнейсовидной, обусловленной ориентированным расположением кристаллов в гнейсах.

Таким образом, для определения и описания горной породы требуется охарактеризовать три необходимых и достаточных свойства или признака – ее минеральный состав, структуру и текстуру. Последние два понятия – структура и текстура – в отечественной научной литературе нередко объединяются единым термином – строение породы. Аналогичные понятия имеются и в зарубежной литературе. В английском языке это "fabric", в немецком "das Gefüege".

Подобное четкое и логично обоснованное положение для разделения минерала и породы иногда встречает определенные сложности при конкретном использовании, а именно при изучении форм проявления и нахождения материала в природе. Как правило, геологической формой нахождения осадочной породы является слой. Недаром сама осадочная оболочка Земли называется стратисферой (от латинского "stratum"-слой). В этом случае затруднений, как правило, не возникает. Но есть и иные формы нахождения. Несколько конкретных примеров.

Довольно обычны в осадочных отложениях конкреции разного состава. Что это – форма нахождения минерала или породы? Однозначное и тем более общепринятое мнение на этот счет отсутствует. Минералоги, как правило, считают это формой нахождения минерала, а литологи решают вопрос по-разному без строгого обоснования. Так, например, конкреции пирита – это форма нахождения минерала, а кремни – кремневые стяжения, особенно крупные – рассматриваются обычно как разновидность формы нахождения, развития породы.

Другой пример. Существуют так называемые ленточные глины. Казалось бы в названии уже зафиксирован и тип породы, и текстура отложений, но это совсем не так. Прежде всего, эти отложения не чисто глинистые, а представляют собой тонкое, на уровне миллиметров переслаивание песчано-алевритовых и глинистых слойков. Другими словами, мы имеем дело с двумя различными породами. Но поскольку эти породы тесно связанны друг с другом и масштаб проявления крайне незначителен, их объединяет одно название. Вообще очень тонкослоистые образования, сложенные разными петрографическими типами по-

род или разновидностями пород, нередко описывают отнюдь не петрографическим термином «ритмит» или, в последнее время – «ламинит» (от английского laminae – очень тонкие слойки). При подобных или близких сочетаниях часто появляются частные, «местные» названия – «оскобиты», «рябчик» и пр.

Характер осадочной породы, то есть ее состав, во многом структура и текстура определяется соотношением основных составных частей, или, точнее, генетических составных частей породы. Они подразделяются на две большие группы (табл. 2.3). Первая – аллотигенные (аллохтонные) компоненты. Это фрагменты, принесенные в данную породу извне, уже сформировавшиеся где-то в других местах и часто в результате иных, не осадочных процессов. Вторая группа – это аутигенные (автохтонные) компоненты, которые образуются на месте своего нахождения – in situ. При этом время образования последних не лимитируется – это могут быть компоненты, отложенные на стадии седиментогенеза, но они могут образоваться и в результате постседиментационных процессов на стадии диа- или катагенеза.

Среди аллохтонных, в свою очередь, выделяются два вида. Наиболее распространенными и важными являются обломочные (кластические, кластогенные – от "clast" – обломок). Это обломки, образовавшиеся при разрушении более древних пород, вне зависимости от их типа, возраста, состава и происхождения, принесенные извне и отложенные чисто механическим путем. До недавнего времени синонимом этого типа был термин «терригенный» (от "terra" – земля, то есть образующиеся при разрушении суши). В настоящее время установлено, что породы океанического дна, не выходящие над уровнем моря, то есть подводные, тоже разрушаются и образуют обломочные отложения из «собственного», океанического материала. Этот материал получил название

Таблица 2.3

Основные составные части (компоненты) садочных горных пород

По месту образования компонентов	По механизму образования компонентов		Примеры пород
Аллотигенные Аллохтонные (принесенные извне)	Вулканогенные (вулканические)		Пирокластические туфы и туффиты
	Обломочные (кластические, кластогенные)	Терригенные (обломочный материал на суше)	Конгломераты, песчаники
		Эдафогенные (обломочный материал образовался на дне океана)	Глыбовые накопления, песчано-алевритовые и другие осадки
Аутигенные Автохтонные (образовавшиеся на месте нахождения)	Хемогенные (седиментационные, диа- и катагенетические)		Гипсы, каменная соль, метасоматические доломиты
	Органогенные		Диатомиты, органогенные известняки

эдафогенного. Таким образом, обломочные или кластогенные компоненты могут быть двух видов – терригенные и эдафогенные.

Другим видом аллотигенных компонентов являются вулканические продукты в виде обломков вулканических пород. Среди них различают обломки, состоящие только из вулканического стекла – витрокласты, только из кристаллов-вкрапленников или их агрегатов – кристаллокласты, и, наконец, из кристаллов-вкрапленников вместе со стеклом – вулканокласты. Обособление вулканогенного материала от обломочного, кластического обусловлено его специфическим происхождением за счет вулканических извержений, а не путем разрушения более древних, в том числе уже застывших вулканических пород.

Автохтонные (аутигенные) компоненты также подразделяются на два типа. Полностью аутигенными являются химически осажденные (хемогенные) образования, причем, как указывалось выше, не важно, образовались они в процессе седиментации, в диа- или катагенезе. Практически автохтонными являются и органические образования в виде остатков скелетов организмов как одиночных, так и колониальных, как внутренних (кости), так и внешних (раковины). По сути дела мы имеем здесь дело с минеральными соединениями разного состава, образовавшимися в результате жизнедеятельности организмов. Лишь незначительная часть органогенных компонентов имеет аллохтонный характер – углистые включения, принесенные с суши в морские отложения, остатки активно плавающего нектона и некоторые другие. Однако это все-таки исключения и их количественная роль весьма незначительна.

Таким образом, основную породообразующую роль играют четыре генетически различные составные части – вулканогенная, обломочная, органогенная и хемогенная. Совершенно ясно, что наличие всех составных частей в одной породе не только не обязательно, но и весьма редко. Встречаются породы, образованные одной из этих частей (например, гипс или ангидрит), однако наиболее обычны породы, где присутствуют две-три составные части (например, песчаник с карбонатным цементом или такой же песчаник с остатками раковин).

2.3. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Строение осадочной горной породы, как указывалось выше, характеризуется двумя показателями – их структурой и текстурой. Под структурой породы понимается совокупность признаков, определяемых морфологическими характеристиками отдельных составных частей породы, то есть слагающих ее фрагментов – их типом, формой, размером, однородностью или неоднородностью этих размеров и т.д. Эти показатели частично определяются при визуальном изучении образцов, штуфов, а иногда и естественных обнажений и горных выработок. Так,

лишь в обнажении можно определить структуру крупногалечных конгломератов; структура гравелитов, дресвитов, некоторых органогенных известняков может быть установлена в образцах (для этих целей иногда очень хороши пришлифовки). Многие же структуры, если не большинство их, более надежно устанавливаются и подробнее описываются в шлифах под микроскопом. В зависимости от размерности фрагментов, то есть возможности изучать структуру невооруженным глазом или под микроскопом, различают макроструктуру и микроструктуру.

Под текстурой понимается характер взаимного расположения, пространственного взаимоотношения фрагментов породы. Другими словами, это сложение породы, обусловленное ориентировкой составных частей породы, типом их взаимного расположения, способом выполнения пространства. Текстуры, как правило, более «крупноразмерны», выделяются и описываются в поле и крупных штуфах. К текстурам относится большинство видов слоистости (типичная текстура именно осадочных пород), знаки ряби и так далее. Ряд текстур неплохо виден и в отдельных образцах, но чаще всего текстура породы в образце, а тем более в керне из-за их относительно небольших размеров, определяется как массивная, что отнюдь не отражает истинной текстуры породы. Вместе с тем некоторые виды текстур удается наблюдать и в шлифах. К ним относится микрослоистость, в том числе градационная, микростилолиты и т.д.

Подобные сложности определяют то обстоятельство, что установить четкую грань между структурой и текстурой при петрографических исследованиях, особенно стандартных и массовых, удается далеко не всегда. Это иногда приводит к тому, что под структурой понимается лишь строение, устанавливаемое при микроскопических исследованиях, а под текстурой – при макроскопических. Как ясно из приведенных выше материалов, подобные представления не обоснованы. Вместе с тем нельзя не признать, что текстуры в целом являются более «крупноразмерной» чертой строения породы, чем структуры. Подобные нечеткости не отрицают важности и необходимости различать эти понятия, а главное, характеристики, связанные с особенностями строения слагающих породу фрагментов (структур) и их взаимным расположением в пространстве (текстур).

Строго говоря, дословный перевод латинских слов структура (structura) и текстура (textura) весьма близок и означает строение, взаиморасположение и связь составных частей, поэтому использовать буквальное значение этих терминов неправомерно, они как бы потеряли свой первичный смысл и имеют ныне самостоятельное и отличное друг от друга значение.

Важно отметить, что в англоязычной литературе термины structure и texture часто употребляются в прямо противоположном смысле, нежели в литературе отечественной и немецкой (die Structure и die Texture), то есть характеристика фрагментов породы описывается термином texture, а их взаимное расположение – structure. Вместе с тем многозначность слова «структура» не позволяет утверждать, что такой

перевод (structure – текстура, texture – структура) всегда однозначно правильный. По контексту иногда, хотя и не часто, может быть прямое, согласное русскому значение.

Иллюстрации и описания многих текстур и структур осадочных горных пород имеются в специальных изданиях [Атлас текстур..., т. I, 1962, 1969; т. II, 1973; Атлас структур..., 1974; Осадочные породы..., 1987, 1990], многочисленных работах, посвященных более конкретным объектам [напр. Ботвинкина, 1962; Обстановки осадконакопления..., 1990; Рейнек, Сингх, 1981 и др.], а также в прекрасно выполненных в цвете зарубежных изданиях [A Color Illustrated..., 1978, 1979; Sandstone Petrology, 2002; Scholle, Ulmer-Scholle, 2003].

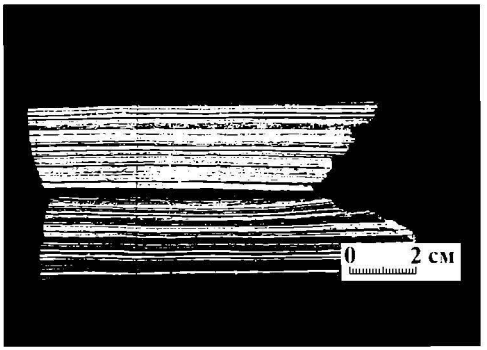
2.3.1. НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ТЕКСТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Текстуры осадочных пород чрезвычайно разнообразны; многие из них образуются при определенных условиях и поэтому имеют очень важное генетическое значение, происхождение других до сих пор неясно. Нет, естественно, и сколько-нибудь всеобъемлющей систематики текстур. В первом приближении большую часть текстур можно объединить в три группы – слоистые, внутрислоевые и на границах слоев.

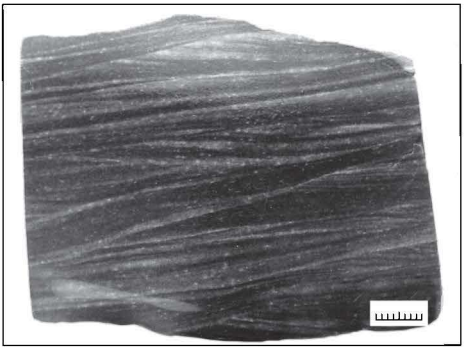
Слоистость является одной из наиболее характерных свойств осадочных образований, недаром осадочную оболочку Земли называют стратисферой (от латинского stratum – матрас, настил, пласт). Она выражается в чередовании слоев разного петрографического состава (известняки – доломиты, песчаники – глины), разной гранулометрии (песчаники мелко- и среднезернистые и др.), цвета или любых других показателей. Образование слоев связано с изменением условий седиментации и очень часто они обособляются друг от друга поверхностями наслоения (слоевыми швами), которые отражают либо краткие паузы в седиментации, либо резкие изменения условий, либо, наконец, поверхности эрозии. Обычно подразделение слоистости производится прежде всего по мощности (толщине) отдельных слоев. В первом приближении различают текстуру толстослоистую при мощности отдельных слоев более 1 м, среднеслоистую (0,1–1,0 м), тонкослоистую (0,001–0,1 м) и микрослоистую (< 0,001 м). В англоязычной литературе обычно различают слой мощностью более 1 см (bed, множественное число beds) и пропласток, слоек мощностью менее 1 см (lamina, множественное число laminae). По морфологическим признакам различают слоистость горизонтальную, пологоволнистую, линзовидную и т.д. (рис. 2.2).

Своеобразным типом горизонтальной слоистости является так называемая градационная слоистость (graded bedding). Здесь текстурный признак – слоистость – как бы комплексируется со структурным – с изменением размерности слагающих пласт зерен. Суть этой слоистости заключается в том, что в слое снизу вверх последовательно сокращается размер обломков; при этом может происходить и смена отдель-

а



в



б

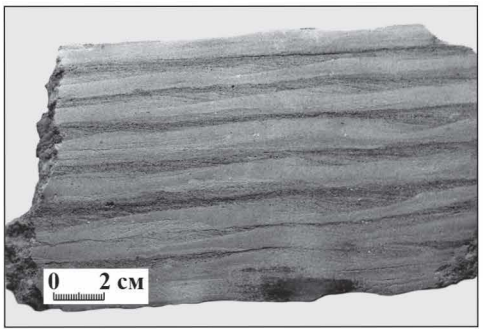


Рис. 2.2. Некоторые типы слоистых текстур:
а – горизонтальная микро-тонкослоистая (Армения, средний миоцен); *б* – пологоволнистая (Северный Кавказ, нижний титон); *в* – линзовидно-слоистая и перекрестно-слоистая, местами со срезанием

ных типов пород. Так, крупнозернистые песчаники подошвы в кровле сменяются не только песчаниками мелкозернистыми, но и глинами. Подобная слоистость весьма характерна для отложений мутьевых или турбидитных потоков (turbidity current), которые образуются на подводных склонах и у их подножий и будет рассмотрена ниже.

Масштаб слоистости показывает, что эта текстура является не только, а часто не столько свойством горной породы, сколько свойством комплекса отложений – породно-слоевых ассоциаций. Поэтому эта текстура изучается в основном в обнажениях и крупных штуфах, реже в образцах и еще реже под микроскопом. При описании в образце и шлифе необходимо отметить характер проявления слоистости (изменение состава, цвета, включения и т.д.), ее морфологический тип, характер границ и другие показатели. При отсутствии в образце слоистости, неточно говорить о массивной текстуре; правильнее использовать более нейтральные формулировки типа «слоистость в образце не установлена» или, хуже – «текстура в пределах образца массивная».

Среди ***внутрислоевых*** текстур отметим прежде всего косую слоистость. Она проявляется в том, что в пределах пласта, ограниченного более или менее параллельными границами, наблюдается более мелкая, наклонная к этим границам слоистость. Подобные текстуры наблюдаются в песчаниках, иногда известняках и возникают при поступательных движениях транспортирующей среды – водной или воздушной. Существует масса разновидностей косой слоистости, которые во многом определяются конкретными условиями осадконакопления. В самом общем виде по типу косой слоистости возможно различать субаквальные (водные) и субаэральные (воздушные) обстановки (подробнее см. главу 16).

Внутри слоя нередко отмечаются различные включения, неправильные напластования, взаимные срезания и т.д. Это создает огромное морфологическое разнообразие текстур, многие из которых с их возможной генетической интерпретацией описаны в специальных монографиях и статьях [Ботвинкина, 1962; Кутырев, 1968; Лидер, 1986; Рейнек, Сингх, 1981 и др.].

Своеобразными внутрислоевыми текстурами являются сложнопостроенные запрокинутые микроскладки подводного оползания слабо литифицированных осадков, которые образуют интенсивно деформированный горизонт среди параллельно слоистых отложений и которые нередко удается наблюдать и в образцах (рис. 2.3). При этом меняется и микротекстура пород. Если первичная текстура была правильной микрослоистой, то в результате оползания она становится беспорядочной (рис. 2.4).

Одной из весьма распространенных текстур ***поверхности слоев*** являются знаки ряби (рис. 2.5). Они образуют систему более или менее параллельных валиков и связанных с ними ложбин, которые наблюдаются на поверхности песчано-алевролитовых и карбонатных пород. Симметричная в поперечном сечении рябь образуется в водной среде в обстановке волнения, асимметричная – при поступательном однонаправленном движении в водной или воздушной среде, причем крутые склоны направлены в сторону движения (см. также главу 16).

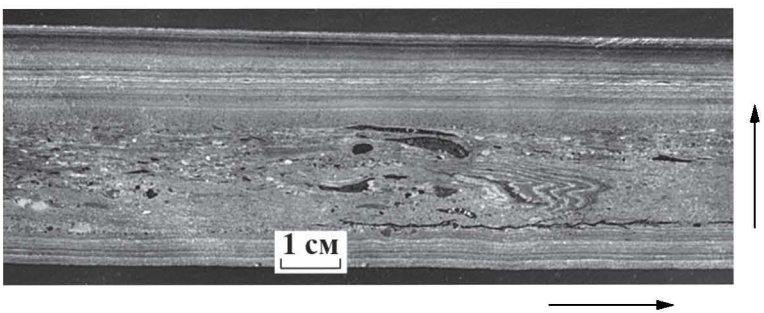
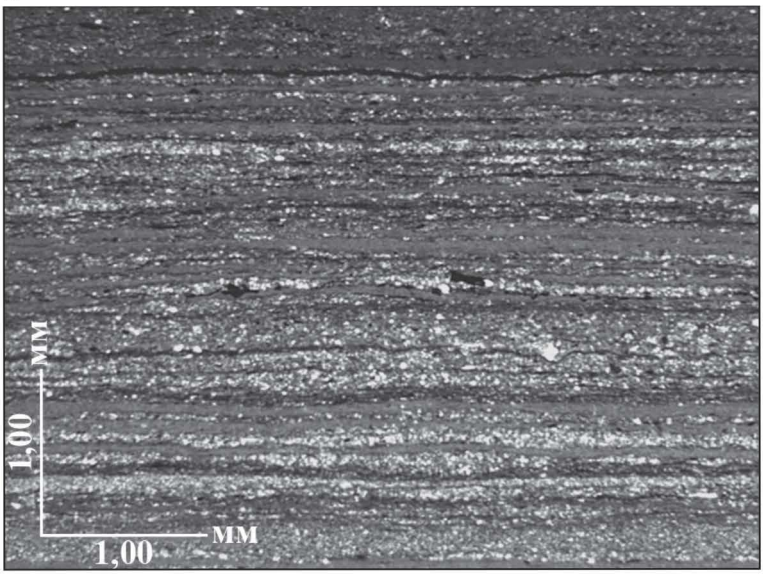


Рис. 2.3. Текстуры подводного оползания в микрослоистых озерных доломитах и известняках (Малый Каратау, Казахстан, верхняя юра)

а



б

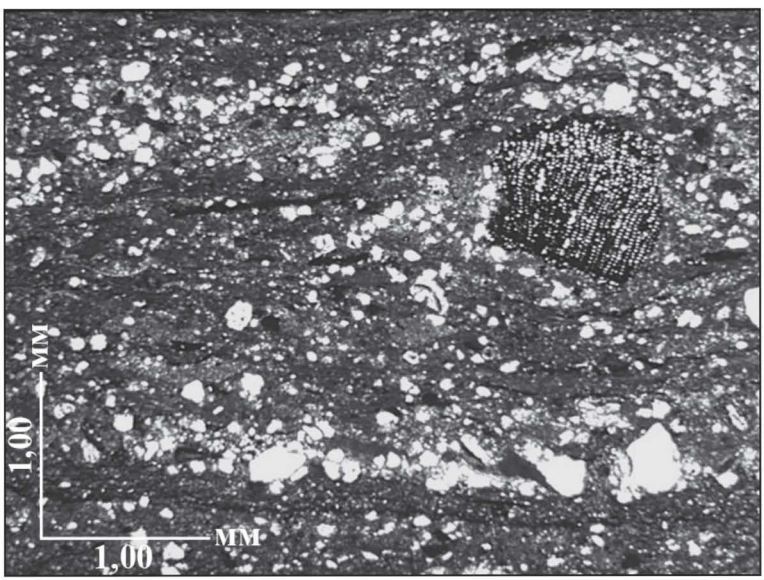


Рис. 2.4. Изменение микротекстуры пород в результате подводного оползания (Малый Каратау, Казахстан, верхняя юра):
а – сезонная микроструктура, образованная тонким переслаиванием чистых карбонатных и глинисто-карбонатных слойков, отражающая спокойные условия оезрной седиментации; *б* – беспорядочная текстура нарушенной слоистостью и с включением углефицированных растительных остатков, образованная в результате оползания и перемешивания исходного осадка

а



б

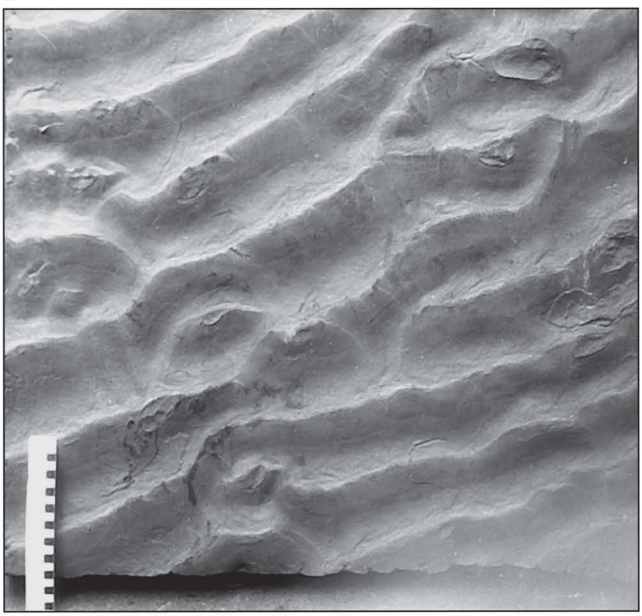
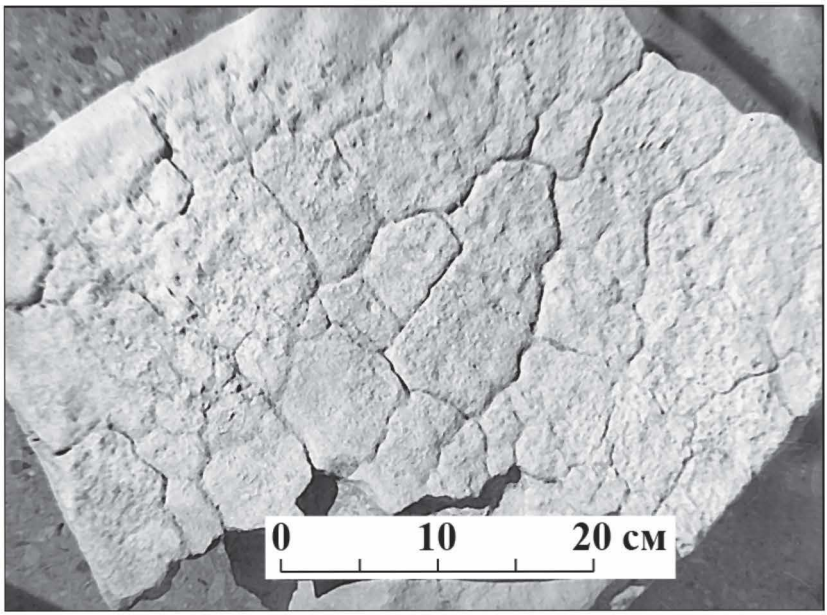


Рис. 2.5. Знаки ряби:
а – современная эоловая рябь. Центральные Кызылкумы; *б* – Китай. Триас

а



б

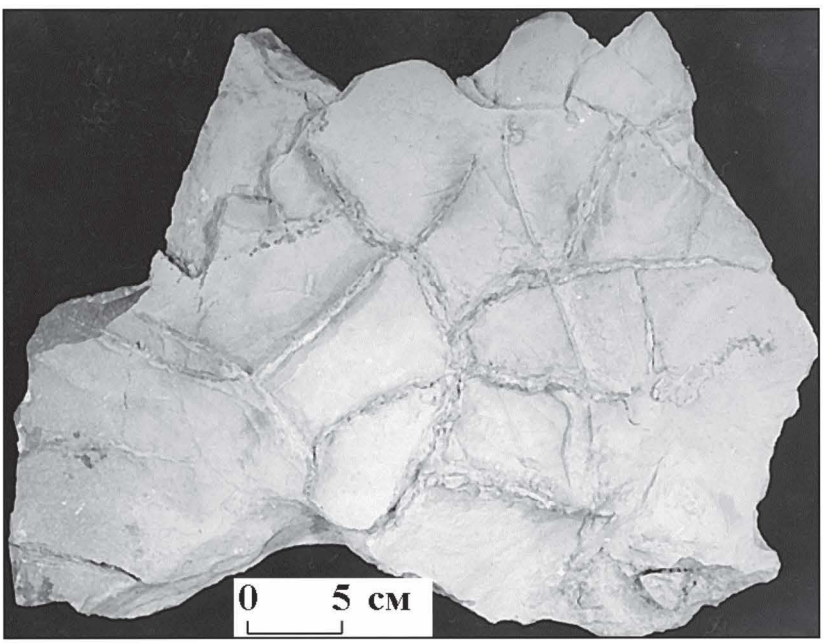


Рис. 2.6. Ископаемые трещины усыхания на поверхности микрозернистых доломитов:
а – Северный Кавказ, верхний титон; *б* – Окрестности Гейдельберга, Германия. Средний мушелькальк (триас)

Среди других абиогенных текстур поверхности слоев можно отметить борозды и желоба промыва, следы волочения твердых предметов, трещины усыхания и др. (рис. 2.6).

Многочисленны и разнообразны различные ***биогенные*** текстуры. Это следы ползания, зарывания, сверления и т.д. Деятельность илоедов и другой инфауны (то есть организмов, живущих в толще осадка) создает большое разнообразие биотурбированных (возникших за счет переработки осадка организмами) текстур. Они располагаются не только на поверхности слоя, но и проникают внутрь его, то есть текстуры поверхности слоя переходят в текстуры внутрислоевые.

2.3.2. СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Практически все виды структур осадочных горных пород можно подразделить на пять основных типов: аморфную, обломочную (кластолитовую, кластическую), кристаллическую (кристаллически-зернистую, кристаллитовую), органогенную (органоморфную, органолитовую, биогенную, биоморфную) и сферово-агрегатную или сферово-сгустковую (рис. 2.7).

Аморфные структуры характерны для пород, сложенных аморфными минералами и прежде всего опалом – опок, трепелов, а также для некоторых фосфоритов. Аналогична структура цемента, представленного теми же минералами.

Обломочные структуры типичны для обломочных кварцевых и кварц-силикатных пород, но встречаются также и в карбонатных, реже сульфатных породах, бокситах. В породах с обломочной структурой более 50 % ее объема представлено обломками того или иного состава, размера и формы (рис. 2.8). Естественно, что характеристика этих структур включает прежде всего и главным образом характеристику обломков. Основное подразделение производится по размеру обломков, причем в нашей стране наиболее распространена и употребительна десятичная система подразделения. В соответствии с ней выделяется пелитовая структура с размером частиц менее 0,01 мм (в настоящее время все более часто верхней границей пелитовой размерности считается размер 0,005 мм), алевритовая с размерами 0,01–0,1 мм, псамитовая с размерами 0,1–1,0 мм и псефитовая, размер обломков которой более 1 мм. Кроме размеров характеристика этих структур включает морфологию обломков, однородность или неоднородность их размеров (отсортированность) и другие показатели. Более подробно обломочные структуры охарактеризованы в главе 3.

Кристаллические структуры характерны для многих хемогенных и вторично преобразованных пород – гипсов, ангидритов, солей, многих известняков, доломитов и т.д. Кристаллическими являются структуры многих цементов. Основное подразделение производится по величине кристаллов, а также их форме, однородности размеров и т.д. (рис. 2.9, табл. 2.4).

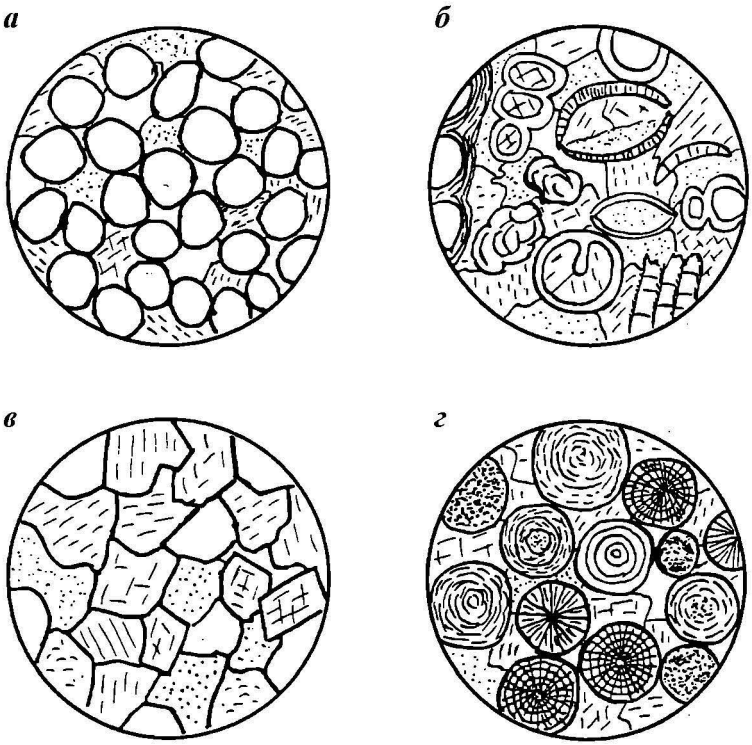


Рис. 2.7. Основные структуры осадочных горных пород:
а – обломочная; *б* – биоморфная; *в* – кристаллическая; *г* – сферрово-сгустковая

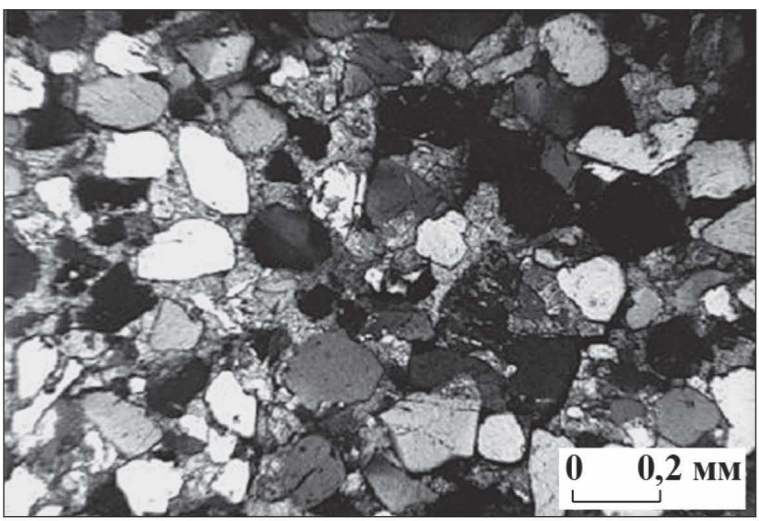
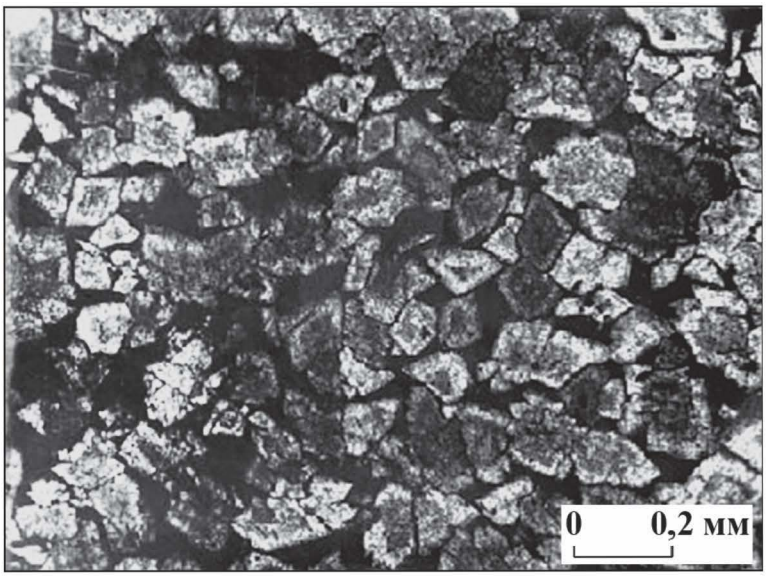


Рис. 2.8. Песчаник мелкозернистый хорошо отсортированный с кальцитовым цементом порового и базального типа.
Николи +, Оренбургская область. Визе

а



б

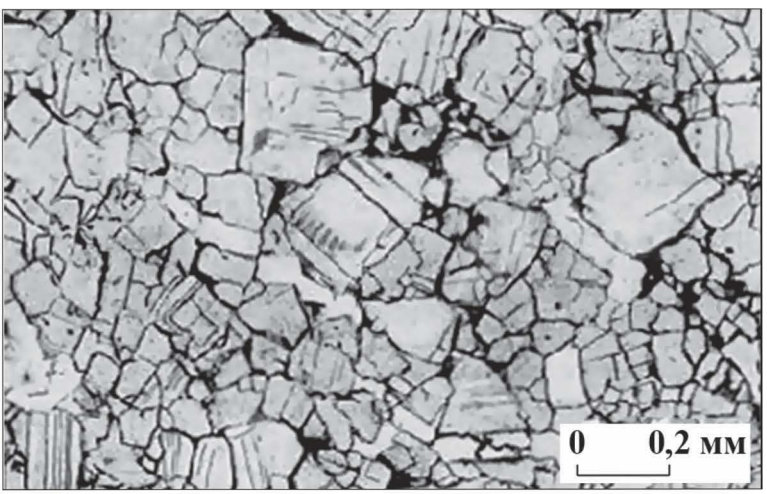
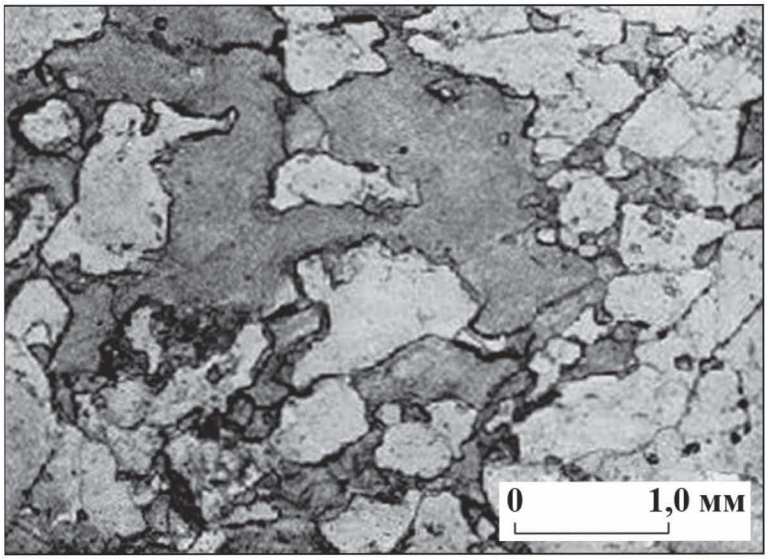


Рис. 2.9. Некоторые виды кристаллических структур:
а – доломит мелкозернистый, равнозернистый, идио- и гипидиоморфнозернистый, мозаичной структуры. Многие ромбоэдры доломита имеют отчетливо зональное строение. Николи +. Оренбургская область. Турне; *б* – разнокристаллическая, гипидиоморфнозернистая и ксеноморфнозенистая структура каменной соли. Припятская впадина. Верхний девон [Атлас структур..., 1974]; *в* – ксеноморфно-разнозернистая структура сильвинита. Туркмения. Кимеридж-титон [Атлас структур..., 1974]

в



Различаются кристаллические структуры по форме и степени правильности кристаллов, их идиоморфизму.

Если порода состоит из зерен минералов, большая часть которых имеет правильные кристаллографические формы (то есть идиоморфных, эвгедральных – euhedral), то такую структуру называют идиоморфнозернистой или эвгедральной. Для осадочных пород предложен специальный термин – идиотопическая структура (idiotopic) [Friedman, 1965]. Зерна, имеющие, хотя бы частично, исходные кристаллографические формы, называются гипидиоморфными или субгедральными (subhedral), а структура породы, состоящей в основном из таких зерен – гипидиоморфнозернистой или субгедральной. Специально для осадочных пород предложен термин гипидиотопическая структура (hypidiotopic). Наконец, структура породы, состоящей в основном из неправильных зерен, не имеющих собственных кристаллографических элементов (ксеноморфных, ангедральных – anhedral), называется ксеноморфнозернистой, ангедральной или, в применении к осадочным породам, – ксенотопической (xenotopic).

Морфология кристаллов характеризуется также соотношением размеров в разных сечениях, то есть соотношением длины и ширины. В зависимости от этого выделяется граноморфная (гранобластовая, мозаичная) структура, где минералы имеют более или менее изометрическую и обычно субгедральную форму, лепидоморфная (лепидобластовая, чешуйчатая, листоватая), если они имеют удлиненную, чешуйчатую форму, и нематоморфная (нематобластовая, фибробластовая, волокнистая), состоящая из тонковолокнистых кристаллов.

Говоря о граноморфной разновидности кристаллических структур, следует, однако, сделать одно важное примечание. Дело в том, что этот

Таблица 2.4

Схема подразделения кристаллических (кристаллически-зернистых, кристалломорфных) структур осадочных пород

<table>
<tr><th>По размеру кристаллов, мм</th><th>По однородности размеров кристаллов</th><th>По степени правильности формы кристаллов</th><th>По морфологии кристаллов (зерен)</th></tr>
<tr><td rowspan="8">Гигантозернистая (кристаллическая) > 2
Грубозернистая (кристаллическая) 1,0–2,0
Крупнозернистая (кристаллическая) 0,5–1,0
Среднезернистая (кристаллическая) 0,25–0,5
Мелкозернистая (кристаллическая) 0,1–0,25
Тонкозернистая (кристаллическая) 0,05–0,10
Микрозернистая (кристаллическая) 0,005–0,05
Пелитоморфная < 0,005</td><td rowspan="4">Равнозернистая (равнокристаллическая, гомеомерная, гомеометрическая, гомеометрически-зернистая</td><td>Идиоморфнозернистая (панидиоморфнозернистая, зегедральная, идиотопическая) – порода состоит из идиоморфных кристаллов с правильными кристаллографическими формами</td><td>Граноморфная (гранобластовая, мозаичная) – порода состоит из кристаллов более или менее изометричной формы, как правило, ксеноморфных</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Гипидиоморфнозернистая (субгедральная, кристаллобластическая, гипидиотопическая) – порода состоит из кристаллических зерен, в которых наблюдается хотя бы один кристаллографический элемент – грань, ребро, угол</td><td>Лепидоморфная (лепидобластовая, чешуйчатая, листоватая) – порода состоит из кристаллов удлиненной, чешуйчатой формы</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Нематобластовая (нематобластическая, фибробластическая, волокнистая) – порода состоит из тонковолокнистых кристаллов либо параллельно, либо спутанно-волокнистого строения</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Разнозернистая (разнокристаллическая, гетероморфная, гетеромерная, гетерометрическая, гетерометрически-зернистая)

Разновидность – порфировидная</td><td>Ксеноморфнозернистая (ангедральная, ксенотопическая) – порода состоит из кристаллических зерен неправильной формы, не имеющих ни одного кристаллографического элемента</td></tr>
</table>

термин – граноморфная – происходит от английского «grain», которое имеет несколько значений. Обычно это слово переводится как «зерно», «зернистый». В петрографии магматических и метаморфических пород, где практически все структуры кристаллические, оно означает более или менее изометричный минерал (зерно), не имеющий обычно хорошо развитых кристаллографических ограничений. Именно в таком значении этот термин перешел и к кристаллическим структурам осадочных пород. В то же время в осадочных породах значительно более распространены обособленные элементы – «зерна» в более точном значении этого слова. Поэтому граноморфными – зернистыми – являются струк-

туры, состоящие из каких-либо форменных элементов: обломков, остатков организмов и их обломков, оолитов и т.д. В этом втором значении термин широко используется, в частности, при изучении и описании карбонатных пород (см. главу 8).

Следует, однако, отметить, что подобные названия в практической работе употребляются не всегда и часто используются термины, характеризующие более частные структуры конкретных типов пород.

Органоморфные или ***биоморфные*** структуры – это структуры, образованные скелетными остатками организмов и их обломками (рис. 2.10). Эти структуры характерны для карбонатных и отчасти кремнистых (опаловых) пород и фосфоритов, так как практически все известные в фанерозойской истории организмы строили свой скелет из карбонатов кальция, реже магния, фосфата кальция и опала. К этой группе структур относятся и многие биохемогенные образования типа строматолитов.

Для многих пород – карбонатных, фосфатных, железистых (бурых железняков), некоторых глин, бокситов характерны сферово-агрегатные или сферово-сгустковые структуры (рис. 2.11). Они представляют собой скопление округлых или элипсоидальных образований разного минерального состава с различным внутренним строением: радиально-лучистым, концентрическим, пелитоморфным. В зависимости от

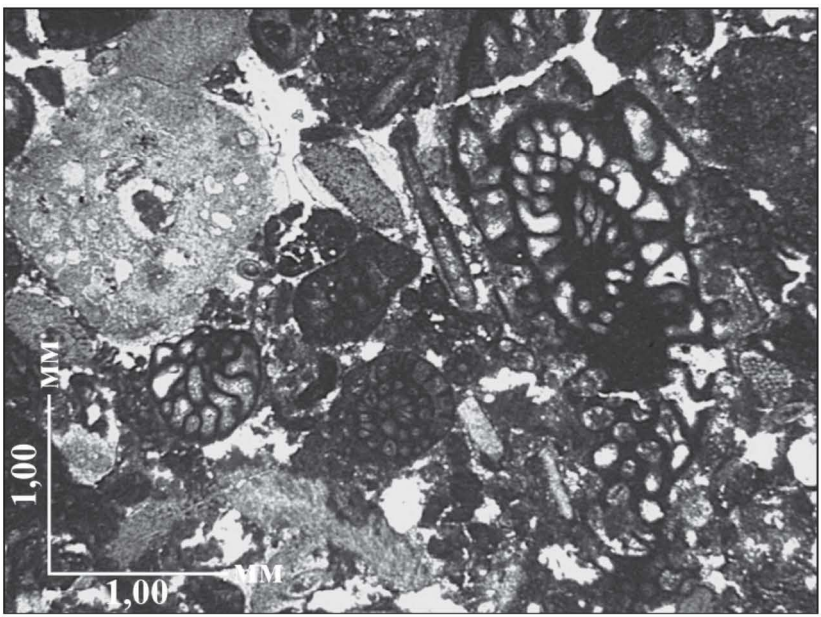


Рис. 2.10. Известняк криноидно-фораминиферовый.
Пример биокластовой (органогенно-обломочной) структуры: *а* – без анализатора, *б* – с анализатором. Подмосковье. Средний карбон

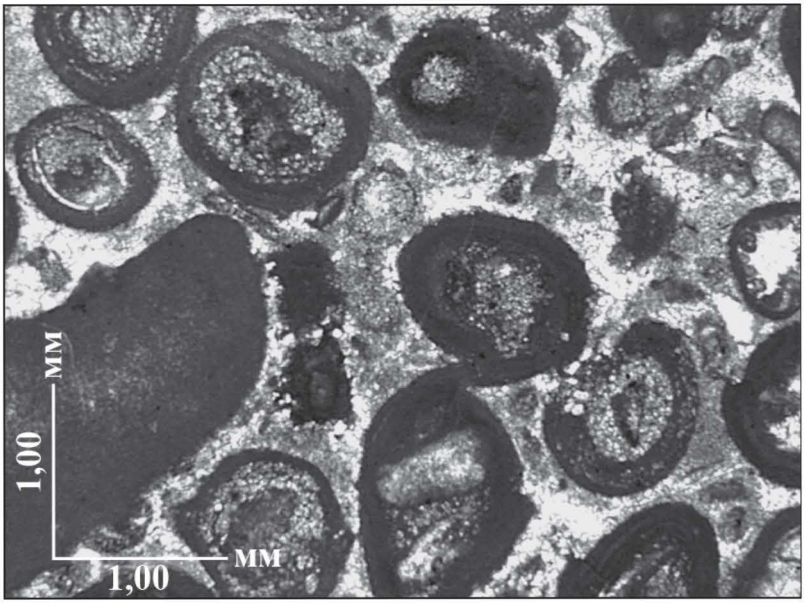


Рис. 2.11. Известняк онколитовый с кальцитовым цементом порового типа мелко-среднезернистой структуры.
Пример сферово-сгустковой структуры. Без анализатора. Северный Кавказ. Титон

морфологии, внутреннего строения и размера, они имеют различные названия – оолиты, сферолиты, ооиды, пеллеты, пелоиды, сгустки и т.д.

2.3.3. ЦЕМЕНТЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Для строения очень многих осадочных пород, исключая лишь породы с полностью кристаллической структурой, характерна одна важная особенность – они сложены как бы двумя структурно и функционально различными элементами – «зернами» («форменными элементами») и связующей их массой – цементом. Наиболее отчетливо это проявляется в обломочных породах, где «зерна» – это принесенные извне обломки других пород и минералов и прежде всего кварца и различных силикатов. В других породах эти «зерна» или, в более общем виде, форменные элементы весьма разнообразны. Это могут быть остатки раковин и их обломки, нескелетные образования – оолиты, сгустки, желваки и т.д.

Цементы весьма разнообразны и должны классифицироваться, или, точнее, подразделяться на основе ряда, причем разных показателей. Именно поэтому характеристика цементов не может ограничиваться одним – двумя показателями, а должна быть многофакторной. Вме-

сте с тем вовсе не обязательно, что в каждом шлифе присутствуют все отмеченные ниже виды цементов.

В настоящее время можно указать по крайней мере шесть показателей как вещественно-структурных, так и генетических, по которым подразделяются и которыми характеризуются цементы:

1) минеральный состав;

2) количественные соотношения и характер взаимного расположения зерен и цемента (тип цемента);

3) структура цемента;

4) характер взаимодействия зерен и цемента;

5) время образования цемента;

6) характер распределения цемента в породе.

1. По вещественному (минеральному) составу цементы бывают глинистыми, то есть состоящими из глинистых минералов, карбонатными (кальцитовыми, доломитовыми, сидеритовыми), кремнистыми (опаловыми, халцедоновыми, кварцевыми), сульфатными (гипсовыми, ангидритовыми), железистыми (лимонитовыми, марказитовыми, пиритовыми), фосфатными и др.

Цементы бывают мономинеральными, то есть состоящими из одного минерала, и полиминеральными, когда цементирующая масса представлена двумя и более различными минералами. В обломочных породах встречаются все из указанных минеральных типов цемента, причем нередко не один, а сразу два и даже три их вида, например, глинисто-карбонатный, карбонатно-сульфатный, глинисто-карбонатно-железистый и т.д. В других породах присутствует, как правило, лишь один вид, обычно того же минерального состава, что и вся порода. Так, в органогенных или оолитовых известняках эти форменные элементы цементируются тем же карбонатным минералом – кальцитом.

2. По количественному соотношению и частично характеру взаимного расположения зерен (форменных элементов) и цемента выделяется четыре главных типа цемента (рис. 2.12, *1*, *2*, *3*, *4*).

При ***базальном*** типе содержание цемента наиболее велико (35–50 %) и отдельные зерна отделены друг от друга цементом, как бы плавают в нем. Надо однако заметить, что иногда в шлифах наблюдается псевдобазальный тип цемента, который на самом деле является поровым. Дело в том, что в общем виде плоскость шлифа рассекает зерна не по их максимальным размерам, не по точкам или линиям их соприкосновения друг с другом, поэтому создается ложная картина изоляции зерен и наличия базального цемента, а также уменьшения видимого размера обломков относительно истинного (рис. 2.13).

В случае ***порового*** цемента (или цемента выполнения пор) форменные элементы соприкасаются друг с другом, а пространство между ними заполняется цементом. Содержание последнего колеблется в пределах 20–40 %.

Следующий тип цемента называют ***пленочным*** или в последнее время ***контурным***, ***корковым***, так как некоторые его виды, например, рассмотренные ниже обрастания в виде крустификации или реге-

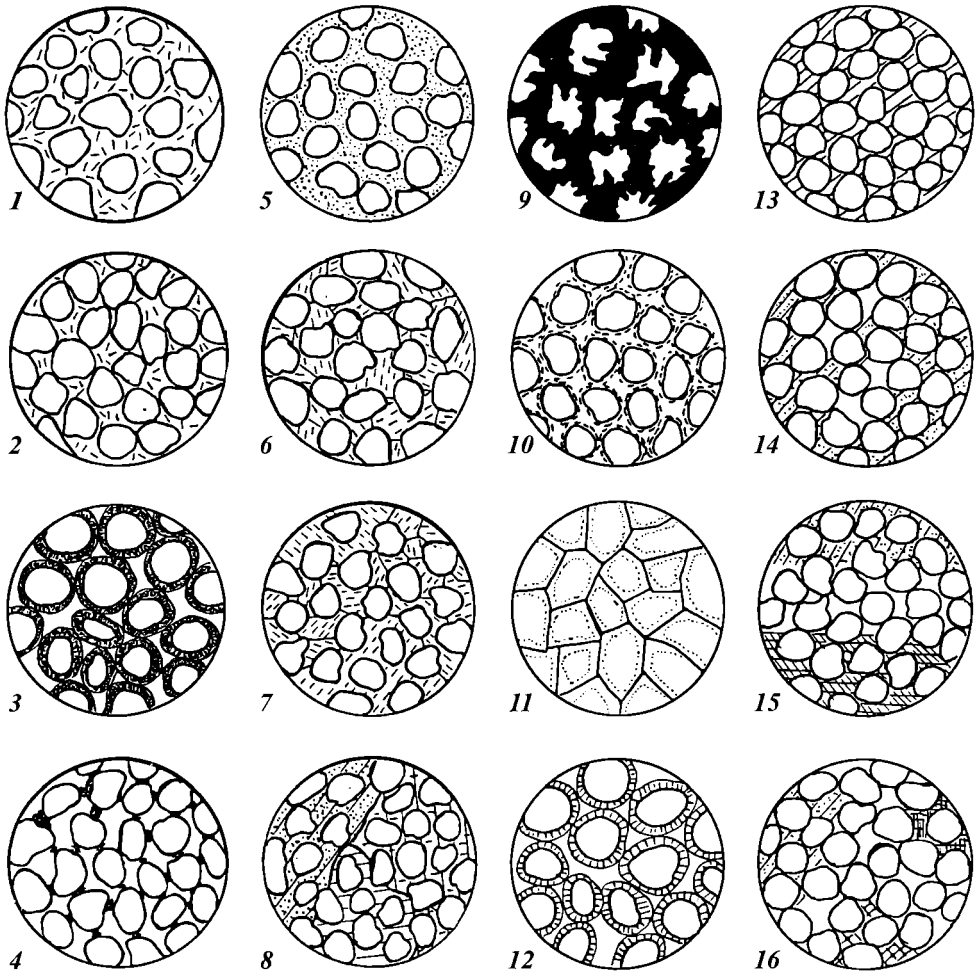


Рис. 2.12. Некоторые виды цементов осадочных горных пород.
Типы цемента по количественным соотношениям и характеру взаимного расположения зерен и цемента: *1* – базальный; *2* – поровый (выполнения пор); *3* – контурный (корковый, пленочный); *4* – контактовый (соприкосновения).
Структуры цемента: *5* – аморфная; *6–8*: кристаллические: *6* – равномерно кристаллическая; *7* – неравномерно кристаллическая; *8* – пойкилитовая.
Типы цемента по характеру взаимодействия зерен и цемента: *9* – коррозионный (корродирующий); *10–12*: корковые: *10* – обволакивания; *11* – регенерационный; *12* – крустификационный.
Виды цемента по характеру распределения в породе: *13* – равномерный сплошной; *14* – равномерный несплошной; *15* – слоистый; *16* – сгустковый

нерации, строго говоря, не являются пленками. В этом типе зерна со всех сторон «по контуру» окружены веществом цемента и сама цементация породы происходит в зонах контактов этих корок или каемок.

Наконец, при контактном цементе (или цементе соприкосновения) зерна связываются друг с другом лишь в точках соприкосновения.

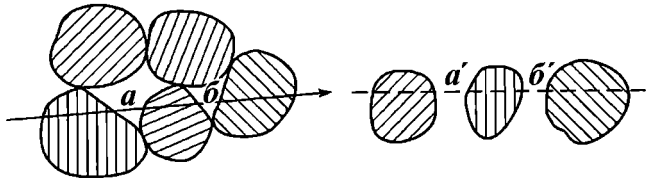


Рис. 2.13. Схема появления в шлифе псевдобазального типа цемента, возникающего за счет прохождения плоскости шлифа не через центры зерен, а через их края.
Стрелкой показано сечение: *а, б* – пересечение порового цемента; *а′, б′* – появление псевдобазального цемента

3. Важной характеристикой цемента является его ***структура*** (см. рис. 2.12, *5*, *6*, *7*, *8*). Цементы могут быть аморфными (опаловый), тонкоагрегатными (глинистый, халцедоновый), кристаллическими (карбонатный, сульфатный). Последние характеризуются размером кристаллов, и для названия здесь используется градация по размеру, принятая для кристаллических структур. Кроме размеров необходимо отмечать равнокристаллическую (равнозернистую) и разнокристаллическую (разнозернистую) структуры, где размеры кристаллов соответственно равного или, точнее, близкого и, напротив, различного размера.

Интересной разновидностью цемента кристаллической структуры является пойкилитовый цемент (см. рис. 2.12, *8*). В этом случае отдельные кристаллы цемента крупнее цементируемых зерен (форменных элементов) и каждый кристалл включает в себя по крайней мере несколько зерен. Как правило, структура этого цемента крупно-, грубо- или чаще гигантозернистая. Такой цемент часто имеет карбонатный или гипсовый состав. По характеру взаимоотношения или, точнее, взаимодействия зерен и цемента можно выделить коррозионный (точнее корродирующий) и корковый цемент. В первом случае цемент разъедает, то есть частично растворяет зерна с их поверхности и замещает их (см. рис. 2.12, *9*). Такие случаи нередко наблюдаются в кварцевых песчаниках с кальцитовым цементом, так как карбонаты при определенных условиях могут растворять кремнезем. Аналогичная ситуация наблюдается и при наличии лимонитового цемента.

Более разнообразны ***корковые*** цементы (см. рис. 2.12, *10*, *11*, *12*). В одних случаях цементирующий материал (железистый, глинистый) окружает, обволакивает цементируемые зерна пленками. Именно эту разновидность можно называть пленочным цементом или цементом обволакивания. Таковы, например, «гематитовые рубашки», окружающие обломочные зерна в красноцветных формациях.

В других случаях на зернах происходит нарастание каемки того же минерала с той же оптической ориентировкой – регенерация, восстановление первичной кристаллографической формы зерен. Такой цемент называется регенерационным. Естественно, что при этом не образуется правильный кристалл, но нарастание, увеличение размеров устанавли-

вается достаточно ясно. Так, нередко отмечается регенерация обломочного кварца, крупных карбонатных фрагментов организмов, например, криноидей.

Часты случаи, когда каемки вокруг зерен образованы кристаллами, растущими нормально, перпендикулярно к поверхности цементируемых зерен. Такие каемки называются крустификационными или обрастания, а цемент, соответственно, крустификационным или обрастания. Минеральный состав крустификационных каемок может быть как различным с цементируемыми зернами (например, кальцитовые крустификационные каемки, корочки на кварцевых зернах), так и одинаковым с ними (кальцитовые каемки обрастания на оолитах и остатках раковин в известняках).

5. По времени образования цементы могут быть первичными, образующимися на стадии седиментации одновременно с цементируемыми фрагментами, и вторичными, образовавшимися после седиментации. Достоверное определение первичности и вторичности цементации далеко не всегда просто и однозначно. Как правило, первичным является глинистый цемент обломочных пород, микрозернистый в известняках, в то время как крупнокристаллический и, тем более, пойкилитовый цементы, равно как и коррозионный и регенерационный, являются вторичными.

В ряде случаев время образования цемента можно установить по некоторым косвенным показателям, по минеральным ассоциациям. Например, ангидритовый цемент в порах органогенного известняка явно вторичен, так как образование основной массы осадка шло в условиях водоема нормальной среднеокеанической солености, когда осадка сульфатов невозможна (последние образуются в водоемах резко повышенной солености). Важные указания на первичность и вторичность, равно как и саму последовательность цементации можно получить исходя из структурных соотношений цементируемых зерен и разных видов цемента.

6. Различен и характер распределения цемента в породе. Чаще всего цементирующий материал распределяется равномерно по площади шлифа, причем цементация бывает равномерная сплошная и равномерная не сплошная, когда изолированные участки породы не содержат цемента, а также неравномерная – сгустковая, линзовидная, линзовидно-слоистая и др. (см. рис. 2.12, *13, 14, 15, 16*).

2.4. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НАЗВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Общепринятого подразделения и классификации осадочных пород до сих пор не разработано. В принципе, возможно деление по разным основаниям: генетическим, вещественным, структурным, технологиче-

ским и т.д. Каждое из них имеет право на существование и использование для соответствующих целей. В отечественной литературе наиболее распространенной и длительное время используемой являются классификации, исходящие из генетического подразделения М.С. Швецова, когда выделяются группы (классы) обломочных (кластогенных), хемогенных и биохемогенных, органогенных пород, глин и смешанных пород. Другими словами, группы пород выделяются по преобладанию одной из указанных выше ведущих генетических составных частей осадочной породы – обломочной, хемогенной, органогенной.

Положительным моментом подобных классификаций является или скорее считается то, что они указывают хотя бы приблизительно на происхождение пород. Вместе с тем они обладают и существенными недостатками. Алогичность приведенного выше подразделения видна уже по тому, что наряду с генетическими группами пород тут присутствуют и конкретные породы – глины. Некоторым основанием такого выпадающего из общей закономерности выделения является полигенность этой группы, так как глины как породы могут возникать в корах выветривания, быть механически переотложенными (то есть обломочными, хотя и весьма своеобразными), хемогенными (за счет соединения различных ионов или коллоидных частиц с последующей коагуляцией и осаждением в морской воде), диагенетическими (в том числе за счет гальмиролитического преобразования вулканического пепла).

Другая сложность заключается в том, что при подобном подразделении многие распространенные и важные породы, как, например, карбонатные, попадают в разные группы хемогенных (и биохемогенных) и органогенных; нельзя забывать, что имеются и обломочные карбонатные породы. Аналогичная ситуация и с кремнистыми породами. Ясно, что подобное разбиение однотипных пород на разные группы нельзя признать удачным.

Самое же главное заключается в том, что в основу классификации кладутся не объективно существующие и однозначно определяемые показатели, а субъективное мнение исследователя о генетической природе изучаемой породы. И дело вовсе не в недостаточной квалификации или недобросовестности того или иного исследователя. Наличие различных толкований совершенно естественно, а часто и оправдано уровнем знаний, технических возможностей и т.д. К примеру, пелитоморфные и микрозернистые известняки верхнего мела юга России (да и всего Тетиса) считались хемогенными образованиями. Использование же новой техники – растрового (сканирующего) микроскопа показало, что они состоят из раковинок кокколитофорид, часто раздробленных, являются уплотненным мелом, то есть, по сути дела, являются органогенными.

Для некоторых пород обстановки их формирования достаточно достоверно установлены и уже на первых стадиях изучения можно говорить об их генезисе. Так, каменная соль является хемогенным образованием водоемов повышенной солености, песчаники, при всем разнообразии являются обломочными образованиями, равно как фораминиферовый известняк имеет органогенную природу. Вместе с тем для целого

ряда пород генезис их точно не установлен до настоящего времени. Это многие фосфориты, бакальские сидериты Урала, кристаллические известняки, трепелы и опоки; некоторые породы образуются за счет вторичных процессов, и их первичная природа либо не ясна, либо сугубо предположительна (например, метасоматические доломиты и, напротив, дедоломиты). Это, однако, не означает, что этих пород нет или их не надо изучать, поскольку они не укладываются в соответствующую ячейку существующих генетических классификаций. Отсюда появление многочисленных пород «неясного генезиса», находящихся за рамками указанных классификаций.

Известно образное выражение о том, что наши недостатки являются следствием наших достоинств. Это утверждение в полной мере применимо и в данном случае, когда главное «достоинство» генетических классификаций – установление генезиса породы – становится основным их недостатком. Складывается парадоксальная ситуация, когда до детального изучения и описания породы ей почти априори приписывается тот или иной генезис.

Сказанное ни в коей мере не исключает желательности и даже необходимости давать генетическую интерпретацию, восстанавливать условия образования пород, но это должно быть не началом, а закономерным итогом изучения.

Именно поэтому в последние годы все большее распространение получила тенденция перехода от истолковательных (генетических) классификаций к объективным, основанным на однозначно определяемых показателях.

Подобные объективные классификации отнюдь не являются чем-то принципиально новым, примером чему служит исторически и естественно сложившаяся систематика обломочных пород, что будет рассмотрено в главах, посвященных этим породам.

Другой пример. Глины как породы выделяются прежде всего на том основании, что они сложены определенным комплексом минералов (группа глинистых минералов – каолинит, гидрослюды, монтмориллонит и др.), а не по признаку дисперсности (аналогичную пелитовую структуру имеют, например, пелитоморфные известняки – породы, состоящие из другого минерала – кальцита), и тем более, как показано выше, не на основе их генезиса.

Основным показателем подобных объективных классификаций в настоящее время является их состав (минералогия), а затем структура, реже наоборот. Вариант подобной систематики показан в табл. 2.5.

Созданные объективные (или объективистские) классификации, как и показанная в приведенной выше таблице, далеко не идеальны и вызывают целый ряд замечаний.

Прежде всего обращает на себя внимание количественная неравновесность отдельных типов. Так, три четверти объема всех осадочных пород (глины, песчаники и другие обломочные породы) составляют одну группу – кварц и кварц-силикатных пород. Формально однопорядковые с ней группы, то есть группы того же таксономического уровня –

Таблица 2.5

Принципиальная схема подразделения осадочных пород по их составу

Тип пород	Примеры пород
1. Кварцевые и кварц-силикатные	Вулканогенно-осадочные породы: – кварцевые Песчаники: – олигомиктовые – полимиктовые Глины: – каолинитовые – гидрослюдистые – монтмориллонитовые – полиминеральные
2. Окисные и гидроокисные Опаловые, халцедоновые Лимонитовые (ферритолиты) Аллитовые Манганолиты	 Трепелы, опоки, диатомиты, кремни Бурые железняки Бокситы Пиролюзитовые и псиломелановые руды
3. Карбонатные Кальцитовые Доломитовые Сидеритовые Магнезитовые	 Известняки Доломиты Сидериты Магнезиты
4. Сульфатные Гипсовые Ангидритовые	 Гипсы Ангидриты
5. Галоидные Галитовые Галит-сильвиновые Галит-карналлитовые	 Каменная соль Сильвинит Карналлитовая порода
6. Фосфатные	Фосфориты
7. Каустобиолиты	Каменный уголь Антраксолиты Нефть

фосфаты, аллиты и др., составляют лишь доли процентов, да и вообще все остальные группы в сумме составляют лишь третью часть от этого наиболее распространенного типа кварц и кварц-силикатных пород.

Важнее другое. По целому ряду показателей обломочные породы отличаются от других осадочных пород не столько составом, сколько структурой. Так, мы говорим об известняке как породе, сложенной минералом кальцитом, и лишь потом рассматриваем его структуру. Для многих пород само их название дублирует название породообразующего минерала – доломиты, гипсы, ангидриты и др. В обломочных же породах их естественное подразделение, повторимся, основывается прежде всего на структуре. Так, например, выделяются брекчии и конгломераты, дресвиты и гравелиты, песчаники и алевролиты и т.д. и лишь затем

устанавливается минеральный (а для грубообломочных пород петрографический) состав слагающих их обломков. Этот пример показывает, что природные объекты и явления, с которыми имеет дело литология, весьма сложны, неоднозначны и далеко не всегда укладываются в удобные рамки, как бы правильно с точки зрения формальной логики не были построены классификационные схемы. Справедливо поэтому замечание Н.В. Логвиненко что «...классифицируя различные группы осадочных пород, не следует какому-либо признаку отдавать предпочтение перед другим в угоду однообразию и ложной стройности. Например, в группе обломочных пород на первое место выступает структурный признак – размер частиц» [Логвиненко, 1984].

Как правило, признаком отнесения породы к той или иной группе является содержание основного компонента в 50 % и более, то есть, если в породе содержится не менее 50 % обломков, это порода обломочная, 50 % и более сульфатных минералов – порода сульфатная и т.д. Вместе с тем имеются и существенные отклонения. Так, для пород, являющихся одновременно важными полезными ископаемыми (фосфатных, аллитовых и др.) для отнесения их к данной группе достаточно 25–30 % содержания породообразующего компонента. К примеру, в сильвините – породе, состоящей из галита и сильвина – содержание галита больше чем сильвина, но название дается по более ценному в экономическом отношении минералу.

Кроме общего названия (по преобладающему компоненту) в развернутое определение породы в качестве прилагательных входят названия других существенных составных частей (размерных фракций, минералов и т.д.), причем последние следуют в порядке количественного возрастания содержаний этих компонентов. Например, если в песчанике присутствуют также глинистые и алевритовые фракции, то его называют песчаником глинисто-алевритовым, если глины меньше, чем алеврита, и алевритисто-глинистым, если глинистого материала больше, чем алевритового. Аналогично выделяют мергель доломитово-известковый, где доломита меньше чем кальцита, и мергель известково-долмитовый, где соотношение содержаний этих минералов обратное.

Существуют также определенные правила образования таких прилагательных в зависимости от количественного содержания примесей или точнее иных компонентов. «Чистыми» породами, когда дополнительных определений не требуется, в настоящее время считаются те, в которых содержание основного компонента не менее 90 %, то есть примесей не более 10 % (ранее к «чистым» относили породы с содержанием иных компонентов менее 5 %). Другими словами, если в породе содержится 91 % кальцита, 2 % нерастворимого остатка (обычно глинистого) и 7 % доломита, породу следует называть просто известняком. Для большей детальности возможно употребление прилагательного «слабо», то есть описать породу как известняк слабо доломитистый.

При содержании дополнительного компонента от 10 до 25 % употребляется прилагательное, образованное с помощью суффикса «ист»

(например: песчаник алевритистый, алевролит песчанистый, известняк глинистый и т.д.).

При содержании дополнительных компонентов от 25 до 50 % используется прилагательное, образованное с помощью суффиксов «ов» и «ан» (например: песчаник алевритовый, гравелит песчаный, известняк доломитовый), либо сочетание слова «сильно» и прилагательного с суффиксом «ист», поскольку в некоторых случаях эти суффиксы придают слову совершенно другой смысл. Последнее особенно касается глинистых фракций. Например, порода с содержанием песчаных фракций 65 % и глинистых 35 %, будет называться песчаником сильно глинистым, а не песчаником глиняным, так как в русском языке «глиняный» означает материал, а не его количество.

ГЛАВА 3
ОБЛОМОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

3.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

3.1.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ»

Обломочные породы являются вторыми после глинистых по распространенности в осадочной оболочке Земли и их содержание по данным А.Б. Ронова [1993] составляет 25%. Обломочные породы распространены на всех континентах, во всех морях и океанах всех геологических возрастов.

Изучение обломочных пород позволяет решать многие генетические вопросы – положение, рельеф и состав пород источников сноса, направление и способы переноса обломочного материала, среду и динамику среды отложения, иногда климат и т.д.

Подробные сведения об обломочных породах и методах их изучения приводятся в специальных руководствах и справочниках [Атлас текстур..., 1962; Петтиджон, 1981; Петтиджон и др., 1976; Пустовалов, 1940; Рухин, 1961; Систематика и классификация..., 1998; Справочное руководство..., 1958; Справочник по литологии, 1983; Шванов, 1969, 1987; Фортунатова, Агафонова, 2012, Фролов, 1993; Чернов, 1982; A Color..., 1979; Sandstone Depositional..., 1982; Sandstone Petrology, 2002 и др.].

К обломочным породам относятся породы, на 50 % и более состоящие из обломков. Это определение, приводимое в абсолютном большинстве учебников, учебных пособий и в геологической литературе вообще, требует тем не менее определенных комментариев.

Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что это по сути дела единственная группа пород, выделение которой произведено не по вещественному, а по структурному признаку. Действительно, практически все другие породы обособляются и чаще всего называются по их составу – химическому и или минеральному. Таковы карбонатные (известняки, доломиты), сульфатные (гипсы, ангидриты), галоидные (каменная соль, сильвинит), фосфатные (фосфориты) и т.д.

Второе замечание касается того, что указанное определение обломочных пород не полное. Строго говоря, под это определение попадают

обломочные карбонатные и некотоые другие породы. Фактически же, хотя это и не входит в определение, в группу обломочных пород обособляются не просто породы с обломочной структурой, но и с определенным составом обломков, а именно кварцевого и силикатного (включая алюмосиликатный).

Наконец, третье замечание касается того, что глины – особо тонкодисперсные породы, состоящие из специфических минералов – каолинита, монтмориллонита, гидрослюд и т.д., несмотря на то, что многие из них имеют «обломочное» происхождение, то есть осадились из глинистой суспензии, тем не менее, не относятся к обломочным породам.

Таким образом, приведенное в начале определение, должно быть дополнено составом обломков и обломочными породами следует называть осадочные породы, на 50 % и более состоящие из обломков кварц-силикатного состава, исключая тонкодисперсные глинистые породы.

В зарубежной литературе широко используется термин «силикокластика» или «силикокластический» (*siliciclastic*) как «обломочные породы, которые почти полностью состоят из кремнеземсодержащих минералов, присутствующих как в виде кварца, так и в виде силикатов» [Толковый словарь..., 1979].

От английского слова "*clast*" – «обломок» образованы и синонимы термина «обломочные породы» – кластические, кластогенные породы (тут наряду со структурным вводится элемент происхождения, генезиса) или, в более общей форме – кластолиты. До недавнего времени практически полным синонимом был и термин «терригенные породы», то есть породы, источником обломочного материала которого была суша (от латинского *terra* – земля, суша). Однако сейчас установлено, что обломочный материал может формироваться непосредственно на морском дне, то есть быть не «терригенным». Этот материал получил название эдафогенного (подробнее см. п. 3.2.3).

Цементы песчаников и алевролитов более разнообразны по составу и чаще имеют аутигенное происхождение. Для этих пород характерны глинистые, карбонатные, сульфатные, железистые, опаловые, фосфатные и другие виды цементов. Кроме состава цементы изучаются и описываются по комплексу показателей – его количеству, типу цементации, структуре цемента, его соотношению с зернами и т.д. (подробнее см. гл. 2, раздел 2.3.3).

3.1.2. СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Учитывая специфику выделения обломочных пород, их подразделение, систематика проводится по структурному принципу и прежде всего по размерности слагающих их обломков. На этом основании выделяются отдельные группы пород, имеющих соответствующую структуру – пелитовые (с пелитовой структурой), алевритовые, псаммитовые и псефитовые.

Границы между этими группами не являются общепризнанными. В бывшем Советском Союзе, а теперь в России наиболее распространена десятичная основа, то есть пелиты имеют размер частиц менее 0,01 мм, алевритовые зерна или частицы 0,01–0,1 мм, песчаные (псамитовые) зерна 0,1–1,0 мм и псефитовые (грубообломочные) – более 1,0 мм (о других размерных границах – ниже).

Таким образом на первом этапе систематизации обломочных пород по структуре используется один показатель – размер частиц (зерен, обломков), на основе чего выделяются глинистые (пелитовые), алевритовые, песчаные и грубообломочные породы. Последние в свою очередь подразделяются по размеру обломков на более дробные группы (табл. 3.1). Пелитовые же породы, формально входя в эту систематику, являются глинистыми породами и в составе обломочных не рассматриваются. Единственное преимущество приведенной классификации пород по размеру обломков имеет одно преимущество – простота и однозначность границ между группами, отличающихся ровно на порядок. Десятичная система подразделения является удобной, но искусственной.

Следующим после размера основанием для классификации является степень цементации. Так, алевриты и пески – это породы рыхлые, не сцементированные, а алевролиты и песчаники – сцементированные. Разные названия сцементированных и не сцементированных разностей имеют и грубообломочные породы.

Наконец, третье классификационное основание, вновь структурное, применяется для грубообломочных пород – это форма обломков, степень их окатанности. Так гравелиты и конгломераты состоят из окатанных обломков, дресвиты и брекчии – из неокатанных.

Следующий уровень деления обломочных пород – вещественный, то есть классификация идет по основе состава обломков и зерен. При однотипности подхода, все же характеристика грубообломочных и песчано-алевритовых пород несколько различна. Выше уже отмечалось, что обломки грубообломочных пород – это, как правило, обломки *пород*, а зерна песчаной и тем более алевритовой размерности, опять-таки, как правило, – это уже *минералы*, так как исходная материнская порода дезинтегрирована до минерального уровня. В связи с этим грубообломочные породы подразделяются по *петрографическому* составу обломков, а песчано-алевритовые – преимущественно по *минеральному*.

Это различие, однако, не является абсолютным. Так существуют, хотя и редки кварцевые практически мономинеральные конгломераты, образующиеся при разрушении пород в условиях активного химического выветривания, в результате чего остается практически один кварц, обычно жильный. В песчано-алевритовых породах также встречаются зерна, сложенные обломками пород – особенно эффузивных.

Для наиболее распространенных важны именно песчано-алевритовые породы, среди которых выделяются три семейства:

– мономинеральные или мономиктовые породы, в которых один минерал составляет 90–100 %, то есть содержание других компонентов

Таблица 3.1

Классификация обломочных и глинистых пород по структурным признакам

Размер обломков, мм	Название обломков			Группы пород		Структура	Рыхлые (нецементированные) породы		Сцементированные породы	
		неокатанные	окатанные				Сложенные угловатыми обломками	Сложенные окатанными обломками	Сложенные угловатыми обломками	Сложенные окатанными обломками
1000	Обломки	Глыба		Грубообломочные (псефиты)		Псефитовая	Глыбник		Глыбовая брекчия	Глыбовый конгломерат
500 250 100	Обломки	Отлом	Валун	Грубообломочные (псефиты)		Псефитовая	Отломик: крупный средний мелкий	Валунник: крупный средний мелкий	Отломочная брекчия: крупноотломная среднеотломная мелкоотломная	Валунный конгломерат: крупновалунный средневалунный мелковалунный
50 25 10	Обломки	Щебень	Галька	Грубообломочные (псефиты)		Псефитовая	Щебенка: крупная средняя мелкая	Галечник: крупный средний мелкий	Брекчия: крупнощебеночная среднещебеночная мелкощебеночная	Конгломерат: крупногалечный среднегалечный мелкогалечный
5 2,5 1,0	Обломки	Дресва (хрящ)	Гравий	Грубообломочные (псефиты)		Псефитовая	Дресвяник: крупный средний мелкий	Гравийник: крупный средний мелкий	Дресвит: крупнообломочный среднеобломочный мелкообломочный	Гравелит: крупнообломочный среднеобломочный мелкообломочный
0,5 0,25 0,1	Зерна	Песчинка (песок)		Среднеобломочные	Песчаные (псаммиты)	Псаммитовая	Песок: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый		Песчаник: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый	
0,05 0,025 0,01	Зерна	Алеврит		Мелкообломочные	Алевролитовые	Алевритовая	Алеврит: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый		Алевролит: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый	
0,005	Частицы	Пелит		Глинистые		Пелитовая	Глины: крупнопелитовые тонкопелитовые		Уплотненные глины, аргиллиты: крупнопелитовые тонкопелитовые	

не превышает 10 %. По сути дела единственным представителем этого семейства являются кварцевые пески, песчаники и алевролиты;

– олигомиктовые (малосмешанные) породы состоят из одного преобладающего минерала, содержание которого составляет 75–90 %, но примесь других компонентов достигает уже 10–25 %.

Среди мономинеральных и олигомиктовых пород кроме кварцевых имеются и другие, правда, очень редкие исключения.

– полимиктовые или полиминеральные, поликомпонентные породы наиболее разнообразны по составу обломков, где содержание ни одного минерала не превышает 75 %.

Между олигомиктовыми и полимиктовыми иногда выделяют еще семейство среднесмешанных – мезомиктных пород, однако границы этой группы менее определенные и у разных авторов часто различны.

Полимиктовые породы в свою очередь подразделяются на две большие группы – аркозы и граувакки.

Термин аркоз был введен А. Броньяном в 1823 году для крупнозернистых песчаников, состоящих из кварца, полевых шпатов с глинисто-слюдистым цементом. Аркозы – это полиминеральные породы, в которых кроме кварца присутствуют полевые шпаты и иногда обломки кислых интрузивных пород. Другими словами, это продукты разрушения гранитоидов. Подобный состав обломочной части обусловливает обычно светлый цвет этих пород.

Граувакки (термин народный, которым жители Тюрингии и Саксонии называли серые – "grau" – глинистые песчаники, в научной литературе использован впервые А. Вернером в 1767 г. при характеристике песчаников кульма в горах Гарца) – это породы, в которых существенную, а часто определяющую роль играют не минералы, а обломки пород, прежде всего эффузивных, причем преимущественно основного и среднего состава, а также обломки основных же интрузивных пород, что свидетельствует о том, что источником обломочного материала в значительной степени служили основные обычно эффузивные магматические породы. Как правило, граувакки содержат большое количество глинистого цемента. Состав обломочного материала определяет серый и темно-серый цвет породы, что и зафиксировано в ее названии.

Графически эту классификацию, основанную на различных сочетаниях трех компонентов – кварца, полевых шпатов и обломков пород изображают в виде треугольных диаграмм, вариантов которых достаточно много. На рис. 3.1 изображен один из относительно простых и в то же время наглядных и удачных вариантов такой классификации.

Уже из характеристики основных семейств песчано-алевритовых пород видно, что в каждой из них заключен определенный генетический смысл, что графически отражено и на указанном рисунке.

Граувакки – это породы, образующиеся при разрушении различных, в том числе основных и средних магматических пород (преимущественно эффузивных). При этом химическое выветривание, равно как и перенос, были ограничены. Это способствовало сохранению таких неустойчивых в экзогенных условиях компонентов как основные эффузи-



Рис. 3.1. Классификация песчано-алевритовых пород по их минерально-петрографическому составу [В.Н. Шванов, 1987].
Стрелками показаны направления «созревания» обломочного материала в зоне седиментогенеза

вы и минералы основных интрузивных пород. Граувакки формируются и распространены обычно в горно-складчатых областях, зонах интенсивного вулканизма, то есть в геосинклинальных зонах (по старой терминологии) или в краевых частях океанов, районах островных дуг, зонах субдукции и обдукции.

Аркозы также образуются в условиях слабого химического выветривания и при относительно кратком переносе, но источником сноса служили уже интрузивные образования преимущественно кислого состава. Эти породы более характерны для континентальных блоков – платформ.

По мере переноса наименее устойчивые компоненты разрушаются за счет механического истирания и химического разложения и породы последовательно обогащаются устойчивым кварцем. При этом граувакки переходят в кварцевые или полевошпатово-кварцевые граувакки, а затем олигомиктовые и даже мономиктовые породы. В аркозах аналогичным образом исчезают полевые шпаты и они в итоге также превращаются в мономинеральные кварцевые породы.

Подобное «созревание» пород, упрощение их вещественного состава происходит при длительном переносе и более результативно – при неоднократных перемывах ранее образовавшихся осадочных пород и переотложениях этого материала, что и ведет к последовательному исчезновению малоустойчивых компонентов и относительному обогащению оставшихся зерен устойчивым кварцем.

3.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

3.2.1. ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К грубообломочным относятся породы, основу которых составляют обломки размером более 1 мм (иногда дресвяно-гравийные породы, размер обломков которых составляет 1–10 мм, выделяют как породы крупнообломочные). К этому определению необходимо сделать одно примечание. Крупные обломки соответствующего размера, определяющие отнесение породы к той или иной группе – галечных и валунных конгломератов, гравелитов и т.д. по *объему* и *массе* обычно составляют более 50 % породы, то есть соответствуют основным принципам подразделения пород по количеству основного компонента. Что касается *числа* обломков и зерен, то оно, как правило, значительно ниже 50 %. Большее количество обломков имеет размер меньше того, которое определяет название породы, и они располагаются между крупными обломками.

Грубообломочные породы подразделяются по величине обломков, степени их окатанности и цементации.

В общем виде грубообломочные породы, как правило, состоят из трех составных частей – обломков соответствующего размера, определяющих выделение того или иного типа (конгломерат, дресвит и т.д.), обломочного же, но более мелкозернистого материала, располагающегося между крупными обломками, и растворимых компонентов (карбонатов, гидроокислов железа и др.). Именно для грубообломочных пород в максимальной степени применимы понятия «матрикс» и «цемент». Матриксом в данном случае будет заполнитель – более мелкие обломки, зерна и частицы, в том числе глинистые, а цементом – растворимые соединения. В отечественной литературе обе эти составные части называют цементом и, например, описывают мелкогалечный конгломерат с песчано-глинистым цементом.

Поскольку обломки грубообломочных пород крупные, они в абсолютном большинстве случаев представлены не отдельными минералами, а их закономерными ассоциациями – породами, то есть обломками интрузивных, эффузивных, жильных, метаморфических и реже осадочных пород. Среди последних наиболее распространены относительно прочные породы – песчаники, известняки и доломиты, реже аргиллиты (достаточно частые глинистые сланцы являются уже породами метаморфическими, хотя и начальных стадий метаморфизма). В этой связи при использовании терминов мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые следует помнить, что они отражают соответствующие ассоциации не минералов, а пород. Наиболее распространенными являются полимиктовые разности, в которых обломки представлены разными по составу и происхождению породами. Менее распространены олигомиктовые и еще реже – мономиктовые грубообломочные породы. Последние представлены обычно обломками кварца. Таковы, например, нижнеюр-

ские конгломераты и гравелиты Центрального Предкавказья (район Кавказских минеральных вод и Карачаево-Черкессии). Моно- и олигомиктовыми являются докембрийские золотоносные и ураноносные конгломераты Витватерсранд в Южной Африке и некоторые другие.

Цвет грубообломочных пород обычно определяется цветом слагающих его обломком. Так, брекчии и конгломераты (и их несцементированные разности), образующиеся при разрушении основных эффузивных пород, обычно темноцветные. Эти же породы, состоящие из обломков гранитоидов и гнейсов, более светлые – розовато-серые и красновато-серые. Поскольку грубообломочные породы формируются в наземных или крайне мелководных условиях с активной гидродинамикой – исключая эдафогенные образования – они часто содержат соединения гидроокислов железа, которые придают им определенный желтокрасный оттенок.

Грубообломочные породы в разрезах образуют пласты и пачки, залегающие либо в основании осадочных серий («базальные конгломераты»), либо внутри их («внутриформационные конгломераты»). Мощности таких отложений составляют обычно не более единиц или первые десятки метров. В то же время в горно-складчатых областях, в межгорных впадинах мощности грубообломочных отложений могут достигать сотен и даже тысяч метров. Правда, в последнем случае они переслаиваются с крупнозернистыми песчаниками и песчанистыми глинами (бактрийские и массагетские отложения олигоцена-плиоцена Ферганской депрессии).

Грубообломочные породы – по сути дела начальные продукты осадочного процесса, которые к тому же образуются в условиях расчлененного рельефа.

Эти породы, сложенные неокатанными обломками, – щебенка и брекчии – отложения обвалов, осыпей, то есть в массе своей предгорные склоновые образования. В меньшей степени это брекчии карстовых провалов и обрушений. Особую группу образуют тектонические брекчии, возникающие в зонах тектонических разломов и перемещений блоков породы. Отнесение этих брекчий к осадочным образованиям весьма условно.

Грубообломочные породы, сложенные окатанными обломками – это образования, претерпевшие уже водный перенос и обработку в водной среде. Это флювиогляциальные отложения и отложения горных рек, горных озер, а также пляжевые и прибрежные озерные и морские отложения районов с горным или, по крайней мере, расчлененным рельефом береговой зоны. Таковы, например, галечные пляжи Черного моря. Грубый материал частично приносится реками с Кавказа, частично образуется при абразии крутых берегов и затем в зоне прибоя окатывается. В условиях пологого и невысокого берега гравийно-галечные отложения сменяются песчаниками. Таковы, например, песчаные пляжи Анапы, Евпатории и Феодосии.

Несколько своеобразную группу представляют отложения морены и тиллиты – термин, употребляемый для дочетвертичных образований,

где обломки обрабатываются льдом. В отличие от речных и, тем более от прибрежных, относительно отсортированных пород, моренные отложения характеризуются крайне низкой степенью сортировки или, точнее, они практически не отсортированы.

По мере перемещения, транспортировки грубообломочного материала с ним происходят важные структурные и петрографические изменения – «созревание материала». Первоначально при коротком по расстоянию и кратковременном переносе формируются брекчии, дресвиты с неокатанными свежими и невыветрелыми обломками, неотсортированные или плохо отсортированные. По мере перемещения они все больше окатываются, в целом уменьшается размер обломков, улучшается отсортированность, постепенно исчезают нестойкие минералы и породы – истираются, например, гальки глинистых сланцев, разрушаются габброиды, особенно серпентинизированные и т.д. Меняются и текстурные характеристики и массивные неслоистые пролювиально-делювиальные отложения постепенно приобретают слоистость и т.д.

3.2.2. ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Песчаники и алевролиты и в меньшей степени их несцементированные аналоги – пески и алевриты, представляют собой преобладающую группу обломочных пород. Как было показано выше (см. п. 3.2.4), разделяющая их величина 0,1 мм весьма условна, поэтому они рассматриваются здесь вместе. Более того, наряду с «чистыми» песками (песчаниками) и алевритами (алевролитами) существуют многочисленные «переходные» или смешанные разновидности, когда в песчаниках присутствует то или иное количество зерен алевритовой размерности и наоборот. Кроме того, в этих породах очень часто в качестве цемента присутствует глинистый материал. Вообще породы этой триады – пески-алевриты-глины – имеют ряд важных общих черт и прежде всего преимущественно обломочный характер материала, достаточно тесно связанны друг с другом, что обусловило появление ряда классификаций, общих для пород данной группы.

Основанием большинства подобных классификаций является равносторонний треугольник, в вершинах которого располагаются породы со стопроцентным содержанием соответственно, песка, алеврита и пелита (глины).

Как правило, поле треугольника разбивается на ряд полей, отвечающих тем или иным разновидностям, причем число полей и их конфигурация зависят от представлений авторов, но само разделение на поля подчинено законам центральной симметрии. Все эти систематики имеют право быть и вряд ли можно говорить о наличии каких-либо преимуществ одной классификации перед другой.

Исключение представляет классификация Л.В. Пустовалова, где в разделение полей положен генетический принцип механической дифференциации (рис. 3.2). Центральное место занимают несортированные

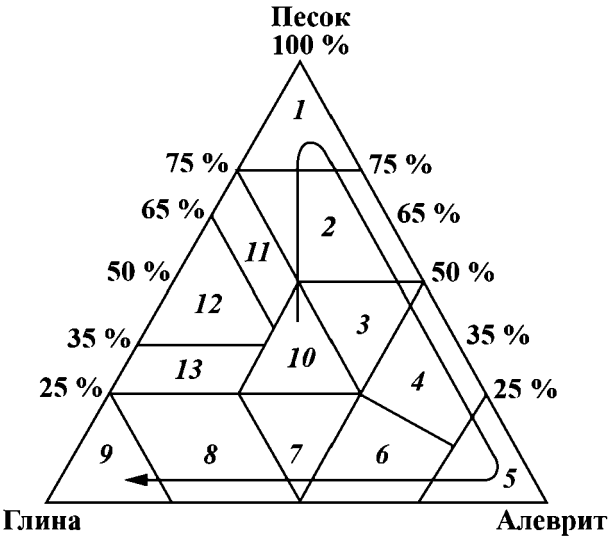


Рис. 3.2. Схема классификации песчано-алеврито-глинистых пород Л.В. Пустовалова. Стрелка показывает изменение гранулометрического состава в процессе транспортировки обломочного материала.

Несцементированные породы: *1* – песок; *2* – песок глинисто-алевритовый; *3* – супесь; *4* – алеврит глинисто-песчаный; *5* – алеврит; *6* – алеврит песчано-глинистый; *7* – суглинок; *8* – глина песчано-алевритовая; *9* – глина; *10* – хлидолит; *11* – хлидолит песчаный; *12* – хлидолит песчано-глинистый; *13* – хлидолит глинистый.

Для сцементированных пород необходимо использовать соответствующие названия – песчаник и алевролит

осадки – хлидолиты (от греческого слова «хлидос» – мусор), представляющие собой продукты разрушения коренных материнских пород, не претерпевшие переноса или перемещенные на небольшое расстояние и поэтому еще механически не рассортированные (элювиальные, коллювиальные, пролювиально-делювиальные и т.д.). Сюда же могут попадать осадки, образующиеся при смешении разнородного материала, принесенного из разных источников сноса. В значительной мере такие смешанные осадки попадают в поля супесей и суглинков. По мере увеличения длительности и дальности транспортировки обломочного материала фигуративные точки смещаются вверх, в поле песков, затем вдоль правой стороны треугольника в поле алевритов, а затем поворачивают вдоль нижней стороны треугольника к глинам.

Интересно отметить, что подобная асимметрия находит свое объяснение и подтверждение в фактической распространенности пород – гибридные смешанные породы – супеси и суглинки – породы достаточно редкие по сравнению с песками, алевритами и глинами.

При использовании классификационных треугольных диаграмм обломочных пород, в том числе диаграммы Л.В. Пустовалова, следует учитывать ряд моментов.

Во-первых, все названия в классификации приведены для рыхлых пород. Естественно, что в сцементированных породах название «песок» должно быть заменено на «песчаник», а «алеврит» на «алевролит».

Во-вторых, как и все подобные классификации, она оперирует только с обломочными компонентами породы и не учитывает растворимой, обычно цементирующей части. Поэтому к названию, определенному по диаграмме, надо добавить прилагательное, характеризующее состав и количество растворимой части, например, «песчаник, слабо известковистый» при содержании растворимой части, представленной кальцитом в пределах 5–10 %, песчаник известковистый (содержание кальцита 10–25 %) или «песчаник известковый» (сильно известковистый) при его содержании от 25 до 50 %.

Наконец, в-третьих, порядок дополнений к основному термину должен основываться на количественных соотношениях примесей. Например, порода, фигуративная точка которой ложится в поле *2* (см. рис. 3.2), может быть либо песчаником алеврито-глинистым, если глинистой фракции больше, чем алевритовой, либо песчаником глинисто-алевритовым при обратных соотношениях этих фракций.

Важной характеристикой песчано-алевролитовых пород является структура обломочной части, которая описывается тремя основными показателями – размером обломков, их формой и отсортированностью, то есть однородностью или близостью размеров обломков. Что касается формы, то она оценивается, по крайней мере, двумя показателями – во-первых, по соотношениям размеров по трем направлениям, то есть соотношениями длины, ширины и толщины и, во-вторых, степенью окатанности.

Форма зерен песков, песчаников, алевритов и алевролитов, то есть зерен размером от 0,05–0,1 до 1–2 мм изучается преимущественно в шлифах, то есть в плоском сечении и соотношение размеров характеризуется соотношением только двух параметров – длины и ширины. По этому показателю можно выделить три типа зерен – изометричные (равноразмерные) с соотношением длины и ширины не более чем 1,5:1, удлиненные, где это соотношение повышается до 4:1 и резко удлиненные – игольчатые, таблитчатые и т.д., где отношение длины и ширины более четырех (рис. 3.3). В природе отчетливо преобладают первые две формы, третья же встречается редко. Она бывает лишь у не самых распространенных в осадочных породах минералов – у слюд, некоторых акцессорных минералов – циркона, турмалина, рутила, роговой обманки, дистена и некоторых других.

Окатанность зерен отражает степень обработки их поверхности, наличие или отсутствие неровностей, острых углов и т.д. По этому показателю при стандартных петрографических исследованиях обломки обычно подразделяются на три группы (см. рис. 3.3):

– окатанные, в которых обработана практически вся поверхность, она сглажена, нет выступающих частей, то есть обломки имеют округлую или эллипсоидальную форму;

– полуокатанные, где выступающие части и углы закруглены;

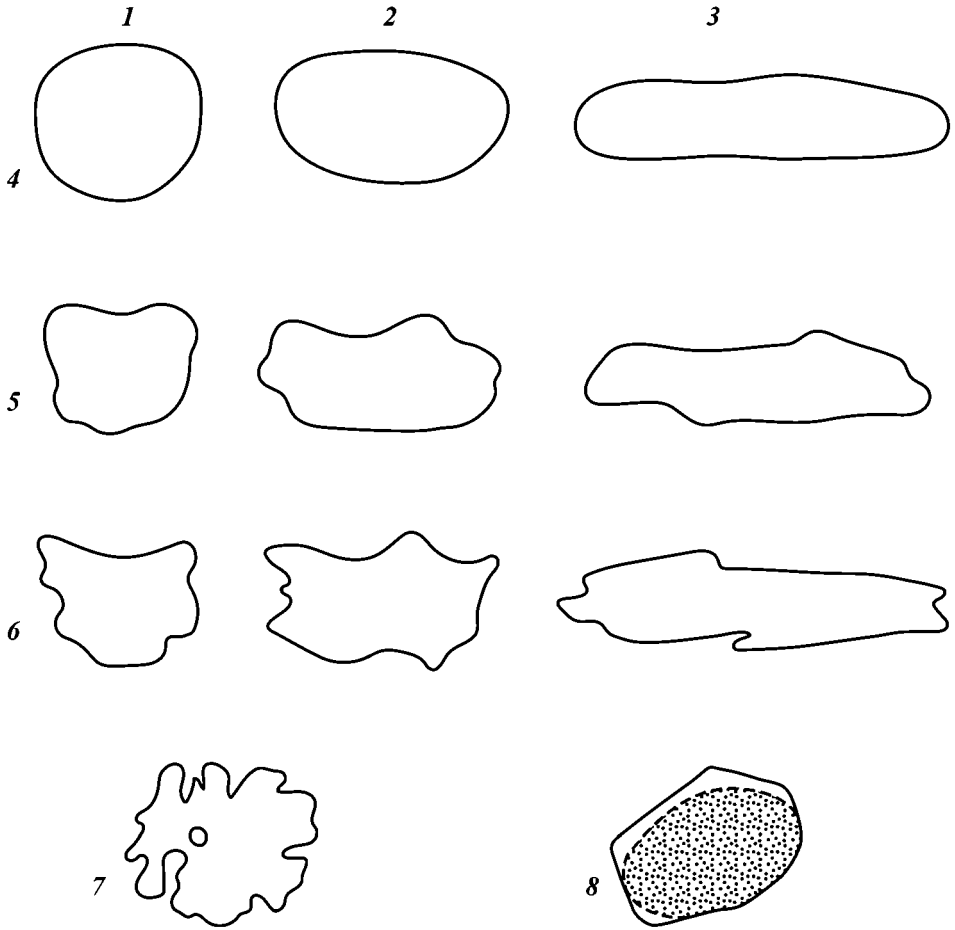


Рис. 3.3. Формы обломочных зерен.
Первичные формы: подразделение по соотношению размеров: *1* – изометричные, *2* – удлиненные, *3* – резко удлиненные; подразделение по степени окатанности: *4* – окатанные, *5* – полуокатанные, *6* – неокатанные (угловатые).
Вторичные формы: *7* – корродированные, *8* – регенерированные

– неокатанные или угловые, где имеются выступающие части, углы остроугольны.

Следующий показатель структуры обломочной части характеризует не отдельные обломки и зерна, а их совокупность – однородность или неоднородность этой совокупности по размерам, то есть то, что называется отсортированностью. Идеально отсортированной будет порода, состоящая из обломков только одного размера, полностью неотсортированной является порода, в которой все обломки имеют разные размеры. Ясно, что оба эти случая сугубо теоретические – ни того, ни другого в природе не существует.

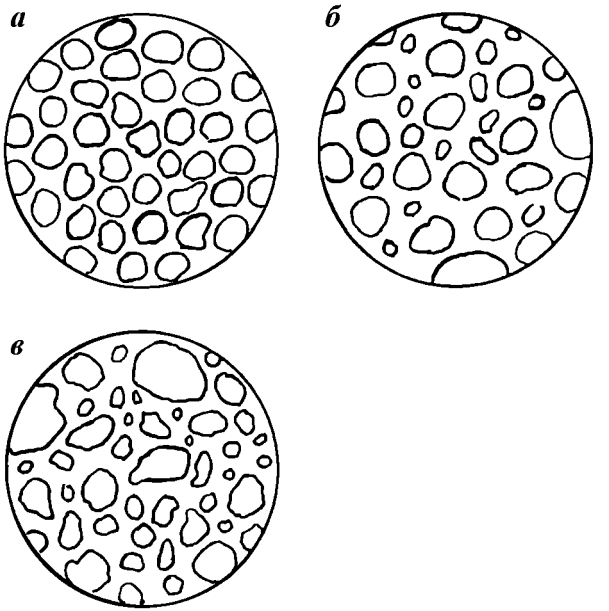


Рис. 3.4. Схемы хорошо (*а*), средне (*б*) и плохо (*в*) отсортированной обломочной породы

Имеются различные методы количественной оценки степени отсортированности. При стандартных же, в том числе микроскопических исследованиях, она оценивается чисто качественно, условно по преобладанию обломков (зерен) определенной размерной фракции или отсутствия такового (рис. 3.4). Это обстоятельство следует подчеркнуть особо – оценивается не конкретный размер отдельных зерен, а именно определенная размерная фракция – к примеру мелкого (0,1–0,25), или среднего (0,25–0,5) песка, то есть набора зерен в пределах определенного, желательно относительно узкого интервала размеров.

Так, если в породе отчетливо видно преобладание обломков размером, к примеру, 0,2–0,4 мм, можно говорить о хорошей отсортированности (сортировке) обломочного материала. Если визуально преобладания никаких фракций установить не удается, и присутствуют примерно в равных количествах зерна различных размерных фракций, можно говорить о плохой отсортированности или отсутствия таковой. Промежуточный случай – наличие значительного процента какой-то фракции при одновременном существенном количестве зерен большего и меньшего размера, позволяет говорить о средней степени сортировки (отсортированности).

Наиболее распространенными текстурами песчано-алевролитовых пород являются слоистые, причем иногда образуются такие мощные слои, что отложения по сути дела становятся массивными. Вместе с тем для многих отложений этого типа характерна тонко-, линзовидно- и четковидная слоистость, то есть наряду с горизонтальной имеется и волнистая. Внутрислоевые текстуры представлены различными видами косой слоистости, следами жизнедеятельности организмов, то есть

наблюдается активная биотурбация (особенно в глинистых алевролитах). Текстура поверхности слоев – знаки ряби течений и волнений, различные гиероглифы, следы различных организмов, трещины.

Как и все обломочные породы песчано-алевритовые состоят из двух основных частей – собственно обломочных зерен и цементирующей массы. Последняя, впрочем, может и отсутствовать. Глинистый материал, почти всегда присутствующий в этих породах, причем иногда в значительных количествах, в основном тоже терригенный, обломочной, но играет роль цемента и в собственно обломочной части не рассматривается и не описывается. Цементы песчано-алевритовых пород весьма разнообразны как по составу, так и по типам и структуре. Наиболее распространены глинистые и карбонатные цементы, реже железистые, сульфатные, опаловые.

Песчаные и алевритовые породы во многом сходны по своим свойствам, однако разница в размерности (хотя и формальная с граничным размером в 0,1 мм) определяет и некоторые различия. Прежде всего, алевритовые зерна, как правило, не окатанные, угловатые, в отличие от песчаных, которые, напротив, нередко хорошо окатаны, что, как отмечалось ранее, обусловлено разным способом транспортировки зерен разного размера. При волочении по дну зерна песчаной размерности очень часто соприкасаются, сталкиваются друг с другом, обрабатывают друг друга, что ведет к их окатыванию, в то время мелкие алевритовые зерна транспортируются во взвеси, то есть практически не соударяются и, как следствие, не окатываются.

Второе отличие заключается в вещественном составе. Полимиктовые алевролиты весьма редкая разновидность. Преобладающими являются алевролиты кварцевые и олигомиктовые. Это связано с тем, что дробление зерен при выветривании и переносе ведет к более быстрому уничтожению неустойчивых обломков и сохраняются устойчивые кварц и в меньшей степени калиевые полевые шпаты.

Наконец, третьей особенностью является обычно повышенная глинистость и наличие переходов к алевритовым и алевритистым глинам. Более того, кроме пластов и значительных по мощности прослоев алевролитов существуют очень мощные толщи глинисто-алевролитовых пород, где последние образуют тонкие, неправильные прослойки и линзочки.

Песчано-алевролитовые породы по своей природе полифациальны, то есть образуются в очень широком диапазоне как наземных, так и водных обстановок (подробнее ниже).

3.2.3. ЭДАФОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Как указывалось ранее, кластические образования представлены двумя типами – терригенными, обломочный материал которых образовался на суше, и эдафогенными, материал которых состоит из продук-

тов подводного разрушения коренных пород дна морей и океанов [Мурдмаа, 1987].

Выделение этой группы и отдельное описание в специальном параграфе, как это сделано в данном случае, строго говоря, нарушает общий принцип, так как это тоже обломочные отложения различного гранулометрического спектра, правда, пока не литифицированные. Однако они принципиально отличаются от большинства терригенных отложений по минеральному составу, фациальным условиям и процессам образования, а главное – по отсутствию какой-либо связи с размывом суши. Повторим, что выделены они не по чисто петрографическому признаку, а по месту и условиям образования.

Источником эдафогенного материала служат срединно-океанические хребты, а также другие внутриокеанические поднятия. Этот материал накапливается на склонах хребтов и в глубоководных желобах.

Среди эдафогенных отложений присутствуют грубообломочные разности (глыбовые накопления, щебень, дресва, песчано-алевритовые и алевро-пелитовые осадки). Обломочный материал обычно совершенно не окатанный, а по минерально-петрографическому составу он практически идентичен коренным породам дна. В современных океанах эдафогенные отложения сложены продуктами разрушения основных и ультраосновных пород и их метаморфизованных разностей – базальтов и матабазальтов, диабазов, габброидов, гипербазитов и серпентинитов, то есть близки по составу офиолитовым ассоциациям.

В грубообломочных осадках преобладают обломки соответствующих пород, в песчано-алевритовых – минералы группы серпентинита, плагиоклазов, хлорита, моноклинного пироксена, актинолита – тремолита, эпидота, жильного кварца.

В настоящее время эдафогенные отложения известны в пределах современных океанов, хотя возраст этих осадков не только четвертичный, но и более древний. В пределах континентов достоверных эдафогенных образований пока не выявлено, но возможно, что обнаружение древней океанической коры и связанного с ней меланжа в пределах горно-складчатых областей, позволит идентифицировать обломочные образования этого комплекса как эдафогенные. Ими могут оказаться некоторые олистостромы и граувакки.

3.2.4. ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Несколько своеобразную группу обломочных пород представляют пирокластические или вулкано-кластические (вулканогенно-обломочные) породы. В отличие от обычных «нормальных» осадочных пород, образование материала которых происходит в экзогенных условиях, обломочный материал этих пород имеет эндогенное происхождение и формируется в результате эруптивной деятельности. Но по месту и механизмам формирования – это нормальные осадочные образования. Строго говоря, твердый вулканический материал поступает во все обла-

сти осадконакопления и смешивается с любыми по составу и происхождению осадками, то есть формируются разнообразные вулканогенно-осадочные породы, но наиболее распространенными являются породы вулканогенно-обломочные.

Обычно первое подразделение таких пород проводится на основе количественных соотношений вулканического и «нормально» осадочного материала. По этому признаку выделяются туфы, где содержание чисто вулканического материала составляет 90 и более процентов (рыхлые несцементированные породы называются пеплом). При содержании вулканического материала в пределах 50–90 % породы называются туффитами, и, наконец, породы, в которых этого материала от 10 до 50 % – туфогенными.

В зависимости от размеров обломочного и вулканического материала, как и в обычных обломочных породах, выделяются туфогенные (туффитовые) алевролиты, песчаники, гравелиты. Породы с очень крупными обломками (более 10, но иногда и 3–5 см) называются агломератами.

В зависимости от характера вулканических продуктов выделяют витрокластические туфы (туффиты), если вулканический материал представлен в основном обломками вулканического стекла, туфы (туффиты) кристаллокластические, если это кристаллы минералов или их фрагменты, и туфы (туффиты) литокластические, если это обломки вулканических пород.

3.3. МЕХАНИЗМЫ И ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

При описании отдельных групп пород в той или иной степени отмечались обстановки их образования, поэтому в данном разделе суммируются некоторые общие положения. Напомним, что в целом можно говорить о практически глобальном распространении обломочных пород во всех географических зонах Земли, как на континентах, так и в Мировом океане. Это, естественно, определяет и многообразие обстановок их накопления.

Источниками обломочного материала являются вулканизм, коры выветривания на суше (особенно зоны механического разрушения, дезинтеграции коренных пород любого происхождения – магматических, метаморфических, более древних осадочных), поставляющие терригенный материал, приподнятые участки морского дна, являющиеся источником эдафогенного материала.

Транспортировка обломочного материала к местам осаждения осуществляется в форме оползней, обвалов и всеми известными агентами переноса – водой, ветром (атмосферой), льдом, организмами. Абсолютно бóльшая часть его переносится водами. В морях и океанах его

транспортировка осуществляется, естественно, только водой. Весьма значительные массы обломочного вещества транспортируются всеми этими агентами на суше. В этих условиях, особенно в аридной климатической зоне, относительно возрастает значение эолового переноса. В высокогорных районах, а в периоды глобальных оледенений и на равнинах, резко увеличивается роль транспортировки материала льдом. Перенос обломочного материала организмами существует, но количественная роль его крайне мала.

При водном переносе более крупные обломки при прочих равных условиях бывают лучше, а мелкие хуже окатаны. В этой связи алевритовые частицы, которые обычно переносятся во взвеси, как правило, не окатаны.

Механический способ переноса определяет по сути дела и способ осаждения, который связан со снижением энергии транспортирующей среды, или, в более простой форме – уменьшением скорости течения воды и силы ветра. Это положение несколько видоизменяется для ледового переноса – лед просто тает и переносимый им материал осаждается – остается на месте таяния, или вовлекается в дальнейший перенос флювиогляциальными потоками.

Обстановки, где формируются обломочные отложения, судя по глобальности нахождения последних, также весьма многообразны и охватывают практически всю поверхность земного шара. Это субаэральные склоны гор и вообще всех неровностей наземного рельефа, где формируются обвально-оползневые отложения, озера, реки, пустыни и прочие области континентов. Громадные массы обломочного материала накапливаются в дельтах и выносятся в Мировой океан – конечные водоемы стока. Здесь он распределяется и осаждается на шельфах, континентальных склонах и их подножиях в виде подводных конусов выноса, в глубоководных желобах.

Среди обломочных пород абсолютно преобладают песчано-алевролитовые разности. Пласты и линзы этих пород встречаются в наземных конусах выноса – пролювиально-делювиальных отложениях, как эоловые образования пустынь и прибрежных дюн, в флювиогляциальных, речных и озерных отложениях. В морях и океанах они распространены от прибрежного пляжа и устьев рек (дельт) через шельфовые зоны до подножия континентального склона, куда большое количество материала выносится турбидитными потоками. По-видимому, основная масса песчано-алевролитовых пород формируется в мелководно-морских условиях, где они слагают нередко многосотметровые толщи относительно хорошо отсортированных песчаников, очень широкого площадного распространения.

Значительные, но пока не учтенные количественно, массы песчаников и алевролитов существуют в склоновых турбидитных отложениях континентальных склонов – флише геосинклинальных зон.

Песчаники и алевролиты имеют много общего по обстановкам образования, однако для алевролитов имеются и свои особые области образования и соответственно специфические толщи. Прежде всего это

такое своеобразное образование как лёсс – мощные высокопористые эоловые отложения областей аридного и семиаридного климата, которые идентифицированы ныне и в древних дочетвертичных отложениях (но уже значительно уплотненные). Вторая область преимущественного по сравнению с песчаниками распространения алевритовых пород – это мощные «сланцевые» толщи древних континентальных окраин. Здесь они образуют отдельные слои, но чаще, как отмечалось выше – неправильные прослойки, линзочки небольшой мощности. Учитывая огромные мощности таких отложений, суммарный объем алевролитов, а тем более алевритового материала в таких толщах в целом весьма велик.

Наконец, видимо, значительные массы алевритового материала сосредоточены в контуритах у подножий континентальных склонов в зонах контурных течений – придонных течений, двигающихся примерно по одной изобате – «контуру», которые намывают мощные и протяженные аккумулятивные формы.

Обобщая сказанное, можно говорить о геологических формах нахождения песчано-алевритовых пород. Это отложения широкого площадного распространения и нередко большой мощности (эоловые и мелководно-морские отложения), полосообразные в плане и линзовидные в сечении образования с вогнутым вниз основанием (флювиогляциальные и аллювиальные) или, напротив – с выгнутой вверх кровлей (различные бары), веерообразно ветвящиеся полосовидные накопления речных дельт, пласты в мощных толщах значительной протяженности, но относительно ограниченных по ширине, на континентальных склонах и их подножиях.

Эдафогенный, собственно океанический обломочный материал скапливается на склонах срединоокеаничеких хребтов и других поднятий. Единственной зоной, где подобные отложения не формируются, по-видимому, являются удаленные от внутриокеанических поднятий участки абиссальных равнин. Обломочный материал за счет вулканизма и эолового переноса сюда тоже поступает, но собственных пород не образует, а является лишь факультативной примесью в основных отложениях этих обстановок – глубоководных глинах, планктоногенных карбонатных и кремнистых осадках и породах.

3.4. НАУЧНОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Уже само количество обломочных пород в объеме стратисферы указывает на их большое значение в геологических разрезах и осадочной оболочке в целом. Они, в частности, являются важнейшими формациеобразующими и почти полностью слагают некоторые мощнейшие осадочные комплексы, такие как красноцветные и молассовые формации, многие виды флишевых формаций, терригенные формации плат-

форм, и входят важными составными частями во многие другие формации.

Состав и различные структуры и текстуры обломочных пород позволяют в ряде случаев реконструировать рельеф суши и состав слагающих ее пород, установить направление и способы переноса материала, динамику среды отложения, а через нее нередко и глубину бассейнов седиментации, могут дать указания на климат и помочь в решении ряда других генетических вопросов.

Особую важность обломочные породы имеют в нефтяной и газовой промышленности, так как с ними связано не менее половины мировых запасов углеводородного сырья – они по разным подсчетам содержат от 52 до 65 % мировых запасов углеводородов.

С обломочными породами ассоциируют важные россыпные месторождения золота, алмазов, касситерита, монацита, циркона и других минералов. В терригенных отложениях имеются месторождения фосфоритов, урана и других полезных ископаемых. Некоторые породы этой группы сами являются важными полезными ископаемыми, например, стройматериалами и сырьем для их производства. Песчаные породы используются как формовочный материал в металлургии, а кварцевые пески – ценнейшее сырье для производства оптического, технического и бытового стекла.

ГЛАВА 4
ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

4.1. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Глинистые породы или глины (в широком смысле слова) – наиболее распространенная группа осадочных пород. По подсчетам А.Б. Ронова (1993) они составляют 51,1 % от всех осадочных пород неогея или 44,6 % объема.

Они известны и используются человечеством с очень древних времен, однако настоящее глубокое научное их изучение началось сравнительно недавно. Дело в том, что высокая дисперсность, как правило, крайне малые размеры частиц глинистых минералов определяли малую эффективность исследований даже при использовании оптического микроскопа. Тонкозернистая структура глинистых пород делает их весьма своеобразным объектом осадочной петрографии и прежде всего по методам исследования. По сути дела по-настоящему петрография глин как пород стала развиваться после создания и широкого внедрения в практику таких методов исследования как рентгеноструктурный анализ и электронная микроскопия, частично термический анализ, позволившие впервые установить точную морфологию кристаллов глинистых минералов, а главное, строение их кристаллической решетки.

Важные материалы по глинистым минералам и породам, методам их изучения имеются в специальных монографиях и справочниках, часть которых приведена в списке литературы, а также в статьях в периодических изданиях. Среди основных изданий можно указать книги М.Ф. Викуловой и др. [1973], Р.Е. Грима [1967], В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990, 1991], И.Д. Зхуса [1966], Д.Д. Котельникова и А.И. Конюхова [1986], Методическое руководство... [1957], Ж. Милло [1968], В.П. Петрова [1967], С.Г. Саркисяна и Д.Д. Котельникова [1980], Систематика и классификация... [1998].

Глинистые породы слагают тонкие прослойки среди других пород, отдельные протяженные пласты и мощные глинистые толщи. Глины как породы встречаются практически во всех видах осадочных формаций, а в некоторых являются формациеобразующими. Таковы, например,

аспидные формации, формации гемипелагических и абиссальных красных глубоководных глин океанов и др.

Столь же широко и их площадное распространение. Глины являются основным по объему компонентом почв, то есть покрывают практически всю поверхность суши. Глинистые породы имеются в ледниковых, озерных, речных отложениях, широко развиты в морях и океанах, особенно в глубоководных условиях, куда не поступает более грубый материал с суши, и где существуют спокойные условия, при которых только и могут осесть и зафиксироваться на дне тончайшие частички глинистых минералов.

Кроме собственно глинистых пород, глинистые минералы в качестве примесей, часто весьма существенных, присутствуют во многих, если не во всех других осадочных породах. Таковы, например, глинистые цементы обломочных пород, глинистая примесь в карбонатных породах, вплоть до перехода их в мергели, в опоках и др.

Глины – очень своеобразная группа пород и наиболее ясно и просто устанавливаемой ее особенностью является крайне тонкозернистая структура. Исходя из этого долгое время в научной литературе, а на бытовом уровне нередко и до сих пор глину определяют как тонкозернистую породу, более половины которой составляют частицы менее 0,01 или 0,001 мм. Подобное определение в настоящее время совершенно неудовлетворительно. К примеру, мел или пелитоморфные известняки состоят из частиц именно такого размера, но никак не относятся к глинам, поскольку имеют совершенно иной вещественный и минеральный состав. Если гранит растереть в тончайший порошок, то получится субстанция, близкая глинам по структуре, валовому химическому составу, но все-таки не являющаяся глиной. Принципиальная характеристика, позволяющая относить породу к группе глин – минеральный состав, а именно, не менее 50 % породы должны составлять *глинистые* минералы. Глинистых минералов достаточно много, но большинство из них объединяются в четыре основных группы – каолинитов, гидрослюд (включая глауконит), смектитов и хлоритов. Имеются и более редкие разновидности – сепиолиты, палыгорскиты и др. В абсолютном большинстве случаев кристаллы отдельных глинистых минералов действительно имеют крайне незначительные размеры, поэтому и слагаемые ими породы весьма тонкозернистые.

4.2. МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Минералы глинистых пород четко разделяются на две группы. Собственно глинистые минералы определяют само наличие глинистых пород и неглинистые минералы – примеси. Основные группы собственно глинистых минералов относятся к алюмосиликатам со слоистой структурой кристаллической решетки, содержащим те или иные коли-

чества натрия, калия, кальция, магния, иногда железа. Сложные сочетания двух основных структурных элементов – кремнекислородных тетраэдров и алюмогидроксильных октаэдров наряду с различиями в химическом составе определяют и выделение основных минеральных типов – каолинитов, смектитов, гидрослюд (иллитов), хлоритов и более редкой группы палыгорскита-сепиолита.

Минералы ***группы каолинита*** включают, собственно каолинит (англ. *kaolinite*), диккит, накрит, галлуазит. Типичным представителем является минерал каолинит (англ. *kaolinite*) (рис. 4.1). Структура кристаллической решетки минералов этой группы самая простая среди глинистых минералов. Она представляет собой двухслойные пакеты, где чередуются октаэдрические и тетраэдрические слои. Химическая формула «идеального» каолинита $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$.

Более разнообразна и более сложно построена следующая группа глинистых минералов – ***смектиты***.

Для них характерны трехслойные пакеты – две сетки кремнекислородных тетраэдрических и расположенная между ними сетка алюмогидроксильных октаэдров. При этом и в тетраэдрах и в октаэдрах возможны взаимные замещения ионов, как одинаковой валентности (Al^{3+} – – Fe^{3+}, Mg^{2+} – Fe^{2+}), так и разной (Si^{4+} – Al^{3+} и др.). Другими словами, здесь имеет место как изовалентный, так и гетеровалентный изоморфизм. Если в октаэдрических слоях (сетках) присутствуют только трехвалентные ионы (Fe^{3+}, Cr^{3+} и др.), то они занимают лишь два из трех октаэдров (из-за полной нейтрализации зарядов). Если же место в

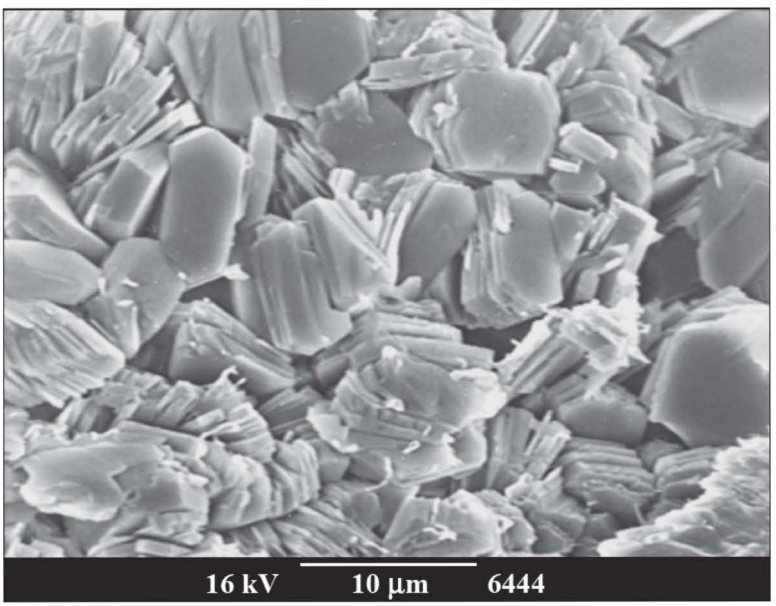


Рис. 4.1. Каолинит. Снимок в сканирующем микроскопе.
Материал В.А. Кузьмина

октаэдрах занимают двухвалентные ионы (Fe^{2+}, Ca^{2+}, Mg^{2+} и др.), то они располагаются во всех октаэдрах. Структуры (и минералы) первого типа называются диоктаэдрическими (ди – два), а второго – триоктаэдрическими. Соответственно выделяются две подгруппы: диоктаэдрические смектиты – подгруппа монтмориллонита и триоктаэдрические – подгруппа сапонитов.

Во всех смектитах связи между пакетами относительно слабые, возможно появление между ними воды, гидроксила и/или так называемых обменных катионов – K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} и др. В связи с этим пакеты могут раздвигаться; это ведет к набуханию, увеличению объема, что будет подробнее рассмотрено ниже.

Химический состав смектитов в связи с указанными выше способностями обмена и присоединения катионов достаточно сложен и характеризуется примерно следующими формулами [Дриц, Коссовская, 1990] $M^+_{x+y}(R^{3+}_{2-y}R^{2+}_y)(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2nH_2O$ для диоктаэдрических смектитов и $MM^+_{x-y}(R^{3+}_{3-y}R^{3+}_y)(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2nH_2O$ для триоктаэдрических.

При этом индекс M^+ означает одновалентные катионы (Na и K), R^{2+} двухвалентные Mg^{2+} и Fe^{2+}, а R^{3+} трехвалентные Al^{3+} и Fe^{3+}.

Типичным и наиболее распространенным представителем диоктаэдрических смектитов является минерал монтмориллонит (англ. *motmorillonite*), по которому названа и вся подгруппа (рис. 4.2). В англоязычной литературе это же слово обозначает и всю подгруппу. Среди других минералов этой подгруппы наиболее известны бейделлит, нонтронит и др.

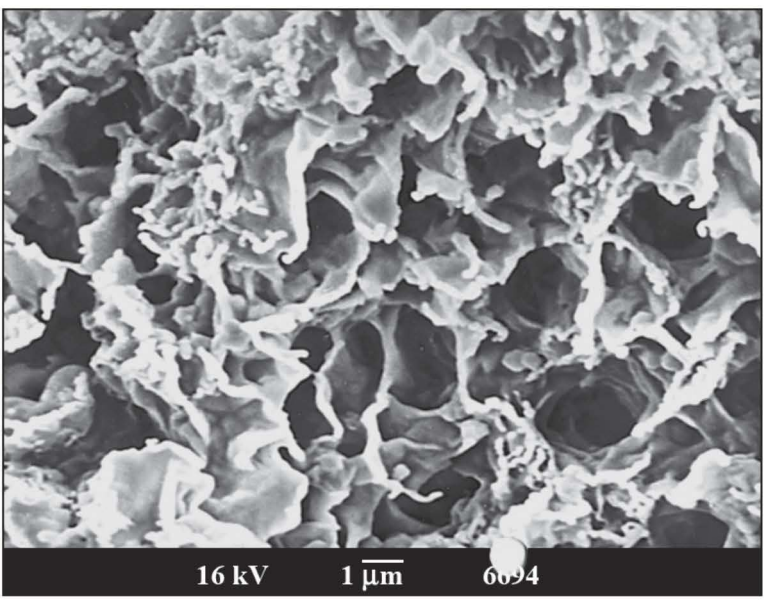


Рис. 4.2. Монтмориллонит. Снимок в сканирующем микроскопе. Материал В.А. Кузьмина

Триоктаэдрические смектиты подгруппы сапонита развиты значительно более ограничено.

Наибольшим распространением среди глинистых минералов пользуются минералы ***группы гидрослюд*** (рис. 4.3). Уже по названию видно, что минералы этой группы по составу и структуре близки слюдам, но в них обычно меньше содержания катионов, особенно калия, но существенно больше воды или гидроксила. В англоязычной литературе гидрослюды часто называют иллитами (*illite*), в отечественной последний термин имеет двойное значение – общее, как синоним гидрослюд в целом, и более узкое – как синоним гидромусковита.

Структура кристаллической решетки гидрослюд как и у смектитов трехслойная, но в отличие от последних пакеты весьма прочно связаны между собой ионами калия и в связи с этим они не обладают такой способностью к набуханию, ионному обмену и другим аналогичным свойствам, как смектиты.

Гидрослюды как и смектиты могут быть диоктаэдрическими и триоктаэдрическими. Первые количественно преобладают, среди них наиболее известны собственно иллит и железистая гидрослюда – глауконит.

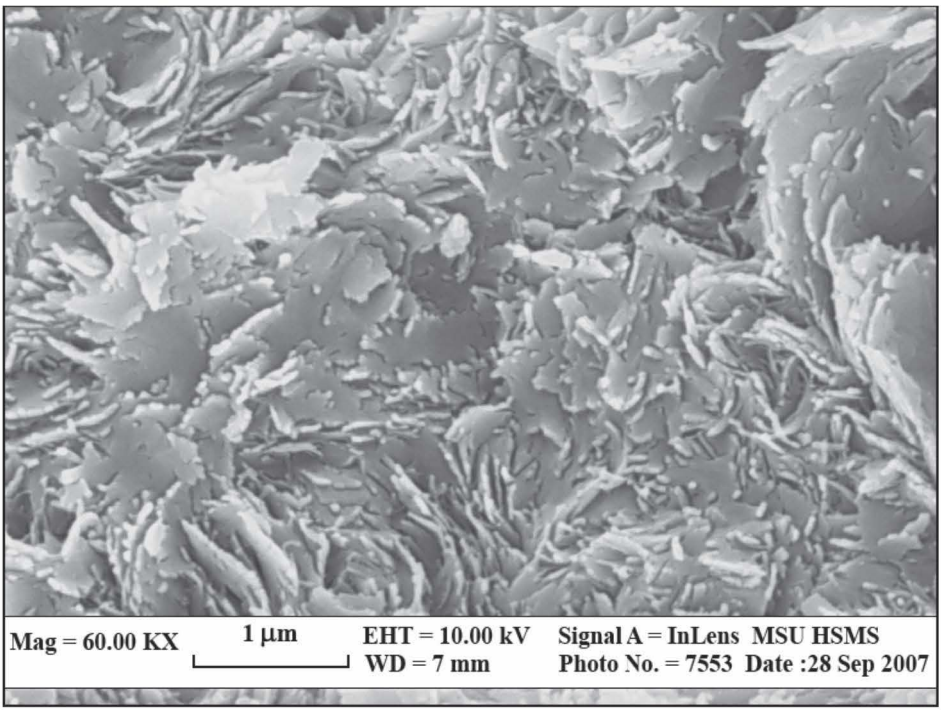


Рис. 4.3. Гидрослюды. Снимок в сканирующем микроскопе.
Материал В.А. Кузьмина

Состав наиболее распространенных гидрослюд выражается примерно следующими формулами [Дриц, Коссовная, 1991]:

$K_{0,7}(Al_{1,5}Fe^{3+}_{0,2}Mg_{0,3})[Si_{3,6}Al_{0,4}]O_{10}(OH)_2$ – иллит;

$K_{0,7}(Al_{1,5}Fe^{3+}_{1,0}Fe^{2+}_{0,1}Mg_{0,5})[Si_{3,6}Al_{0,3}]O_{10}(OH)_2$ – глауконит.

Осадочные ***хлориты*** (англ. chlorite) развиты существенно меньше, чем другие глинистые минералы, хотя разнообразие их минеральных видов, по-видимому, максимально для минералов зеленого цвета.

Хлориты являются водными силикатами магния, алюминия, двух- и частично трехвалентного железа и характеризуются наиболее сложным строением кристаллической решетки, когда трехслойные пакеты расслаиваются октаэдрическим слоем с двух- или трехвалентными катионами (Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}).

Следует указать на еще одну группу глинистых минералов – ***палыгорскита*** (англ. *palygorskite*) и ***сепиолита*** (англ. *sepiolite*). Название палыгорскит было введено Т. Савченковым в 1862 г. для описанного им волокнистого минерала, найденного на р. Поповка Палыгорской дистанции Пермской губернии, хотя под названием горной кожи минерал был известен с начала XVIII столетия [Ферсман, 1952].

Кроме этих чистых минеральных типов глин существуют так называемые смешанослойные образования, где в структуре кристаллической решетки чередуются пакеты разной структуры, характеризующие различные минеральные виды. Таковы например, каолинит – гидрослюдистые, каолинит – монтмориллонитовые, хлорит – смектитовые, гидрослюда – монтмориллонитовые и другие сочетания. Некоторые из них получили даже собственные названия: ректорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовый, корренсит – хлорит-монтмориллонитовый и др.

Поскольку размер частиц всех минералов в глинистых породах весьма мал и в абсолютном большинстве случаев менее стандартной толщины петрографического шлифа (0,03 мм), их определение под микроскопом весьма затруднительно и возможно практически лишь при мономинеральном составе и ориентированном субпараллельном расположении всех частиц.

Кроме собственно глинистых минералов, определяющих само наличие глинистых пород, в них нередко в значительных количествах присутствуют и неглинистые минералы – примеси. Среди последних имеются как аллотигенные, так и аутигенные минералы. Среди первых преобладает обломочный кварц, обычно алевритовой размерности, присутствуют полевые шпаты, слюды. Список аутигенных минералов-примесей более широк. Наиболее частыми являются карбонаты – кальцит, доломит, реже сидерит и анкерит, сульфаты – гипс, ангидрит, целестин, ярозит, алунит, а также опал, кристобалит, халцедон, фосфаты, пирит, марказит, оксиды и гидрооксиды железа и марганца, цеолиты, органическое вещество в виде битумов и углистого материала и др.

4.3. КЛАССИФИКАЦИЯ, ОСНОВНЫЕ ТИПЫ И СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Основой для классификации глинистых пород является прежде всего их минеральный состав. По этому показателю глины подразделяются на мономинеральные (каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые, хлоритовые) и полиминеральные. При этом последние нередко представляют собой не просто смеси разных минералов, а сложены смешанослойными минералами. Среди мономинеральных глин наибольшим распространением пользуются гидрослюдистые, затем глины монтмориллонитовой группы. Мономинеральные каолинитовые и хлоритовые глины существенно более редки.

Другой классификационный показатель, который определяется быстрее и проще уже при обычном визуальном макроскопическом исследовании – это степень плотности породы, ее способность к размоканию. По этому показателю, который в общем виде связан с катагенетическими и частично начально-метаморфическими преобразованиями, все глинистые породы (глины в широком смысле слова) подразделяются на глины (в узком смысле слова), аргиллиты и глинистые сланцы.

Глины (англ. – *clay*) – пластичные, размокающие в воде породы. В этих породах частицы глинистых минералов не связаны друг с другом, поэтому при водонасыщении отделяются друг от друга, и при достаточном количестве воды образуется жидкая суспензия.

Аргиллиты (англ. – *argillite*) – внешне часто похожи на глины, но более плотные камнеподобные породы с неправильным землистым или раковистым изломом, не размокающие в воде и, соответственно, не обладающие пластичностью. Чаще всего это серые и темно серые породы гидрослюдистого состава (причины см. ниже). Прочность аргиллитов обусловлена как существенным уплотнением, когда частички глинистых минералов столь плотно прилегают друг к другу, что они за счет действия межмолекулярных сил уже не отделяются одна от другой, так и за счет дополнительной цементацией кремнеземом, карбонатами и т.д. Это уплотнение сопровождается хотя бы частичной перекристаллизацией. Поскольку переход глин в аргиллиты происходит обычно под влиянием увеличивающегося давления (при погружении или боковом стрессе), последние часто имеют слабовыраженную сланцеватую текстуру и могут раскалываться на тонкие пластинки.

Глинистые сланцы (англ. – *shale*) – по сути уже породы, претерпевшие начальные стадии метаморфизма, хотя и не потерявшие своих первично осадочных характеристик. Для них характерны отчетливо выраженная сланцеватость, перекристаллизация глинистых минералов с появлением новообразованных серицита и хлорита.

Приведенные выше английские варианты основных терминов, если можно так выразиться, в значительной степени идеальны. Дело в том, что в англоязычной литературе использование их весьма вольно, точ-

ный смысл может быть установлен по контексту, и то не всегда. Так, термин "*shale*" – дословно – «сланец» нередко употребляется к слоистым глинам и суглинкам, то есть является как бы всеобщим. То же самое термин "*clay*" как и в русском языке может означать глину в узком дословном смысле слова, а может относиться к глинистым породам в целом.

Многие, если не большинство, из специфических свойств глинистых пород обусловлены их крайне тонкозернистой структурой и особыми свойствами глинистых минералов.

Пластичность зависит от минерального состава, степени дисперсности, количества удерживаемой глиной воды. Наиболее пластичными являются натриевые монтмориллониты, менее пластичны гидрослюды и наименее пластичны первичные каолины. Таковы, например, каолинитовые глины подугольных и покрывающих угли пластов, которые называются сухарными или тонштейнами (от немецкого – *der Stein* – камень, *der Ton* – глина). Они отличаются повышенной прочностью (поэтому и называются камнеподобными), акустической жесткостью, раковистым изломом. Не пластичными являются аргиллиты и глинистые сланцы.

Очень важным свойством глин является их набухаемость – увеличение объема при поглощении воды. Вода может располагаться между частицами, но главным образом ее молекулы могут проникать внутрь кристаллической решетки между тетраэдрическими и октаэдрическими слоями в смектитах, тем самым значительно увеличивая первоначальный объем породы. Степень набухаемости возрастает от каолинита к гидрослюдам и далее особенно резко к монтмориллониту.

С тонкодисперсной структурой глин связана и их высокая адсорбционная способность. Напомним, что кубик с ребром в 1 см обладает поверхностью 6 $см^2$. Если его разрезать на кубики с ребром 10^{-2} см, их общая поверхность составит 600 $см^2$, с ребром 10^{-4} см общая поверхность составит уже 600 000 $см^2$. Таким образом, благодаря мелким размерам кристалликов глинистых минералов, которые обычно имеют размеры менее тысячных долей мм, их суммарная удельная поверхность огромна и глины обладает мощной способностью присоединять к себе, адсорбировать ионы и молекулы других веществ. Эта способность возрастает и за счет того, что при такой дисперсности появляются оголенные ионы, свободные заряды, которые также притягивают к поверхности различные вещества. Адсорбционная способность связана с размером частиц обратной зависимостью – чем меньше частицы, тем она сильнее. Поэтому она возрастает от каолинита к гидрослюдам и особенно к монтмориллонитам.

Последние обладают мощными моющими и отбеливающими свойствами, поскольку интенсивно адсорбируют на своей поверхности различные «загрязняющие примеси». Это свойство монтмориллонитовых глин давно и с успехом используется человечеством, поэтому глины такого состава, как всякое полезное ископаемое, часто имеют собственные местные названия. Так, в Крыму и на Северном Кавказе они называют-

ся *килом* или *кеффекелитом* (от Каффа – древнее название Феодосии). В Азербайджане и Туркменистане глины такого состава называются *гюльаби*, на южной Украине – *асканиты* или *аскангели* (от Аскания-Нова), в Грузии – *гумбрины* (поселок Гумбри).

Одним из следствий высокой адсорбционной способности, равно как и особенностей строения кристаллической решетки глин, является наличие поглощенных ионов, которые могут обмениваться друг с другом. Главными поглощенными катионами являются Ca^{2+}, Mg^{2+}, H^{+}, Na^{+}, K^{+}, анионами – PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}, NO_3^{-}.

Емкость поглощения глины, то есть общее количество обменных ионов, зависит от состава глин, строения их решетки, степени дисперсности и других показателей и возрастает от каолинита к монтмориллониту. Так, емкость катионного обмена каолинитовых глин составляет 3–15, гидрослюдистых (иллита) 10–40, хлоритовых 10–40, сепиолит-аттапульгито-палыгорскитовых 20–30 и монтмориллонитовых 80–150 мг-экв на 100 г.

Из других важных свойств можно отметить огнеупорность, которая снижается от каолинитовых к монтмориллонитовым, спекаемость, способность образовывать устойчивые суспензии и др.

Внешне глины разного минерального состава не очень четко отделяются друг от друга.

Чистые каолинитовые глины или каолины могут быть белыми, серыми, желтовато-серыми. Они не разбухают в воде и слабо пластичны. Излом сухарных глин раковистый, матовый, неровный, более пластичных разностей может быть гладким, чешуйчатым, иногда глянцевитым на плоскостях скольжения. Каолинитовые глины, особенно «первичные каолины», в корах выветривания обычно не слоисты, имеют массивную сплошную текстуру; переотложенные каолины обладают неотчетливой слоистостью.

Чистые гидрослюдистые глины имеют зеленовато-серую, голубовато-серую или красноватую окраску, в воде практически не разбухают. Излом их шероховатый, чешуйчатый, неровный. Обычно гидрослюдистые глины в той или иной мере менее карбонатны, содержат песчаную и алевритовую примись. Это сразу же отражается в их повышенной прочности, а при растирании пальцами чувствуется царапание. Достаточно часто гидрослюдистые глины обладают различными видами слоистости, плитчатой, комковатой отдельностью.

Для монтмориллонитовых глин наиболее характерна белая, серая, бледные желтовато-зеленовато-серая и зеленовато-голубоватая окраска. Эти глины в массе своей легко размокают в воде, сильно набухают, благодаря своей исключительной дисперсности они жирные на ощупь и, как описано выше, обладают мылящими свойствами.

Хлоритовые глины встречаются обычно в виде относительно маломощных пластов; цвет их зеленый, темно-зеленый, почти до черного. В воде размокают, но не набухают.

Свойства полиминеральных глин еще менее индивидуализированы.

Следует также отметить, что первичный собственный цвет глин встречается достаточно редко. Практически всегда они окрашены, и их цвет определяется главным образом теми или иными примесями в зеленоватые (закисными соединениями железа, глауконитом), желтые, коричневые (гидрооксидами трехвалентного железа), серые, темно-серые и до черных. Последние окраски обусловлены, главным образом, наличием дисперсного органического вещества, причем, по мере возрастания его содержания интенсивность окраски увеличивается до черной.

Глины в целом содержат максимальные концентрации рассеянного органического вещества по сравнению со всеми другими осадочными породами. По Н.Б. Вассоевичу [Вассоевич и др., 1973] кларк органического углерода для всех осадочных пород континентального сектора стратисферы составляет 0,62 %, субкларк в глинах равен 0,9 % и в них сосредоточено 75 % общей массы этого элемента в осадочных породах. Субкларки органического углерода в песчаниках равны 0,2, в алевролитах 0,45, карбонатных породах 0,2, сульфатах и солях 0,1.

4.4. МЕХАНИЗМЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Говоря о глинах и глинистых породах вообще, следует точно представлять и разделять механизмы и условия, прежде всего геохимические, образования специфических глинистых минералов с одной стороны, и обстановки образования собственно глинистых пород. Иногда эти два показателя совпадают, хотя бы во времени и пространстве, но нередко и существенно различаются.

Абсолютное большинство глинистых минералов формируется в процессах химического выветривания – как наземного субаэрального, так и подводного, субаквального (гальмиролиза).

Наиболее изучено образование глинистых минералов в результате наземного химического выветривания исходных магматических пород под действием атмосферных газов, воды, организмов и, главное, продуктов их жизнедеятельности. Формирующиеся при этом первые собственно экзогенные образования получили название кор выветривания. Подробнее сами эти процессы рассмотрены в главе 9.

Существенно меньше глинистых минералов образуется за счет химического синтеза, когда в бассейн в той или иной часто коллоидной форме поступают $SiO_2 \cdot nH_2O$, $Al(OH)_3$, $Fe(OH)_3$ и другие компоненты, которые, соединяясь, и образуют глинистые минералы.

Надо сказать, что состав подобных аутигенных образований в значительной степени обусловлен геохимическими условиями их формирования. Так, в болотах с их кислыми средами (низкими значениями pH) образуется каолинит и минералы его группы. Поэтому, например, глины угленосных толщ, особенно подугольные, обычно каолинитовые, в

том числе те самые сухарные или тонштейны, о которых говорилось выше.

В щелочных (содовых) озерах аридной зоны, осолоненных лагунах с повышенными значениями pH образуются минералы группы смектитов, а также палыгорскит-сепиолитов.

По-видимому, одним из наиболее известных глинистых минералов хемогенного происхождения, который однако не образует сколько-нибудь заметных глинистых толщ, является глауконит. Образуется этот минерал почти исключительно в морской среде, хотя отмечены редкие случаи его нахождения в порах выветривания. Морской глауконит образуется в процессах гальмиролиза, или, скорее, в большем масштабе – раннего диагенеза. С одной стороны, достаточно часто встречаются и хорошо изучены процессы замещения глауконитом биотита, реже – зерен роговых обманок, обломков вулканического стекла. Более распространены глаукониты, синтезированные в иловых растворах из коллоидов кремнезема, гидратов окислов алюминия и железа, ионов калия. Эти первоначально коллоидальные образования замещают остатки раковин, особенно мелких фораминифер, образуют гнезда и стяжения, цементируют обломочный материал и в наиболее типичном виде формируют комочки почковидной формы с радиально расходящимися от центра трещинами синерезиса. Последние формы как раз и являются типичными показателями первичного коллоидного сгустка, который затем кристаллизуется в глауконит. Немаловажную роль в синтезе глауконита играет бактериальная жизнедеятельность, которая обеспечивает главные геохимические условия его образования – слабощелочные и слабоокислительные. Напомним, что в глауконите содержится как двухвалентное, так и трехвалентное железо.

В морских условиях в щелочной обстановке могут, видимо, формироваться и минералы группы палыгорскит-сепиолита. Они, например, обнаружены в глубоководных глинистых океанических осадках, в минералогических количествах, не имеющих породообразующего значения в мергельно-доломитовых отложениях карбона Подмосковья и других районов. Аутигенный характер этих минералов сомнений не вызывает, но он в этих отложениях может быть не только диагенетическим, но и катагенетическим. При этом важны не только и, видимо, не столько резко щелочные среды (pH может быть и не очень высоким), но и повышенные содержания магния.

4.5. ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глинистые породы, в том числе образующие существенные скопления, а часто и мощные толщи широкого площадного распространения, формируются в самых разнообразных условиях. В целом по условиям

образования глинистых отложений их можно разделить на две большие группы – остаточные и собственно осадочные. Первые – это глины континентальных кор выветривания. Вторые, в свою очередь, подразделяются по крайней мере на три части. Во-первых, это механически переотложенные – размытые, перенесенные и вновь отложенные в виде осадков в различных условиях. Такие глины, по-видимому, основная в количественном отношении часть. Во-вторых, это продукты гальмиролитического преобразования осадков водоемов и прежде всего вулканических продуктов – своего рода остаточные субаквальные отложения. Наконец, в-третьих, – это аутигенные глины, образованные химическим путем в данном месте.

В этой связи обычно выделяется несколько фациальных типов глинистых пород, то есть отложений, формирующихся в тех или иных остановках.

На континенте это прежде всего элювиальные глины, то есть глины кор выветривания и почв, как самой верхней и наиболее геохимически активной части этих кор. Вещественный состав элювиальных глин содержит генетически ценную информацию об обстановках их образования. Так, каолинитовые глины указывают на гумидный климат и кислую в целом геохимическую обстановку, монтмориллонитовые – на щелочные условия и чаще всего аридный климат. Поскольку гидрослюды формируются в разных условиях, их генетическое значение менее определенное.

Ледниковые (моренные), пролювиально-делювиальные, речные и озерные (в значительной степени) глины – это почти всегда глины переотложенные, то есть их состав наследует минералогию глин кор выветривания, хотя чаще всего это полиминеральные глины с существенным, а нередко и преобладающим гидрослюдистым составом. Вместе с тем, некоторые специфические континентальные обстановки определяют и своеобразный состав глинистых пород. Так, болотные глины имеют преимущественно каолинитовый состав, поскольку формируются в кислых средах, примером чего могут быть описанные выше сухарные глины. Озерные глины засушливых областей часто имеют монтмориллонитовый, палыгорскит-сепиолитовый минеральный состав, поскольку эти озера характеризуются, как правило, щелочными водами (так называемые щелочные озера).

Как указывалось раннее, цвет глин определяется главным образом наличием тех или иных примесей, состав и количество которых зависит уже от обстановок осадконакопления.

Разнообразие геохимических условий на континенте обусловливает и разнообразие окрасок континентальных глин. Глины болот и озер гумидной зоны могут быть темно-серыми до черных, поскольку здесь присутствует органическое вещество растительного происхождения. Нередко они имеют серую или сизую окраску, так как в кислых восстановительных средах этих водоемов происходит растворение и вынос главного хромофора – железа (процессы оглеения – [Перельман, 1979]). Очень часто, особенно в зонах аридного климата, озерные и тем более

субаэральные глины имеют бурую и красную окраску и содержат в существенных количествах карбонаты (кальцит, доломит), иногда сульфаты (гипс, ангидрит, иногда целестин).

Наиболее широко распространены в осадочной оболочке Земли морские глины, которые нередко образуют мощные толщи очень широкого площадного распространения. При этом глинистые породы формируются как в прибрежных условиях, так и на шельфах и в океанических глубинах. Важнейшим условием их накопления является спокойная обстановка, очень слабая гидродинамика, ибо только в этих условиях могут осаждаться и фиксироваться на дне тончайшие частички глинистых минералов, хотя далеко не всегда это осаждение происходит по законам простой механической седиментации. Дело в том, что при размерах частиц менее 0,01 мм их осаждение под действием силы тяжести, описываемое законом Стокса, не происходит. Частицы такого размера в результате броуновского движения будут постоянно находиться во взвешенном состоянии. Для осаждения они должны тем или иным образом соединиться в более крупные образования. Этот процесс может быть чисто механическим, когда частицы слепляются в хлопья, либо путем биофильтрации. Многие организмы – фильтраторы пропускают сквозь себя воду, усваивают питательные вещества, микропланктон, а находившиеся в воде глинистые частички склеивают органическим веществом и выбрасывают в виде комочков – пеллет, которые осаждаются уже как более крупные «зерна». Правда, и в этом случае необходимым условием осаждения является очень слабая гидродинамика среды. В осадке органическое вещество разрушается, комочки деструктурируются и остается более однородная гомогенная масса. Вместе с тем реликтовая пеллетовая структура иногда сохраняется и в глинистых породах.

Минеральный состав морских глин частично наследует состав механически перенесенного и переотложенного материала с суши, а частично формируется непосредственно в морских обстановках, отражая их условия.

В самом общем, сильно генерализованном виде в профиле прибрежная зона – шельф – центральная часть бассейна происходит смена каолинитовых глин гидрослюдистыми, а затем монтмориллонитовыми. Но подчеркнем еще раз – это очень и очень общая и упрощенная схема.

В опресненных лагунах гумидных побережий состав глин в существенной степени каолинитовый. В прибрежных зонах, куда каолинит поступает в виде механической взвеси с континента он частично сохраняется, но в значительной мере трансформируется. Во-первых, относительно хорошо образованные кристаллы континентального каолинита подвергаются механическому воздействию, расслаиваются на пластинки, края которых разрываются, крошатся. Во-вторых, щелочные среды ведут к его химическому изменению, разрушению и, видимо, хотя бы частичной гидрослюдизации. В лагунах аридных побережий с их повышенной соленостью, а главное щелочностью, равно как и в морях с

повышенной щелочностью, где осаждались доломиты, в ассоциации с ними формируются магнезиальные палыгорскиты. Таковы, например, палыгорскиты каменноугольных отложений Подмосковья [Ферсман, 1952].

В собственно морских отложениях преобладают гидрослюды и смектиты. Последние могут слагать мощные глинистые толщи, образовавшиеся при подводном преобразовании (гальмиролиза) вулканических продуктов в щелочных средах. Смектитовый или точнее цеолит-смектитовый состав имеют и абиссальные «красные глубоководные глины».

Цвет морских глин во многом зависит от количества и характера хромофоров – органического вещества, соединений железа разной валентности и др., что, в свою очередь, связано с обстановками осадконакопления.

Морские темноцветные, почти черные тонкоотмученные глины, обогащенные органическим веществом, отлагаются в относительно глубоководных условиях. В этом случае волнение не достигает дна, взмучивания не происходит и формируется правильная тонкослоистая или даже микрослоистая текстура. Отсутствие волнения и определенная застойность ведет к некоторому дефициту в придонном слое кислорода, который мог бы окислять накапливающийся в осадке органический материал. Вместе с тем это не были полностью анаэробные бескислородные условия, поскольку здесь обитала и донная фауна, представленная в частности пелециподами и/или брахиоподами с тонкостенными слабоскульптированными раковинками. Такой характер створок подтверждает спокойную гидродинамику придонных слоев – в этих условиях организмам не было необходимости строить массивную раковину, способную противостоять волнению или течению. Вместе с тем, жизнь в таких водоемах была весьма активна, что определило и высокую биологическую продуктивность, и поступление в осадок значительного количества органического материала. Основным поставщиком его был планктон, чаще всего бесскелетный, остатки которого поэтому не обнаруживаются, но одновременно достаточно обильными были нектонные активно плавающие организмы, например, мезозойские головоногие – аммониты и белемниты.

В обстановке аэрируемого придонного слоя, даже в глубоководных условиях, окраски глин желтые, коричневые, красные, обусловленные наличием соединений трехвалентного железа. Примером крайне глубоководных глин такого типа является упоминавшаяся выше так называемая красная глубоководная глина. Вертикальный океанический водообмен поставляет в придонные слои кислород, остатки живших в верхней фотической части водной толщи организмов, главным образом планктонных («дождь трупов»), сюда практически не поступают, так как органическое вещество частично усваивается нектоном, частично окисляется на путях осаждения и здесь существует окислительная обстановка, обусловливающая формирование оксидных форм.

4.6. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Наиболее ярким и осязаемым результатом постседиментационных – диа- и катагенетических изменений глинистых пород является их уплотнение и переход от водонасыщенных илов к легко размокаемым глинам, далее к уплотненным глинам, аргиллитам и, наконец, на начальных стадиях метаморфизма формируются глинистые сланцы. Этот процесс внешне выглядит как чисто механическое «окаменение», однако он сопровождается и очень важными химико-минералогическими изменениями, или точнее сказать, эти изменения столь же, если не более важны и принципиальны, чем простое уплотнение.

Уже в диагенезе происходит ряд важных преобразований, например, перекристаллизация и дегидратация глауконита с появлением типичных для этого минерала почковидных округлых форм с трещинами синерезиса, ориентированными от центра к периферии. На этой стадии происходит и максимальное удаление межзерновой и частично физически связанной воды. В катагенезе уплотнение и обезвоживание количественно уменьшаются, но процесс приобретает принципиально новое качество и ведет к трансформации глинистых минералов, переходу одних минеральных видов в другие. Очень наглядно это было показано на примере распределения по глубинам разных минералов в разрезах мезозоя Прикаспийской впадины (рис. 4.4). На основе

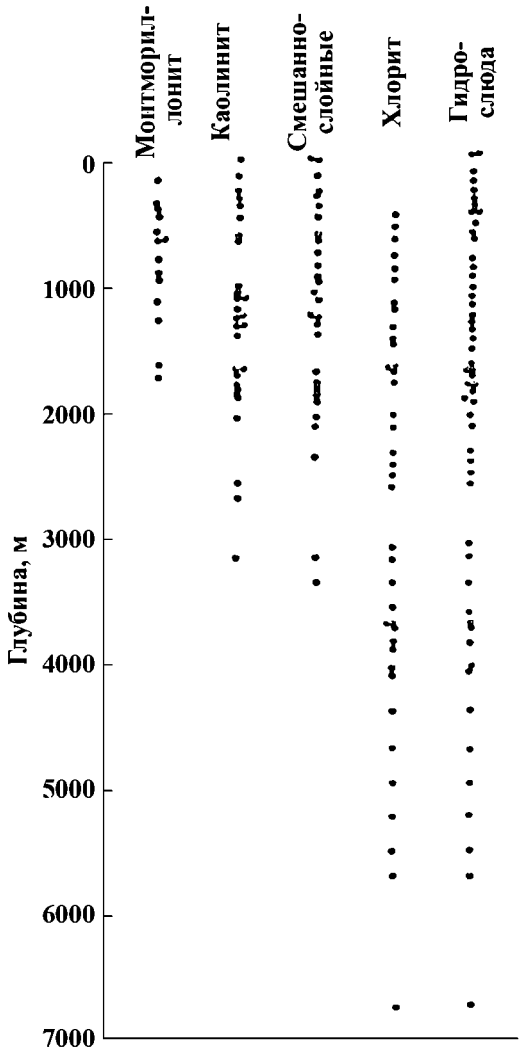


Рис. 4.4. Изменение ассоциации глинистых минералов в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины с глубиной. По Б.К. Прошлякову:
1 – каолиновые; *2* – полиминеральные; *3* – монтмориллонитовые

многочисленных анализов было установлено, что на глубинах около 1800–2000 м исчезает монтмориллонит, 3000–3200 – каолинит и смешаннослойные, которые, как оказалось, переходят в гидрослюды и, видимо, хлориты. Позднее это явление было подтверждено на многочисленных примерах других регионов, хотя сами значения глубин исчезновения минералов группы смектитов и каолинита могут быть различны. Последнее совершенно естественно, поскольку переход их в гидрослюды и хлориты зависит от конкретных геологических условий – геотермического градиента, скорости прогибания, то есть времени нахождения в определенных термодинамических условиях и т.д. Важен сам факт подобной трансформации.

Установлено, что при температурах порядка 70–80 °С из кристаллических решеток смектитов начинают удаляться межслоевые молекулы воды, ионы гидроксила и обменных катионов, катионы Si^{4+} в тетраэдрах замещаются на обладающие меньшим ионным радиусом Al^{3+}, что сопровождается выносом кремнезема, а освободившиеся валентности замещаются ионами калия. В итоге образуются минералы группы гидрослюд. Это, кстати, одно из обстоятельств, определяющих количественное преобладание гидрослюд над другими глинистыми минералами в целом, и особенно в разрезах нефтяных месторождений, залегающих на значительных глубинах.

Подобная трансформация глинистых минералов имеет важные последствия в нефтяной геологии. Дело в том, что переход монтмориллонита в гидрослюду сопровождается выделением энергии. Это тепло является дополнительным фактором, ускоряющим созревание рассеянного органического вещества (напомним, что средняя концентрация органического вещества в глинах в несколько раз выше, чем в других распространенных осадочных породах – песчаниках и карбонатах, а многие глины содержат его существенно выше кларкового уровня) и преобразования его в углеводороды. Последние отделяются от исходного вещества и, выделяясь из породы, производят природный флюидоразрыв, то есть сами создают себе емкость и превращают глины в коллекторы. Промышленные залежи в коллекторах такого рода открыты в майкопских глинах Предкавказья, баженовской свите Западной Сибири и других районах.

Второе следствие этой трансформации – появление свободной воды и ее удаление. Чисто механическое отжатие воды происходит в диагенезе и начальных стадиях катагенеза. При этом удаляется находящаяся в межзерновом пространстве так называемая свободная вода, что ведет к снижению пористости породы. На значительных глубинах, при перестройке кристаллической решетки удаляется химически связанная вода, причем количества ее весьма существенны. Так, выделяющаяся при дегидратации межслоевая и пленочная вода монтмориллонита составляет около 10–15 % от первичного объема осадка. Из физики известно, что вода – это практически несжимаемая жидкость и выделившейся из кристаллической решетки воде надо где-то поместиться, куда-то деться. Если глины переслаиваются с изначально пористыми и проницаемыми

породами, например, песчаниками, то она выжимается туда вместе с растворенными в ней компонентами, что ведет к вторичной цементации этих песчаников. Прорываясь к поверхности по трещинам и зонам разломов в области пониженных температур и давлений, эти горячие воды, содержащие в растворе различные соединения, начинают осаждать их, и образуются гидротермальные жилы, в том числе с рудной минерализацией, не имеющие ничего общего с эндогенным источником ни воды, ни переносимых ею компонентов.

Если же процессы трансформации и выделения воды происходят в мощных однородных глинистых толщах, то формируется система литогенетических катагенетических трещин.

Это, наряду с отмеченным выше образованием вторичной трещиноватости за счет образования углеводородов, ведет к тому, что глинистые породы в форме аргиллитов приобретают свойства коллектора. Промышленные залежи такого рода открыты в майкопских глинах Предкавказья, баженовской свите Западной Сибири и других районах.

4.7. НАУЧНОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЛИН

Уже сам факт широкого распространения глинистых пород, составляющих не менее половины объема всех осадочных пород неогея, говорит об их важном значении в науке и практике. Минеральный состав глинистых пород несет часто важную генетическую информацию о климате и геохимических обстановках места и времени их образовании, что неоднократно отмечалось выше.

Напомним, что каолинит формируется в кислых средах (коры выветривания в областях гумидного климата, болота), минералы группы монтмориллонита и палыгорскит-сепиолита в щелочных условиях – при выветривании в аридном климате, подводно-морских обстановках, содовых озерах и водоемах повышенной солености, которые часто отличаются и повышенной щелочностью, глауконит – практически всегда образуется в морских осадках и т.д.

Надо, однако, четко представлять, что прямые и однозначные выводы только по одному показателю делать весьма опасно, и они должны проверяться и другими независимыми данными. Более того, как показано выше, многие глинистые минералы в катагенезе переходят в гидрослюды, поэтому сама генетическая интерпретация гидрослюдистых глин далеко не однозначна – это могут быть как первичные гидрослюды, формирующиеся в определенных условиях, так и новообразованные, то есть никак не отражающие первичного состава и соответственно условий их образования. Многие глины являются механически переотложенными, то есть также не связанными с геохимическими условиями их накопления.

Наличие кор выветривания, а глины составляют основу их петрографического состава, указывает на континентальные условия, спокойный тектонический режим и умеренно расчлененный рельеф. Глинистые толщи широкого площадного распространения характерны для эпох тектонической стабилизации и спокойного рельефа как подводного, так и равнинного наземного, поскольку при высоком и расчлененном рельефе в бассейны седиментации в значительных количествах поставляется не глинистый, а песчано-алевритовый и даже более грубозернистый материал.

Не менее важно и прикладное практическое значение этих пород. Сами глины являются важными полезными ископаемыми. Они используются для производства фарфора и фаянса, различных керамических изделий, разнообразных стройматериалов и изделий – кирпича, черепицы, различных труб, в качестве важного компонента при производстве цемента и т.д. Многие глины – важные и высококачественные огнеупоры с температурой плавления до 1500 °С. Некоторые виды глин являются наполнителями при производстве резины, бумаги, отдельных сортов мыла и других продуктов. Обладающие высокими сорбционными свойствами глины группы монтмориллонита используются как отбеливающие средства во многих производствах, в качестве катализаторов в ряде химических производств.

Уникальна роль глин как основного минерального вещества почв – основы производства первичных пищевых продуктов для всех животных и сельскохозяйственной деятельности человечества. Эта роль почв определяется содержащимися в ней органическим веществам и бактериями, но минеральным носителем этих веществ являются именно глины.

Глины, как отмечалось выше, часто содержат повышенные концентрации органического вещества, причем нередко сапропелевого состава, благоприятного для нефтеобразования. Тем самым глинистые породы являются одними из важнейших, если не важнейшими нефтепродуцирующими отложениями.

Благодаря своей тонкозернистости и соответственно очень малым размерам пустот между отдельными частицами, диаметр фильтрующих каналов в глинах очень мал и породы практически не проницаемы, хотя могут обладать высокой пористостью. Поэтому выдержанные пласты глин достаточной мощности являются важными флюидоупорами – покрышками залежей нефти и газа.

ГЛАВА 5
КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

5.1. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Карбонатные породы вместе с глинистыми и обломочными образуют триаду наиболее важных и распространенных пород осадочного чехла Земли. Согласно А.Б. Ронову [1993] они составляют 20,4 % объема всех осадочных образований неогея, при этом объем карбонатных пород составляет $200{,}6 \cdot 10^6$ км^3.

Карбонатные породы – это породы, более чем на 50 % сложенные минералами – солями угольной кислоты. Минералов такого состава в земной коре достаточно много (в крупных справочниках приводится описание не менее 70 минералов), однако набор пород резко ограничен. Как правило, это более или менее мономинеральные породы, поэтому их название – это по сути дела названия минералов во множественном числе или с добавлением суффикса «лит»: сидериты (сидеролиты), магнезиты (магнезитолиты), родохрозиты (родохрозитолиты), трона, состоящая из минерала – природной соды, однако абсолютно преобладают две породы: известняки, состоящие в основном из кальцита, и доломиты, состоящие из одноименного минерала. В группе известняков в виде самостоятельной породы иногда выделяют мел – породу специфическую по своим физическим свойствам, происхождению и распространению. В составе карбонатных порд обычно рассматриваются мергели – породы переходные к глинистым.

Для более глубокого изучения карбонатных пород можно ознакомиться с книгами В.Г. Кузнецова [1992, 2003], Дж. Петтиджона [1981], Дж. Уилсона [1980], И.В. Хворовой [1958], В.Т. Фролова [1993], Э. Флюгеля [Fluegel, 1982, 2004], М. Таккера и Райта [Tucker, Wright, 1990], а также обратиться к справочным изданиям [Атлас текстур..., 1969; Атлас структурных..., 2005; Карбонатные породы, 1970, 1971; Adams, MacKenzie, 1998; A Color Illustrated..., 1978; Carbonate Depositional..., 1983; Scholle, Ulmer-Scholle, 2003].

5.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Известняки – это породы, на 50 и более процентов состоящие из минерала кальцита. Современные известковые осадки в значительной мере сложены арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом, то есть кальцитом с неупорядоченной кристаллической решеткой, в котором содержание магния иногда достигает 8 %, однако эти минералы, особенно последний, неустойчивы, метастабильны и достаточно быстро уже в диагенезе переходят в кальцит, поэтому известняки по сути дела сложены кальцитом.

Кроме основного породообразующего минерала, в известняках в качестве примесей могут присутствовать доломит, глинистый материал, кремнезем обычно в виде опала, халцедона, реже кварца, глауконит, обломочный материал алевритовой и песчаной размерности, оксиды и гидрооксиды железа, пирит, органическое вещество и др.

Частое наличие в известняках того или иного количества доломита требует отмечать его при описании породы; при этом очень важно различать два понятия: «доломитность» и «доломитизация». Первое характеризует лишь наличие доломита в породе, поэтому термины «доломитовый» или «доломитистый известняк» отражают то или иное содержание в известняке доломитовой составляющей, что может быть определено химическим анализом, но не указывают на происхождение этого доломита. Второе же понятие указывает, во-первых, на процесс и, во-вторых, на его вторичность, наложенность на первичную породу (или осадок). В связи с этим термин «доломитизированный известняк» четко указывает на происхождение породы за счет постседиментационного изменения первичного известняка, и использование термина «доломитизированный» возможно только после детального литологического, в том числе в шлифах, изучения породы и достоверного установления вторичности появления доломита в результате метасоматических процессов.

Доломиты как породы не менее чем на 50 % состоят из минерала доломита. Кроме этого доминирующего и определяющего само название породы минерала, в породах нередко присутствует кальцит, глинистый материал, кремнезем, обломочный материал, оксиды и гидрооксиды железа, реже палыгорскит, гипс, ангидрит, целестин, флюорит (в виде ратовкита), барит, пирит, органическое вещество.

Собственно терригенные обломочные примеси в виде алевритовых, песчаных и более крупных зерен в известняках и доломитах встречается довольно редко и в относительно небольших количествах, поэтому при их наличии к основному названию добавляется соответствующее прилагательное. Известняки и доломиты обычно светлые породы – от чисто белого мела, до светло-серых, серых, зеленовато-серых или розовато-серых окрасок, обусловленных наличием примесей глинистого материала, а также оксидов железа разной валентности. Более редки темно-серые и почти черные породы. Цвет последних обычно определяется

присутствием значительных количеств дисперсного органического вещества, а иногда и появлением обусловленного им пирита и значительно реже – других сульфидов (например, галенита в стратиформных полиметаллических месторождениях).

Прочность известняков и доломитов различна и зависит от их структуры и степени цементации слагающих их фрагментов. Существуют очень мягкие породы – мел, не очень прочные слабо сцементированные известняки биоморфной структуры, и, напротив, весьма прочные кристаллические разности; доломиты – это обычно породы более прочные. Столь же велик диапазон и плотности карбонатных пород – от высокопористых до сплошных монолитных, практически не пористых и очень плотных пород.

Мергели – тонкозернистые, обычно мягкие светлоокрашенные породы. Это не просто породы, переходные от глинистых к карбонатным, они характеризуются специфическими структурами и самим принципом их выделения. Если основанием обособления тех или иных типов карбонатных пород, как и большинства других пород, является содержание основного породообразующего минерала не менее 50 %, то мергели – это породы, где содержание глинистого материала колеблется в пределах 25–75 %, а карбонатного, соответственно, от 75 до 25 %. Более того, само по себе наличие соответствующего количества глинистого материала в известняке (доломите) не делает породу мергелем. В мергелях структура карбонатной части пелитоморфная или микрозернистая (то есть размер кристалликов по крайней мере менее 0,01 мм) и глинистая и карбонатная части образуют равномерную гомогенную смесь. Если карбонатная составляющая мергеля представлена кальцитом, то породу называют просто мергелем или реже известковым мергелем, если доломитом – то доломитовым мергелем или домеритом.

Важным диагностическим признаком карбонатных пород является их реакция с 10-ти, реже 5 % соляной кислотой. Известняки активно вскипают при взаимодействии с каплей кислоты, доломиты в массе практически не реагируют или реагируют очень слабо, но в порошке реакция идет достаточно активно. Аналогичным образом с кислотой взаимодействуют известковые и доломитовые мергели, но после реакции остается грязное пятно нерастворимого в кислоте глинистого материала.

5.3. ОСНОВНЫЕ СОСТАВНЫЕ (СТРУКТУРНЫЕ) ЧАСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В самом общем виде карбонатная порода структурно представляет собой ассоциацию двух разнородных компонентов – форменных элементов и связующей их кристаллической массы. Имеются и крайние случаи, когда порода практически полностью состоит из кристаллов

(кристаллические доломиты, реже известняки, часто в той или иной степени доломитистые), или реже, форменных элементов (коралловые известняки, чисто отмытые оолитовые известняки и др.).

Форменные элементы, которые в западной литературе, а иногда и в отечественной, называют зернами (*grains*). Отсюда и другое название этих элементов – граноморфные.

Форменые элементы прежде всего можно разделить на две большие группы – скелетные и нескелетные; именно последние часто называют форменными элементами.

Скелетные зерна – это остатки организмов, как целые, так и в виде обломков. Раковинки мелких организмов – фораминифер, остракод, мелких гастропод и некоторых других форм могут встречаться в виде целых, не нарушенных остатков. Чаще же, особенно в случае крупных организмов в породе находятся их обломки – детрит. Значительно раздробленные мелкие (обычно менее 0,1 мм) остатки, принадлежность которых тому или иному организму часто не определима, называются шламом.

Органогенная природа этих форменных элементов не вызывает сомнений, важно установить, остатки каких именно организмов встречены в данной породе, так как это часто позволяет более точно определить условия осадконакопления.

Весьма разнообразны нескелетные зерна. К ним относятся оолиты, пизолиты, сферолиты, онколиты, сгустки (пелоиды), пелетоиды, пеллеты, различные литокласты и др.

Оолиты – это округлые или эллиптические образования размером менее 2 мм с характерной внутренней структурой – наличием центрального ядра и концентрически-слоистой и часто одновременно радиально-лучистой оболочкой (рис. 5.1). В последнем случае аналогично сферолиту (см. ниже) при скрещивании николей образуется темный крест. Подобные же образования размером более 2 мм называются пизолитами. В ряде оолитов в их центрах может находиться обломок раковинки, некарбонатные частицы – обычно зернышки кварца алевритовой размерности, иногда кристаллик кальцита – по-видимому результат перекристаллизации или постседиментационного заполнения первичной полости – пузырька воздуха. Оолиты считались хемогенными образованиями, однако получены многочисленные и достаточно убедительные свидетельства биогенного или, точнее, биохемогенного их происхождения. В зарубежной литературе употребляется также термин ооид, который практически синонимичен оолиту.

Сферолиты – округлые или реже эллипсовидные образования с отчетливо радиально-лучистой внутренней структурой, образованной радиальным расположением тончайших игольчатых кристаллов. В связи с этим в скрещенных николях кристаллы, ориентированные параллельно нитям окуляра, угасают, в результате чего появляется темный крест. При вращении столика микроскопа эти темные кристаллики выходят из положения угасания и осветляются, но на их место приходят другие, которые в этом положении угасают; в итоге темный крест со-

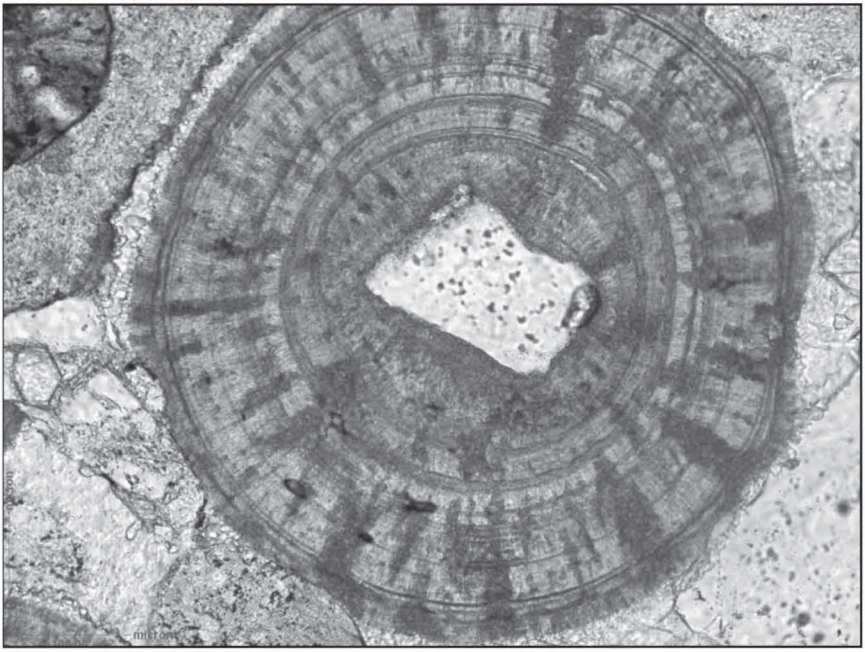


Рис. 5.1. Оолит.
Отчетливо видно концентрическое и радиально-лучистое внутреннее строение. В центре оолита обломок кварца. Без анализатора. Северная Фергана. Палеоген. Масштабная линейка 0,1 мм

храняется. Аналогичная картина часто видна и в оолитах, где имеется подобное радиальное строение. Сферолиты встречаются неизмеримо реже оолитов и, по-видимому, имеют диагенетическое происхождение.

Онколиты – неправильной, но в целом округлой формы образования размером от долей миллиметров до нескольких сантиметров с неправильно концентрической внутренней структурой (рис. 5.2). Образуются за счет жизнедеятельности обволакивающих цианобактерий, последовательно обрастающих со всех сторон, перекатывающийся по дну обломок.

Сгустки и *комки* – округлые или удлиненные стяжения микрозернистого или чаще пелитоморфного карбоната (см. рис. 5.2). Границы сгустков либо отчетливые, резкие, либо расплывчатые, контуры комков обычно неровные, с выступами и вмятинами. Происхождение подобных сгустков самое разнообразное – это могут быть фекальные остатки иглокожих, моллюсков, рыб (копролиты – рис. 5.3), цианобактериальные стяжения, результат переработки осадка илоедами, грануляции и микритизации органических остатков и др. В значительной степени синонимами сгустков и комков являются входящие в русскую научную литературу термины «пеллеты», «пелоиды», «пелетоиды», «тромболиты» (см. словарь терминов).

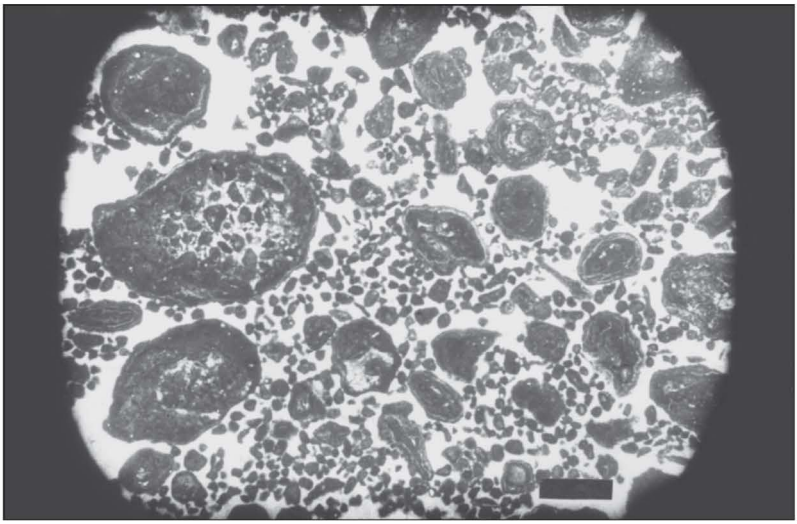


Рис. 5.2. Известняк сгустково-онколитовый.
Форменные элементы составляют 50–60 % площади шлифа и представлены сгустками и онколитами. Онколиты размером 0,1–0,4 мм. В крупных онколитах иногда концентрические оболочки обволакивают более мелкие онколиты и сгустки. Цемент мелко- и среднекристаллический базального типа. Без анализатора. Военно-Грузинская дорога. Титон. Масштабная линейка 1 мм

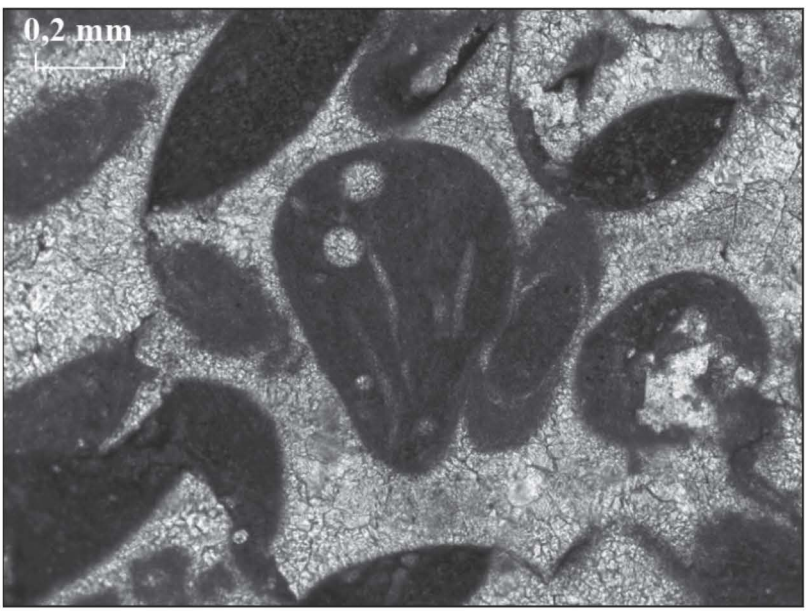


Рис. 5.3. Известняк копролитовый.
Хорошо видны удлиненные с более широким одним и более узким другим концом продольные сечения и округлые поперечные сечения. Цемент кальцитовый мелкозернистый базального и порового типа. Тимано-Печорская впадина. Нижний девон

Литокласты – обломки иных карбонатных пород, переотложенные в данной породе. Подразделяются на интракласты – обломки, образовавшиеся вскоре после отложения и консолидации и переотложенные вблизи от места их образования, то есть в пределах соседних участков морского дна и экзокласты – обломки более древних карбонатных пород, принесенные в бассейн седиментации извне.

Вторая составная часть карбонатных пород, а как было указано выше, иногда и единственная – это кристаллические – кристалломорфные образования. Последние подразделяются по степени однородности, правильности формы, размеру кристаллов и т.д.

Среди кристаллических структур достаточно четко различаются две группы – пелитоморфные (рис. 5.4) с очень мелким размером кристаллов (в отечественной литературе обычно менее 0,005 мм, в западной, где они называются микритом, часто менее 0,0062 мм) и более крупнокристаллические – примерно от 0,1 мм и выше. Промежуточные размеры как правило более редки.

Пелитоморфный или микритовый материал либо целиком образует породы (пелитоморфные известняки и доломиты или кальцимикриты и доломикриты), либо располагается между форменными элементами, выполняя функцию цемента. Подобный материал образуется преимущественно биохемогенным путем в результате бактериальной деятель-

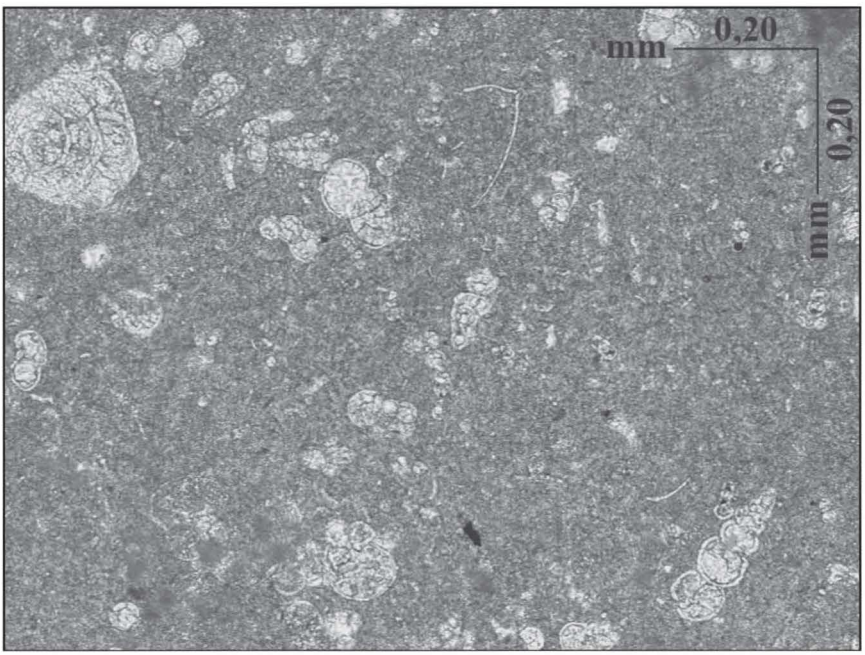


Рис. 5.4. Известняк пелитоморфный с единичными остатками планктонных организмов.
Северный Кавказ. Верхний мел

ности, а также путем деструкции органических остатков и другими способами (см. ниже). Что касается более крупнокристаллического карбоната или спарита (от английского *spar* – дословно «шпат», но употребляется для обозначения прозрачных обычно легко раскалывающихся кристаллических минералов; в русском языке примерно соответствует понятию яснокристаллический кальцит или доломит), то он имеет постседиментационное происхождение. Частично образуется в диагенезе, когда из иловой воды химическим путем осаждаются карбонатные минералы, обычно кальцит или арагонит, образующие крустификационные и регенерационные каемки вокруг форменных элементов, заполняющие пустотки, интерстиции между форменными элементами, во внутренних полостях раковинок после разложения органического вещества отмершего организма и др. Аналогичное заполнение пустот и каверн, инкрустация полостей происходит и в катагенезе. Значительная часть яснокристаллического карбоната – результат катагенетической перекристаллизации первичного более мелкозернистого, в том числе пелитоморфного материала, а также метасоматического доломитообразования.

Наличие тех или иных форменных элементов, их количество и соотношение друг с другом и с кристаллической, в том числе микритовой массой, по сути дела определяет структуру карбонатной породы и является важным классификационным признаком, а также генетическим показателем.

5.4. ПРИНЦИПЫ И СХЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Как и все осадочные породы, карбонатные породы могут подразделяться и подразделяются по разным показателям. Первое подразделение общепринято проводить по вещественному – минеральному составу на известняки, доломиты и смешанные глинисто-карбонатные породы – мергели. Следующий уровень деления основан на структуре пород. Принципы и схема вещественного подразделения карбонатных и глинисто-карбонатных пород в нашей стране была разработана С.Г. Вишняковым, и его классификация с небольшими изменениями практически используются и поныне. «Чистыми» породами считаются те, содержания примесей в которых не превышает 10 %. Далее названия пород образуются с учетом принятого в петрографии словообразования с суффиксами «–ист» и «–ов».

Соответствующие названия пород ряда известняк-доломит и их состав приведены в табл. 5.1.

Для классификации трехкомпонентных пород используется несколько модернизированный треугольник С.Г. Вишнякова (рис. 5.5).

Таблица 5.1

Классификация известково-доломитовых пород по химико-минералогическому составу

Порода	Содержание, %		CaO / MgO
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	
Известняк	90–100	10–0	24,6 и более
Известняк доломитистый	75–90	25–10	9,1–24,6
Известняк доломитовый	50–75	50–25	4,0–9,1
Доломит известковый	25–50	75–50	2,3–4,0
Доломит известковистый	10–50	90–75	1,7–2,3
Доломит	0–10	100–90	1,4–1,7

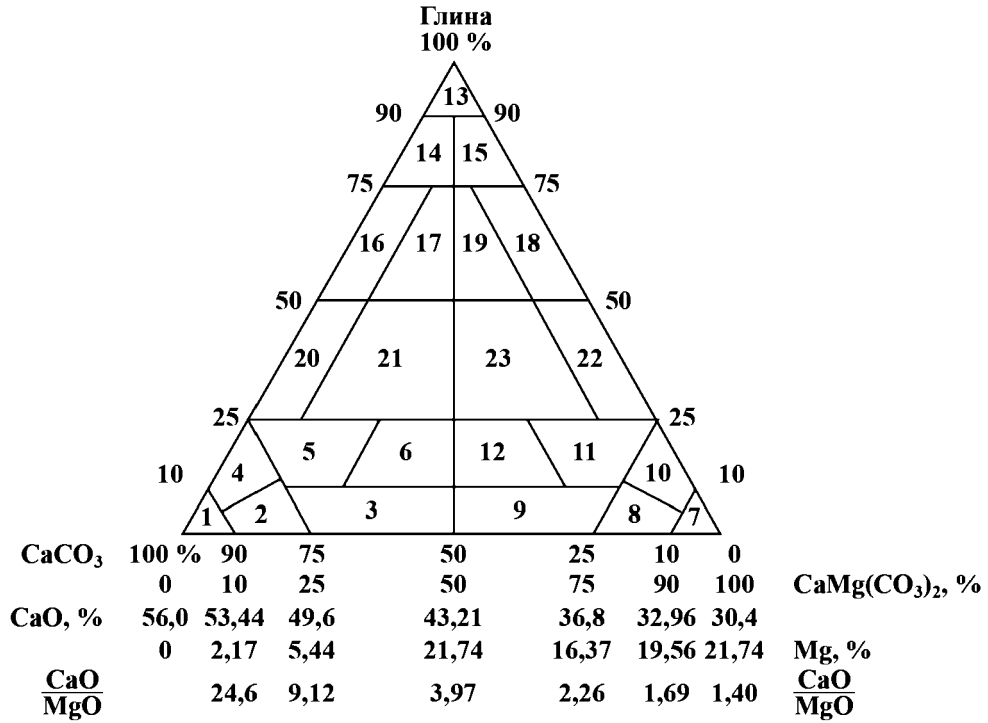


Рис. 5.5. Схема классификации глинисто-карбонатных пород.
Известняки: поля *1–6*; доломиты: поля *7–12*; глины: поля *13–15*; мергели: поля *16–23*. *1* – известняк; *2* – известняк доломитистый; *3* – известняк доломитовый; *4* – известняк глинистый; *5* – известняк глинистый доломитистый; *6* – известняк глинистый доломитовый; *7* – доломит; *8* – доломит известковистый; *9* – доломит известковый; *10* – доломит глинистый; *11* – доломит глинистый известковистый; *12* – доломит глинистый известковый; *13* – глина; *14* – глина известковистая; *15* – глина доломитистая; *16* – мергель глинистый (глина известковая); *17* – мергель глинистый доломитистый (глина известковая доломитистая); *18* – мергель глинистый доломитовый (глина доломитовая или сильно доломитистая); *19* – мергель глинистый известковистый доломитовый (глина известковистая сильно доломитистая); *20* – мергель; *21* – мергель доломитистый; *22* – мергель доломитовый (домерит); *23* – мергель доломитовый известковистый (домерит известковистый)

Таблица 5.2

Принципиальная схема подразделения карбонатных пород по их структуре

Структуры / Примеры пород	Биоморфные (состоящие из целых остатков организмов в положении роста)				Зернистые (граноморфные)			Кристаллические (кристалломорфные, кристаллитовые)		Обломочные (кластоморфные, кластолитные)
	Биогермные (зоо- и фитобиогермные)			Цельнораковичные	Скелетные		Нескелетные (форменные)	Равнозернистые (равнокристаллические, гомеомерные, гомеометрические, гомеометрически-зернистые)	Разнозернистые (разнокристаллические, гетеморфные, гетерометрические, гетерометрически-зернистые)	По размеру и частично по окатанности карбонатных обломков
	Ветвистые	Пластинчатые	Обволакивающие (и цементирующие)							
Известняки, доломиты	Коралловые, мшанковые, строматолитовые, эпифитовые, серпуловые и др.	Палеоаплизиновые и др.	Строматолитовые и др.	Ракушечники: фораминиферовые, устричные, птероподовые, тентакулитовые, сферовые и т.д.	Органогенно-обломочные (детритовые) состоят из определяемых органических остатков размером обычно более 0,1 мм	Шламовые: состоят из неопределимых обломков органических остатков размером обычно менее 0,1 мм	Пизолитовые, оолитовые, псевдоолитовые, онколитовые, комковатые, сгустковые, пелловидные, пеллетовые, сферолитовые, копролитовые, желваковые и т.д.	Пелитоморфные > 0,005 мм Микрозернистые (кристаллические) 0,005–0,05 мм Тонкозернистые (кристаллические) 0,05–0,1 мм Мелкозернистые (кристаллические) 0,1–0,25 мм Среднезернистые (кристаллические) 0,25–0,5 мм Крупнозернистые (кристаллические) 0,5–1 мм	Разнозернистые, в том числе порфировидные и др.	Известняков (доломитов), брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты
	Полибиогермные, полифитовые									

						Грубозернистые (кристаллические) 1,0–2,0 мм Гигантозернистые (кристаллические) < 2,0 мм		
			Включая мел			Включая туфы и травертины, имеющие крустификационную структуру (точнее текстуру, так как она характеризуется взаимным расположением кристаллов в пространстве)		

При использовании этой классификации следует иметь в виду, что столь дробные подразделения и столь точное название породы возможны лишь при наличии результатов химических анализов. При массовых петрографических исследованиях, когда содержание породообразующих компонентов определяется с точностью не более 5–10 %, сами названия пород также определяются приблизительно. Второе примечание к этой классификации касается мергелей. Выше указывалось, что при обособлении группы мергелей нарушается наиболее распространенный принцип выделения пород по наличию 50 и более процентов основного компонента. Поэтому «чистыми», «истинными» мергелями являются породы, содержащие 50–75 % карбонатного и соответственно 50–25 % глинистого материала (поля 20–23 диаграммы). При обратных соотношениях породу называют либо глиной известковой (сильно известковистой), либо мергелем глинистым; аналогичная ситуация в случае, если карбонатный материал представлен доломитом (поля 16–19).

В западной литературе мергелем (*marl*) называют глинисто-карбонатную породу с содержанием глины 35–65 % и карбоната, соответственно, 65–35 %.

Чрезвычайно важным является структурная классификация карбонатных пород, которая основана на наличии, количестве и количественных соотношениях друг с другом форменных элементов («зерен») разного типа и кристаллической массы.

В связи с разнообразием структурных компонентов и их сочетаний создание всеобъемлющей классификации, охватывающей все существующие разновидности карбонатных пород в принципе вряд ли возможно.

В связи с этим классификация может отражать лишь крупные группы, выделенные по преобладанию тех или иных структурных компонентов – целых остатков организмов, их обломков, нескелетных форменных элементов, кристаллов, карбонатных обломков.

Соответственно, выделяются четыре главных структурных группы карбонатных пород – биоморфные, зернистые, кристаллические и обломочные (табл. 5.2).

Дальнейшее подразделение каждой группы осуществляется на основе разных показателей. Биоморфные известняки (и доломиты) могут быть образованы, во-первых, каркасными, пластинчатыми или обволакивающими, цементирующими животными и растительными организмами и тогда образуются биогермные структуры (и породы), и, во-вторых, за счет скопления раковин животных организмов, в результате чего образуются цельнораковинные ракушняки.

Зернистые граноморфные карбонатные породы подразделяются по типу зерен на скелетные, сложенные обломки скелетов организмов (детритом и шламом) и не скелетные, сложенные самыми различными форменными элементами – оолитами, онколитами, копролитами и т.д. (рис. 5.6). Вообще органогенно-обломочные структуры карбонатных пород развиты весьма широко. Для них предложен удачный термин – биокластовые, позволяющий избежать в названии указания на происхождение – корень «генно».

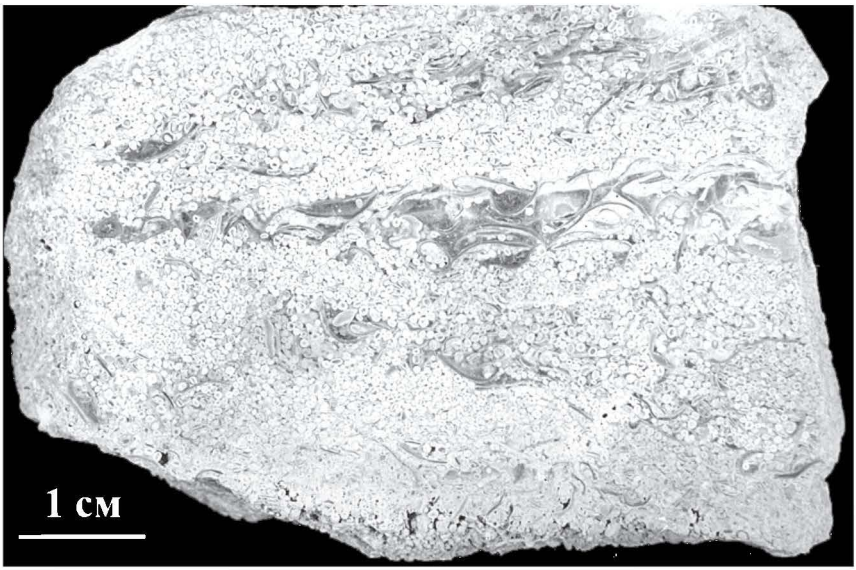


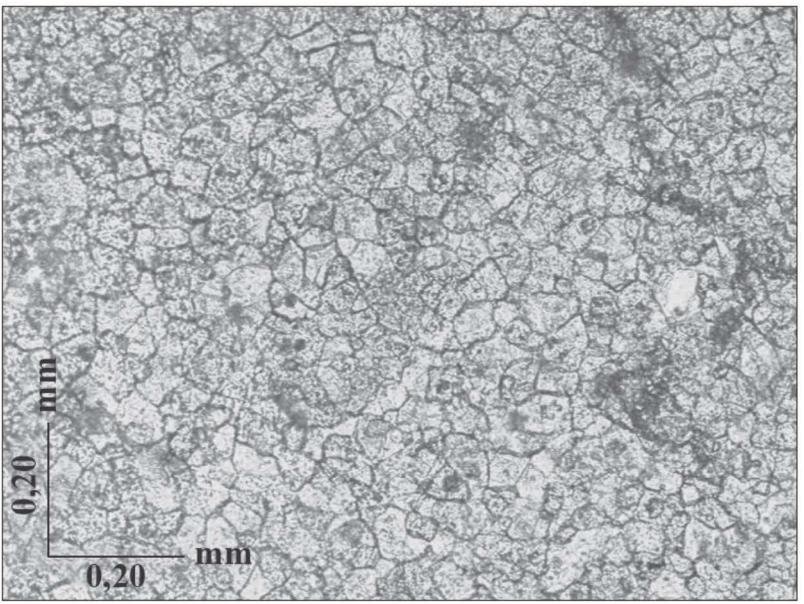
Рис. 5.6. Граноморфный – оолитовый – известняк с прослойками и линзами раковин пелеципод.
Юго-западная Германия. Байос-бат

Весьма разнообразна группа кристаллических карбонатных пород. Их подразделение и описание проводится на основе характеристики кристаллов по их размерности, форме, однородности размеров и т.д. Надо отметить, что эта группа пород достаточно неоднородна, что связано со вторичным – за счет перекристаллизации и доломитизации – происхождением и соответственно наличием некоторых переходных разностей. При полной, завершенной перекристаллизации (и доломитизации) породы обладают кристаллической структурой «в чистом виде» (рис. 5.7). Однако, нередко на фоне сплошной кристаллической массы сохраняются реликты, «тени» первичных структур, проглядывают контуры органических остатков, оолитов и других первичных структурных элементов. Наконец, известны случаи, когда большая часть породы даже в пределах шлифа имеет кристаллическую структуру, а какие-то участки сохранили исходную структуру. С некоторой долей условности такие породы можно назвать реликтовыми.

Наконец, карбонатные породы обломочной структуры подразделяются по размеру обломков как и обычные обломочные породы с выделением известняковых (доломитовых) песчаников, алевролитов, гравелитов и т.д.

Эта классификационная схема не включает огромного разнообразия «смешанных» разностей, скажем гастроподово-оолитовых, криноидно-фораминиферовых, полибиогермных и других видов известняков, а также различного сочетания структур зернистых (граноморф-

а



б

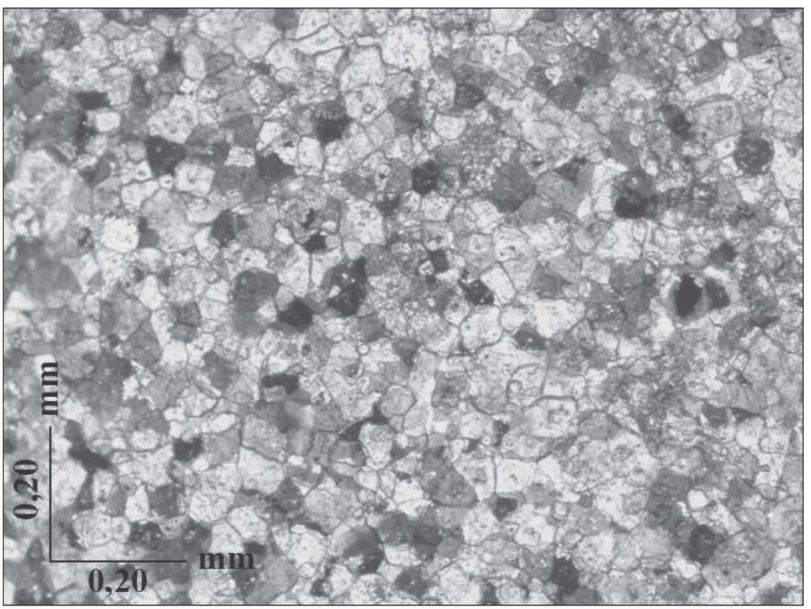


Рис. 5.7. Доломит.
Структура кристаллическая, среднезернистая, эвгедральная и субгедральная. Кристаллы слегка мутные за счет включений тончайшего реликтового кальцита. Без анализатора. Оренбургская область. Турне. (Варианты: *а* – николи параллельны, *б* – николи скрещены)

ных), обломочных (кластоморфных) и кристаллических (кристалломорфных).

Далее, и известняки и доломиты, не говоря уже о промежуточных между ними разностях, могут иметь все указанные в головке табл. 5.2 структуры. Известны первично доломитовые биогермные структуры, в частности строматолитовые в докембрии, описаны полностью доломитизированные коралловые известняки с сохранением структуры кораллов. И хотя последние образования явно вторичные, по объективным структурно-вещественным признакам это уже не известняки коралловые, а доломиты коралловые, как ни необычно звучит это сочетание. Другое дело, что количественные соотношения структур разного типа в известняках и доломитах различны. Для первых преобладающими являются биоморфные и граноморфные структуры, для вторых – кристаллические.

Поскольку многие доломиты являются породами вторичными, образовавшимися при доломитизации известняков, для них характерны специфические структуры. Во-первых, здесь нередки порфировидные структуры, когда в более мелкозернистой кальцитовой массе располагаются гипидиоморфные крупные кристаллы доломита. Во-вторых, при значительной или почти сплошной доломитизации на фоне сплошной кристаллической структуры в виде «теней», «фантомов» просвечивают реликты первичных структур – контуры оолитов, органических остатков и т.д. Сами кристаллы доломита обычно мутные за счет наличия тонкорассеянных реликтов первичного кальцита.

Среди зарубежных классификаций карбонатных пород наибольшим распространением пользуется схема Р. Данема с дополнениями А. Эмбри и Дж. Кловена (табл. 5.3), которая принята практически в большинстве, если не во всех, международных публикациях для унификации терминологии и однозначного описания пород.

Первое самое крупное подразделение пород проводится по наличию (сохранности) или отсутствию первичных структур. Дальнейшее подразделение проводится по разным показателям. Для первой группы с сохранившимися первичными структурами используются количественные соотношения первичных форменных элементов и цемента, а также структура последнего. Во второй группе классификация производится по характеру кристаллов.

Отдельные конкретные типы классификации Р. Данема и др. далеко не всегда имеют прямые аналоги в отечественных названиях. Так, баундстоуны по сути дела являются синонимом применяемого у нас термина биогермный известняк. Его разновидности уже не столь очевидно сопоставляются с терминами, принятыми в нашей литературе. Фреймстоуны можно сопоставить с каркасными известняками. Сложнее обстоит дело с байндстоунами, так как строматолитовые известняки (и доломиты) составляют лишь часть этого понятия; термины для других возможных типов известняков-байндстоунов в отечественной литературе отсутствуют. То же в полной мере относится к бафлстоунам. Термины мадстоун и частично вакстоун можно сопоставить с микрозер-

Таблица 5.3

Классификация карбонатных пород по их структуре и происхождению Р.Данхема, А. Эмбри и Дж. Клована

<table>
<tr><td colspan="8">Первичные осадочные структуры могут быть установлены</td><td>Первичные структуры не могут быть установлены</td></tr>
<tr><td colspan="3">Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения</td><td colspan="3">Первичные компоненты были связаны между собой в процессе осаждения</td><td colspan="2">Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения</td><td rowspan="3">Подразделяются по физическим показателям структурных элементов: размеру и морфологии кристаллов и т.д.</td></tr>
<tr><td colspan="3">Форменные элементы (зерна) имеют алевролитовую и песчаную размерность (< 2 мм)</td><td colspan="3" rowspan="2">Баундстоун – автохтонный известняк, первичные компоненты которого связывались организмами в процессе осаждения, остатки организмов находятся в положении роста</td><td colspan="2">Более 10 % форменных элементов имеют размер > 2 мм</td></tr>
<tr><td colspan="2">Содержится илистый материал пелитовой и мелкоалевритовой размерности</td><td>Илистого материала мало</td><td>Содержится илистый материал, образующий цемент порового и базального типа</td><td>Илистого материала мало, зерна соприкасаются друг с другом</td></tr>
<tr><td colspan="2">Зерна не соприкасаются друг с другом и заключены в илистом материале</td><td colspan="2">Зерна соприкасаются друг с другом и поддерживают друг друга</td><td colspan="3" rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Зерен менее 10 %</td><td>Зерен более 10 %</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Мадстоун – микро- или тонкозернистый известняк с незначитель-</td><td>Вакстоун – микро- и тонкозернистый известняк с достаточно обиль-</td><td>Пакстоун – известняк, состоящий из форменных элементов размером < 2 мм, с</td><td>Грейнстоун – известняк, состоящий из форменных элементов размером</td><td>Бафлстоун – автохтонный известняк, в котором первичные компоненты осадка улавливались и</td><td>Байндстоун – автохтонный известняк, в котором пластинчатые и таблитчатые организмы покрывали,</td><td>Фреймстоун – автохтонный известняк, в котором массивные формы ископаемых организмов образуют во</td><td>Флаустоун – известняк, состоящий из форменных элементов, в том чис-</td><td>Рудстоун – известняк, состоящий из форменных элементов, в том чис-</td></tr>
</table>

ным содержанием форменных элементов размером < 2 мм	ными (до 40–50 %) форменными элементами размером < 2 мм	тонко-микро-зернистым цементом порового и базального типа	< 2 мм с яснокристаллическим (спаритовым) цементом порового и базального типа	осаждались стеблевидными организмами, последние уменьшали скорость движения воды, что служило причиной осаждения	инкрустировали и тем самым связывали первичные компоненты осадка; остатки организмов могут составлять не более 15 % общего объема породы	время осадконакопления прочный трехмерный остов. Остатки организмов образуют опорный каркас, промежутки которого могут заполняться карбонатным материалом иной структуры	ле и гравийной (рудитовой) размерности с микротонкозернистым цементом порового и базального типов	ле и гравийной размерности, с ясно-кристаллическим (спаритовым) цементом порового типа	

нистыми известняками, содержащими то или иное количество зерен – форменных элементов. Прямых аналогов же терминам пакстоун, грейнстоун, флаутстоун и рудстоун в русской литературе нет, так как они характеризуют породы, состоящие из зерен разного размера с разным характером цемента, но не указывают тип зерен, что является главным в отечественной петрографии, ибо мы прежде всего говорим об известняке фораминиферовом, оолитовом, обломочном и т.д.

Надо однако отметить, что в практическом использовании часто употребляются не «чистые» термины, а делается «расшифровка» в виде прилагательного, обозначающего основной или основные виды форменных элементов, например, «оолитовый пакстоун», «ообиогрейнстоун». Таким образом, при расшифровке характера форменных элементов возможны более уверенные сопоставления. Так, оолитовый доломитовый пакстоун можно сопоставить с доломитом оолитовым с микрозернистым цементом базального и порового типов.

Эта классификация имеет и определенный генетический смысл, отражая прежде всего динамику среди отложения. Так мадстоуны – образования спокойных вод, а по мере увеличения гидродинамической активности возрастает количество скелетного материала, появляются вакстоуны, пакстоуны и грейнстоуны, сокращается количество микрита при одновременном возрастании спарита.

Одной из принципиальных особенностей карбонатных пород является то, что многие структурные компоненты и структуры в целом имеют важное генетическое значение. Выше были приведены сведения о соотношении структуры и гидродинамики среды отложения. Весьма определенными показателями биогенного механизма осаждения карбонатного материала являются биоморфные и скелетно-обломочные структуры. Все это, а также естественное желание выяснить генезис пород привело к созданию разнообразных генетических классификаций с выделением групп биогенных (органогенных), хемогенных и биохемогенных, обломочных пород, а также пород неясного происхождения – криптогенных. Поскольку выяснение генезиса пород основано практически только на их структуре, подобные классификации по сути дела являются структурно–генетическими, а выделяемые в них типы пород – структурно-генетическими типами. В зарубежной литературе близкое по смыслу или почти синонимическое значение имеет термин «микрофация».

5.5. МЕХАНИЗМЫ И ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В общем виде в настоящее время известно три основных способа осаждения материала – биогенный, биохемогенный и хемогенный. Наличие обломочных карбонатных пород – известняковых песчаников,

гравелитов и т.д., равно как и наличие экстракластов не является основанием для выделения «обломочного» механизма, так как это механически переотложенный, образовавшийся ранее одним из трех указанных способов, карбонатный материал.

Наиболее простым механизмом осаждения, с точки зрения определения геологом, является биогенный. Биогенное осаждение карбонатного вещества определяется жизнедеятельностью различных растительных и животных организмов, которые извлекают растворенные в морской воде карбонаты и строят из них свои скелеты, состоящие из кальцита, арагонита и высокомагнезиального кальцита; в резко подчиненном количестве иногда образуется брусит, стронцианит. В результате многочисленных смен поколений карбонатоосаждающих организмов, накапливающиеся на дне твердые остатки образуют карбонатные осадки, которые затем превращаются в карбонатные породы. Среди осаждающих карбонаты организмов представители разных царств – растения и животные, различных экологических групп – плавающие (кокколитофориды, птероподы, головоногие), прикрепляющиеся ко дну колониальные (мшанки, кораллы, археоциаты) и одиночные (фораминиферы, криноидеи, устрицы, брахиоподы) организмы, свободно лежащие (брахиоподы) и передвигающиеся по дну (морские ежи, гастроподы, пелециподы) и другие организмы.

Хемогенное осаждение карбонатного материала обусловлено достижением предела его растворимости и связано со сдвигом карбонатного равновесия за счет удаления углекислоты по схеме:

$$\underset{\text{раствор}}{Ca(HCO_3)_2} \rightarrow \underset{\text{твердая фаза}}{\underline{CaCO_3}} + H_2O + CO_2\uparrow.$$

Строго говоря, реакция эта обменная и процесс по этой схеме может идти и в ту, и в другую сторону. Из химии известно, что подобные обменные реакции идут в том направлении, где, по тем или иным причинам, из сферы реакции удаляются какие-либо продукты. Мощнейшим фактором удаления углекислого газа является жизнедеятельность водорослей, цианобактерий, и вообще автотрофов, которые используют его в процессе фотосинтеза. Именно этот процесс и определяет биохимический способ осаждения карбонатного материала.

При этом возможны два варианта. В первом случае изменения среды сугубо локальны и происходят непосредственно у организма (или колонии организмов) и тогда происходит обизвесткование водоросли, тех или иных ее частей или водорослевого или цианобактериального мата. Классическим примером таких образований являются строматолиты, многие микробиальные образования – пленки, корки, стяжения. Морфологические особенности таких выделений помогают практически однозначно связать их образование с жизнедеятельностью организмов, то есть определять механизм их выделения и осаждения, как условно биогенный или псевдобиогенный.

Во втором случае изменения среды происходят в значительном объеме и карбонатный материал выделяется из воды бассейна в виде мути – тончайших кристалликов; в результате образуются обычные пелитоморфные и микрозернистые карбонатные илы. Таково, например, сезонное, связанное с цветением фитопланктона появление известкового материала в виде белесых пятен в Красном море и Персидском заливе, осаждение известково-магнезиальных соединений, в том числе протодоломита (то есть минерала по химическому составу практически идентичного доломиту, но имеющего неупорядоченную кристаллическую решетку, отличную от решетки настоящего доломита) в лагуне Куронг в Австралии. Заметим, что Красное море характеризуется несколько повышенной по сравнению со среднеокеанической соленостью (до 4,2 %), а в лагуне Куронг осадка карбонатов происходит при пониженной солености.

Надо сказать, что подобные биохимические механизмы ведут к образованию как известняков, так и доломитов. Вообще проблема образования доломита за более чем двухсотлетнюю историю его изучения, далека от своего однозначного решения. До сих пор неясно, осаждается ли двойная углекислая соль кальция и магния в виде доломита, протодоломита или в виде отдельных кальциевых и магниевых соединений, которые затем и кристаллизуются в доломит. По-видимому, общим правилом является соосаждение известковых и магнезиальных соединений и диагенетическое образование доломита как минерального индивида. Поэтому принципиально важно говорить о механизмах и условиях осаждения именно магнезиальных соединений, а не собственно доломита, хотя в ряде случаев возможно и происходит садка непосредственно доломита или по крайней мере протодоломита. Наличие мощных толщ строматолитовых доломитов свидетельствует об осаждении доломитов биохемогенным, или более узко-псевдобиогенным путем. Современное осаждение доломита в лагуне Куронг в Австралии происходит при пониженной солености, но повышенном значении pH (днем до 9,5–10,2), возникающем в периоды бурного развития растительности, то есть биохемогенным путем.

Частая ассоциация доломитов с сульфатами свидетельствует о повышенной солености водоема, но не является аргументом их хемогенности. При повышенной солености водоема исчезают представители стеногалинной фауны, которые, кстати, в процессе жизнедеятельности выделяют углекислый газ, но активно развиваются толерантные авторофы, в частности цианобактерии, которые и создают геохимическую среду, способствующую осаждению магнезиальных соединений, и, в конгечном счете – доломита. Так, в заливе Акаба Красного моря формируются строматолитовые доломиты в водах с соленостью до 14,58 %, причем повышенное содержание доломита отмечается в тех прослойках строматолитов, которые обогащены органическим веществом. Фоссилизированные колонии цианобактерий описаны в древних ангидрито-доломитовых и гипсово-доломитовых отложениях. Более того, установлены даже ангидритовые строматолиты.

Чисто хемогенное 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, солености и др.

Несмотря на относительную простоту этих исходных положений, установить и доказать чисто хемогенное выделение карбонатного материала весьма сложно. С наибольшей вероятностью можно полагать, что хемогенными 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.

Аналогично хемогенными являются различные крустификационные образования, яснокристаллический карбонат в строматактисах, структуры типа «птичьих глазок», но они в массе своей диагенетичны, составляют какую-то, часто значительную часть породы, но не определяют само происхождение именно породы.

Значительно сложнее обстоит дело с пластовыми карбонатными породами, отложившимися в водоемах. Прежде всего надо отметить, что из группы хемогенных следует исключить все яснокристаллические разности, которые ранее нередко рассматривались как хемогенные, а на самом деле образуются в результате вторичной перекристаллизации самых разных по происхождению пород или метасоматической доломитизации известняков. Далеко не очевидно хемогенное происхождение пелитоморфных, оолитовых и других подобных известняков. Так, использование не обычного поляризационного микроскопа, а более сложной аппаратуры показало, что многие пелитоморфные карбонатные породы на самом деле являются биогенными. Хрестоматийный пример – пелитоморфные известняки верхнего мела Тетиса. Прежние представления о них как хемогенных образованиях оказались ложными, так как при изучении этих пород с помощью сканирующего микроскопа выявлено обилие обломков кокколитофорид, то есть по сути дела это уплотненный мел (см. главу 2). Аналогична ситуация с тонкодисперсными современными осадками Черного моря, которые оказались в значительной мере кокколитовыми. Электронно-микроскопические исследования современных илов Большой Багамской банки и залива Акаба показали, что игольчатые кристаллы арагонита, слагающие пелитоморфные осадки, в значительной степени являются продуктом деструкции известковых водорослей, фораминифер, моллюсков, кораллов. В ряде случаев микритовые и пелоидные известняки являются продуктом жизнедеятельности цианобактерий. Наконец, как было показано выше, многие пелитоморфные и микрозернистые илы на самом деле образуются биохимическим путем, когда массовое цветение фитопланктона меняет pH среды водоема.

Столь же неоднозначна интерпретация оолитов, как чисто хемогенных образований. Во-первых, между онколитами, образованными синезелеными водорослями, и «истинными» оолитами существует масса пе-

реходов и четкая граница между биохемогенными (псевдобиогенными) онколитами и «истинными хемогенными оолитами» и отсутствует, что само по себе вызывает сомнение в чистой хемогенности последних. Специалисты микропалеонтологии, многие из них, определяют их как микрофитолиты, выделяя определенные группы – *Osagia, Asterospheroides, Radiosus, Vermiculites* и др. Во-вторых, изучение оолитов Большой Багамской банки, Персидского залива и других областей современного карбонатообразования показали, что формирование концентрической структуры оолитов обусловлено переслаиванием тангенциально расположенных игольчатых кристаллов арагонита и органического вещества – водорослей слизи. Остатки нитчатых цианобактерий обнаружены ныне даже в докембрийских оолитах. Наконец, концентрации стронция в современных оолитах выше тех, которые, согласно термодинамическим расчетам, могли бы при существующих температурах и давлениях содержаться в арагоните (в виде изоструктурной примеси стронцианита к арагониту). Избыточное на 14–15 % количество стронция объясняется жизнедеятельностью бактерий и водорослей.

Говоря о химической садке карбонатов, полезно напомнить данные по химии морской воды. Установлено, что в тропических районах произведение растворимости кальцита в поверхностных водах превышено в 7–8 раз. Экспериментально показано, что для спонтанного чисто химического выделения карбоната кальция из морской воды необходимо 50-кратное пересыщение раствора, что недостижимо в естественных условиях. Вместе с тем, при значительных временных интервалах хемогенное выделение минералов происходит, но размеры формирующихся кристалликов близки коллоидным и при такой дисперсности они находятся лишь во взвеси. Их осаждение возможно двумя путями. Во-первых, с помощью организмов-фильтраторов, пропускающих через себя громадные объемы воды и задерживающих при этом высокодисперсные частицы карбоната кальция, которые слипаются в комочки, сгустки и в таком виде осаждаются. Во-вторых, путем нарастания на существующих более крупных кристаллах-зародышах – детрите раковин, возникающего на литорали мути и т.д. Нетрудно видеть, что оба эти механизма химическим путем увеличивают массу карбонатного осадка, но опять-таки не без заметного участия, хотя и косвенного, организмов.

Таким образом, масштабы чисто химической садки карбонатов, особенно карбонатов кальция, оказываются резко ограничены и само такое осаждение зависит не столько от солености и концентрации растворенных карбонатов, сколько от величины pH, определяемой главным образом жизнедеятельностью водорослей и бактерий. Вместе с тем полностью исключить такой способ осаждения было бы неверным, приходится лишь признать его существенно меньшие масштабы, хотя в определенных фациях он может играть значительную роль.

Карбонатные отложения формируются в самых различных условиях, от наземных субаэральных, где образуются известковые туфы (по сути дела самостоятельные породы. сложенные кальцитом), и озерных,

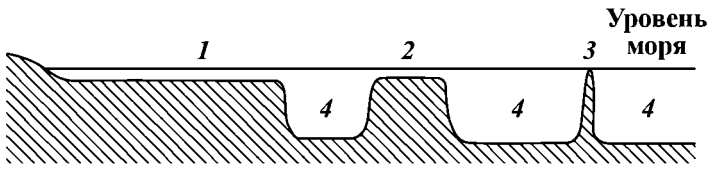


Рис. 5.8. Основные палеогеографические области карбонатонакопления:
1 – шельф; *2* – изолированные отмели среди глубоководных бассейнов; *3* – рифы; *4* – пелагиаль

до океанических глубин, однако абсолютное большинство – это морские отложения двух видов – мелководные и глубоководные (рис. 5.8).

Один тип мелководных обстановок – это теплые водоемы со среднеокеанической или несколько повышенной соленостью, 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.

Другой тип – это обширные внутриокеанические отмели типа Багамской банки. Благодаря своей морфологии карбонатные образования этих зон получили в современной западной литературе названия изолированных карбонатных платформ. В отличие от эпиконтинентальных карбонатных толщ, которые с одной стороны замещаются терригенными прибрежными, а затем континентальными образованиями, а с другой – постепенно или достаточно резко переходят в той или иной степени в глубоководные отложения и часто обрамлены рифами, изолированные карбонатные платформы имеют крутые склоны и со всех сторон окружены глубоководными фациями.

Наконец, 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, которые как указывалось выше, усваивают растворенную в морской воде углекислоту и тем самым способствуют осаждению карбонатного материала. В этих условиях формируются бентоногенные формации, преимущественно путем биогенного и биохемогенного осаждения.

Специфическим типом бентоногенных мелководных карбонатных образований являются рифы. Рифы – это сложные геологические образования, возникающие в результате жизнедеятельности колониальных или нарастающих организмов и представляющие собой карбонатный массив, сложенный, по крайней мере частично, остатками организмов и продуктами их разрушения. Поскольку скорость роста рифа превышает скорость накопления окружающих осадков, его мощность больше мощности синхронных отложений и он возвышается над ними. Главными рифостроителями в течение геологической истории были водоросли и

кишечнополостные, причем отдельные группы последних сменяли друг друга во времени. Так, в палеозое важными рифостроителями были строматопороидеи и табуляты, позднее ругозы и мшанки, в мезозое и кайнозое – шестилучевые кораллы. Рифы формировались либо в виде изолированных тел среди глубоководных отложений, либо образовывали цепь рифов – асимметричные рифовые системы на перегибе от мелкого моря к глубокому, либо, наконец, создавали относительно небольшие постройки среди мелководного моря.

Второй вид морских карбонатных отложений – это глубоководные образования открытых океанических пространств. Этот тип отложений появился в среднем палеозое, в ограниченном количестве известен в триасе и юре, а с позднего мела стал доминирующим. 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.

Специфика этого типа заключается в том, что сами организмы обитают обычно в верхней фотической зоне водной толщи (головоногие жили и ниже фотической зоны, но в массе своей это все же обитатели приповерхностных вод), а их скелеты осаждаются на значительных глубинах, при этом максимальная глубина карбонатонакопления все же ограничена. Дело в том, что на больших глубинах при увеличении давления и уменьшения температуры воды (напомним, что температура воды в глубинах океана снижается почти до 2 °С) повышается растворимость, а следовательно, и содержание углекислоты. Это ведет к растворению попадающих на эти глубины карбонатных раковинок, то есть указанная выше реакция карбонатного равновесия, благодаря наличию углекислого газа идет уже справа налево. Вначале растворяются раковины и их фрагменты, сложенные арагонитом, затем кальцитом; глубина, на которой начинается интенсивное растворение карбонатных раковин, называется лизоклином. Для аргонита она меньше, чем для кальцита, поэтому различают аргонитовый и кальцитовый лизоклин. Несколько глубже располагается зона, где количество поступающего материала равно его растворению; это глубина или уровень карбонатной компенсации. Наконец, глубина, где в осадке остается не более 10 % карбонатного материала, называется критической глубиной карбонатонакопления; в современных океанах в зависимости от широты, биологической продуктивности и других факторов она изменяется от 3,5 до 5,5 км; имеются данные, что в геологической истории эта глубина могла существенно меняться, достигая иногда 1000–1500 м. Ясно, что ниже этой глубины карбонатные осадки, а затем и породы, не образуются. Собственно, же карбонатные осадки с содержанием карбонатных минералов, по крайней мере, более 50 % (а если учесть мергели, то содержание карбонатов должно быть не менее 25 %) могут формироваться и сохраняться на меньших глубинах.

В отличие от мелководных *бентоногенных* здесь формируются *планктоногенные* карбонатные формации. Надо добавить, что подоб-

ные планктоногенные формации могут образовываться и в мелководных наплатформенных морях. Так, писчий мел откладывался как в крайне мелководных, так и в относительно глубоководных условиях.

Таким образом, все географические и палеогеографические области морского карбонатонакопления можно объединить в четыре типа – морские и океанические шельфы, крупные изолированные внутрибассейновые (как правило внутриокеанические) отмели, рифы разного типа и пелагиаль (см. рис. 5.8).

Сказанное выше об обстановках касается карбонатных пород в целом – как известняков, так и доломитов. Вместе с тем существуют и определенные различия условий образования тех и других. В общем виде известняки – это отложения мелководных открытих морей со среднеокеанической соленостью; известняками (в том числе мелом) сложены и планктоногенные глубоководные формации. Доломиты – это отложения практически только мелководных водоемов, причем нередко повышенной солености.

5.6. НЕКОТОРЫЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАБОНАТНЫХ ПОРОД

Основные породообразующие минералы карбонатных пород (кальцит и доломит) достаточно легко растворяются и вновь кристаллизуются в условиях, существующих на поверхности Земли и в стратисфере, где присутствуют вода, углекислый газ и некоторые другие агрессивные по отношению к ним компоненты и соединения. Это обусловливает частое и интенсивное проявление вторичных процессов и соответственно изменений первичного состава и особенно структуры карбонатных пород.

Среди основных процессов, которые могут быть установлены при изучении шлифов, можно назвать кальцитизацию, перекристаллизацию, выщелачивание, доломитизацию, частично сульфатизацию и окремнение.

Эти изменения частично проявляются уже в диагенезе. Прежде всего неустойчивые модификации (арагонит, высокомагнезиальный кальцит) перекристаллизуются в устойчивый – кальцит (процесс инверсии). При этом иногда образуются и, главное, сохраняются псевдоморфозы кальцита по арагониту, что позволяет при изучении шлифов установить первичный арагонитовый состав отложений. Более достоверно устанавливаются другие диагенетические преобразования. Дело в том, что для многих карбонатных осадков, особенно биоморфных и граноморфных, состоящих из зернистого материала – оолитов, сгустков, обломков раковин и т.д., литификация, окаменение происходит не столько за счет механического уплотнения, сколько за счет цементации.

Иловые воды карбонатных осадков практически всегда пересыщены карбонатами (в том числе за счет частичного растворения карбонатных фрагментов осадка), последние выпадают в твердую фазу, кристаллизуются, выполняя интерстиции и цементируя осадок, и тем самым превращают его в твердую породу. Изначально твердые биогермные «осадки», сложенные скелетами каркасных организмов (кораллов, мшанок и др.), еще более уплотняются.

Наряду с цементами, обычными для всех пород, в карбонатных породах установлены специфические виды, выделение которых иногда помогает в расшифровке условий осадкообразования. В зарубежной литературе этому вопросу посвящена целая серия статей и специальных сборников [Longman, 1980, Carbonate cement, 1985 и др.]. Так, в обычных мелководно-морских осадках, поры которых полностью заполнены водой (фреатические условия) в раннем диагенезе вокруг карбонатных зерен нарастают игольчатые кристаллы в виде крустификационных каемок примерно одинаковой толщины – «изопахитовый цемент». Оставшееся межзерновое пространство либо сохраняется, и тогда породы имеют высокую первичную межзерновую пористость, либо позднее, в том числе в катагенезе, заполняется мозаичным крупноблочным кальцитом. Вместе с тем многие карбонатные осадки формируются в крайнем мелководье и часто осушаются; при этом поровые воды, во-первых, часто опресненные, и во-вторых, не полностью заполняют межзерновое пространство (вадозные условия). В этом случае при дефиците воды цемент образуется либо на контактах зерен (менисковый цемент), либо на нижних частях карбонатных зерен формируются микросталактиты (рис. 5.9, 5.10). В случае, если такие опресненные воды заполняют межзерновые поры полностью, формируется мозаичный более или менее равномернокристаллический цемент, заполняющий все пустотное пространство (см. рис. 5.9).

Таким образом, очень полезно и важно различить цементы разных генераций – раннедиагенетические и более поздние и пытаться определить характер цемента разных генераций.

Надо отметить, что образование крустификационных каемок происходит не только между зернами, но и внутри полостей раковин, кораллов, мшанок и т.д. Во внутираковинных пустотах могут формироваться так называемые «геологические уровни» или геопетальные текстуры (рис. 5.11). Дело в том, что в диагенезе эти пустоты часто заполняются очень тонкозернистым осадком, причем заполняются не полностью. Поскольку осаждение идет в очень спокойных условиях, верхняя граница этого осадка строго горизонтальна. Пространство выше его обычно позднее заполняется химически осажденным яснокристаллическим кальцитом. Последующие тектонические процессы, складкообразование могут изменить первичное положение и даже привести к запрокинутому залеганию. В этом случае граница микрозернистого и яснокристаллического кальцита в раковинах позволяет реконструировать первичное положение, определить величину последующих деформаций.

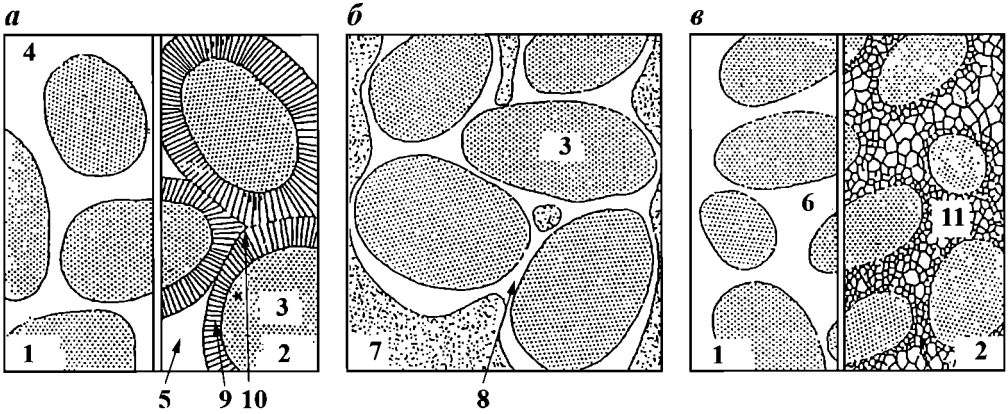


Рис. 5.9. Характер цементации карбонатных пород в вадозных и фреатических зонах (по М. Лонгману).

Условия: *а* – морские фреатические; *б* – пресноводные вадозные; *в* – пресноводные фреатические; *1* – первоначальные седиментационные структуры осадка; *2* – постседиментационные структуры породы; *3* – форменные элементы (зерна); *4* – полное насыщение пор осадка морской водой; *5* – поровые воды; *6* – пресные воды; *7* – воздух; *8* – мениски воды; *9* – радиальный фибровый арагонит; *10* – полигональные границы крустификационного цемента; *11* – спаритовый кальцитовый цемент

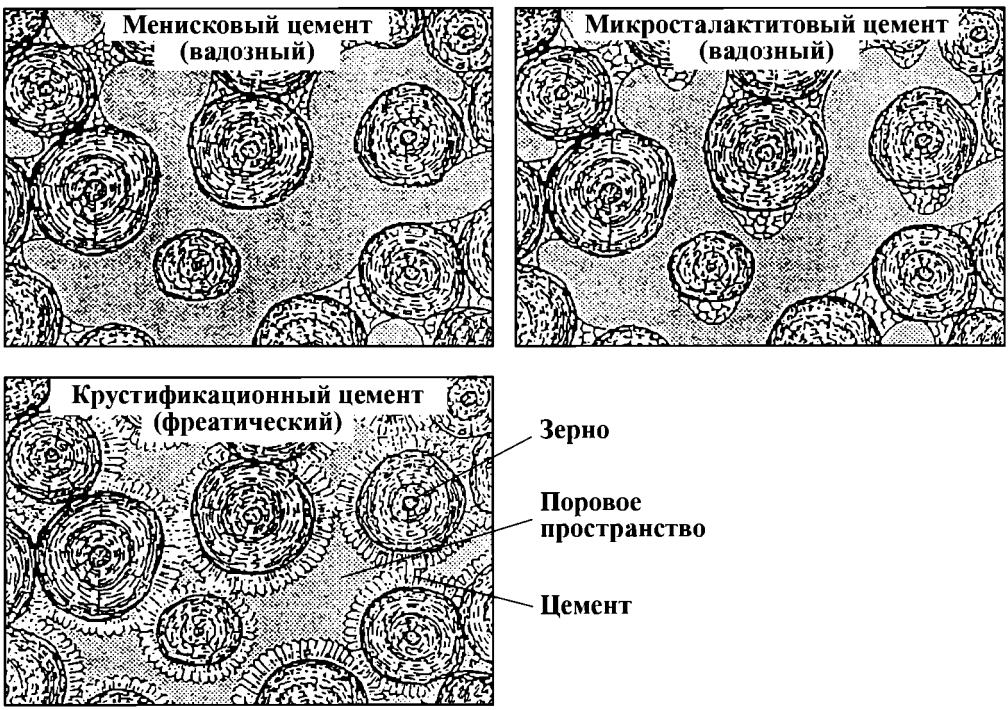
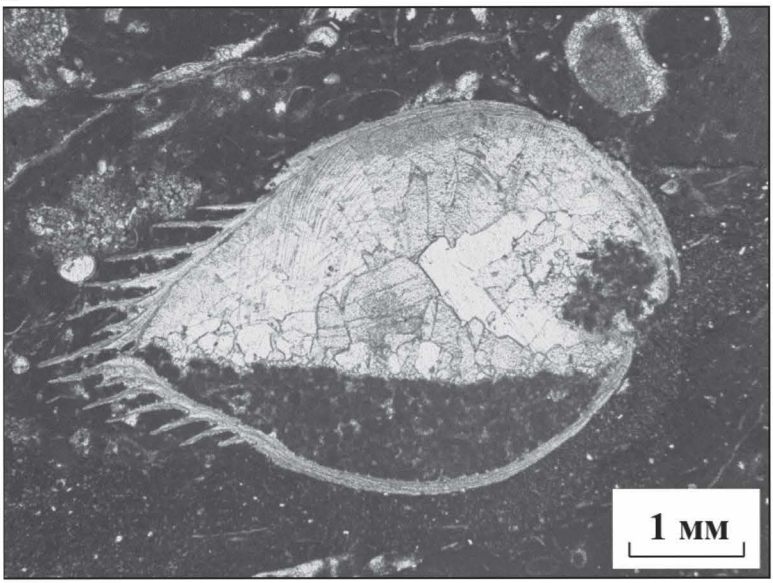


Рис. 5.10. Некоторые виды цемента карбонатных пород различных фациальных зон (по М. Лонгману)

а



б

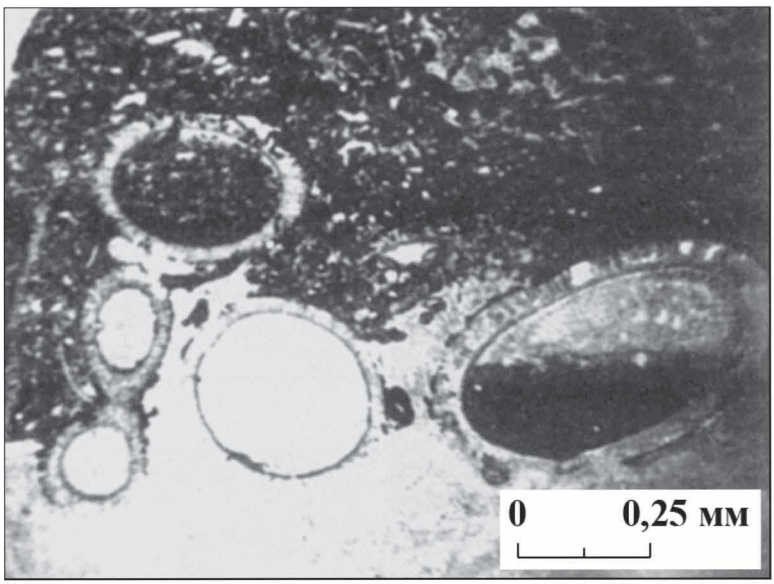


Рис. 5.11. Геопетальная структура («геологический уровень»).
Пелитоморфный и микрозернистый карбонатный материал вмещающего осадка заполняет нижнюю часть полости остатка организмов, образуя горизонтальную поверхность. Вышележащее пространство выполняется яснокристаллическим диагенетическим кальцитом.
а – раковина брахиоподы. Тимано-Печорская впадина. Нижний девон; *б* – некоторые трубочки антракопорелл полностью заполнены тонкозернистым материалом, в некоторых образуется геопетальная структура. Приуралье. Ассель

В какой-то мере аналогичен и процесс образования строматактисов и текстур типа «птичьих глазок». Эти текстуры развиты, как правило, в пелитоморфных и микрозернистых известняках и доломитах и представляют собой мелкие, видимые однако невооруженным глазом гнезда, заполненные карбонатными кристалликами. При этом такие включения располагаются более или менее послойно и имеют плоское основание. Образование их обусловлено разными причинами, но наиболее часто, видимо, определяется наличием водорослевых или цианобактериальных пленок, покровов. Это пленки, маты изначально создают определенные неровности и пустоты, кроме того пустотки формируются за счет пузырьков газов, образующихся при разложении органического вещества водорослей.

В основном диагенетическим является и формирование кальцитовых регенерационных каемок, чаще всего вокруг остатков иглокожих. Напомним, что регенерационные каемки на обломочных зернах кварца и различных алюмосиликатных минералов образуются обычно в катагенезе.

Все описанные процессы – образование крустификационных и регенерационных каемок, выполнение различных пустот – это одно из проявлений процессов постседиментационной кальцитизации.

Наряду с кальцитизацией, которая ведет к литификации, появлению твердой породы, происходит и уплотнение осадка, что иногда проявляется в деформации форменных элементов, например, сдавливании и раздавливании еще не полностью литифицированных оолитов. Важным и весьма распространенным вторичным процессом является перекристаллизация. В самом общем и упрощенном виде этот многообразный и сложный процесс можно представить в виде образования более крупных кристаллов по сравнению с исходными. Частично этот процесс укрупнения происходит за счет растворения первичного карбонатного материала и новообразования кристаллов, частично за счет роста более крупных кристаллов за счет окружающих более мелких.

Перекристаллизация происходит как в основной массе пелитоморфных и микрозернистых известняков, так и в цементах аналогичной структуры. Она также захватывает и некоторые форменные элементы – оолиты, сгустки и т.д. Перекристаллизация может быть частичной – гнездами, послойной, вдоль трещин и стилолитов и т.д. и сплошной, когда образуются кристаллические известняки и доломиты. В последнем случае первичные структуры либо полностью уничтожаются, стираются, либо сохраняются в виде теней, реликтов.

Под действием пластовых вод происходит выщелачивание, то есть растворение и вынос вещества. Таким образом, в частности, образуются каверны, которые имеют определенные морфологические отличия от пор – межзерновых и межкристаллических (рис. 5.12).

Во-первых, поры имеют размер сопоставимый или более мелкий, чем размер окружающих их кристаллов и форменных элементов, в то время, как каверны обычно крупнее. Во-вторых, морфология пор определяется морфологией форменных элементов и кристаллов, а форма

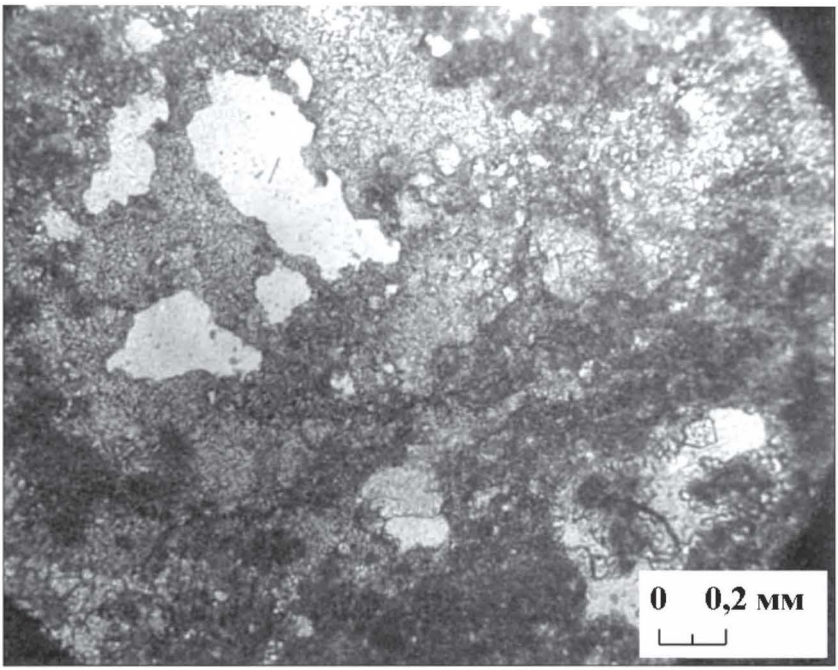


Рис. 5.12. Каверны выщелачивания (белое) в водорослевом цианобактериальном известняке. Выщелачивание сопровождается перекристаллизацией (светло-серые участки). Скопления цианей – темно-серые участки.
Без анализатора. Восточная Сибирь

каверн независима от них. Наконец, границы пор определяются границами кристаллов и форменных элементов, а каверны ограничены поверхностями растворения форменных элементов, цемента, кристаллов.

Специфической текстурой, возникающей при выщелачивании, являются стилолиты или, точнее, стилолитовые швы. Одним из важнейших вторичных процессов в карбонатных породах является процесс доломитизации, когда в результате воздействия магнийсодержащих вод на известняки, кальцит последних превращается в доломит, вплоть до полного замещения известняков доломитами. Упрощенно химизм этого процесса описывается реакцией Гайдингера

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4$$

или реакцией Мариньяка

$$2CaCO_3 + MgCl_2 \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2.$$

Кроме основного продукта – доломита, в первом случае появляются сульфаты кальция в виде гипса или ангидрида, которые либо образуют парагенез с новообразованным доломитом, либо, благодаря их относительно большей, чем доломит растворимости, выносятся хотя

бы частично. Во втором случае одним из продуктов реакции является легко растворимый хлорид кальция, который выносится из сферы реакции.

В настоящее время установлено, что примерно по этим схемам в определенных условиях происходит раннедиагенетическая доломитизация известковых осадков, известны аналогичные процессы доломитизации и в катагенезе. Для того, чтобы эти процессы в катагенезе шли достаточно эффективно, необходима постоянная подача магния и столь же их постоянный вынос растворимых продуктов реакции, другими словами, система должна быть открытой (в замкнутой системе без активного водообмена эти реакции если и начнутся, то быстро закончатся без видимого количественного результата). Подобные условия реализуются в хорошо проницаемых породах, где возможен активный водообмен. Поэтому пелитоморфные и микрозернистые известняки в катагенезе практически не доломитизируются, в то время как биоморфные и органогенно-обломочные известняки иногда доломитизируются весьма интенсивно.

Степень доломитизации первичных известняков различна. При слабой доломитизации редкие ромбовидные кристаллы доломита разбросаны в породе (рис. 5.13), либо располагаются послойно, концентрируются вдоль стилолитов, микротрещинок. При значительной и сплошной доломитизации образуются крупнокристаллические сахаровидные доломиты, характеризующиеся плотной упаковкой кристаллов и одновре-

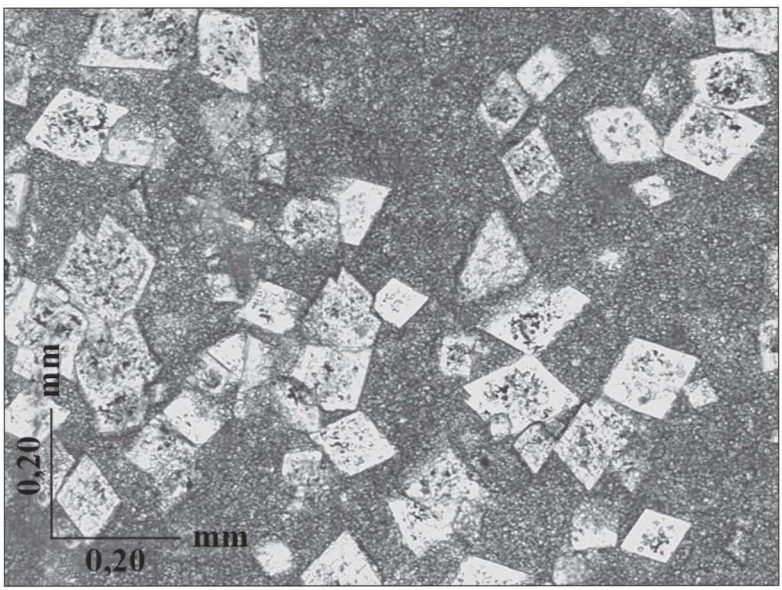


Рис. 5.13. Рассеянная доломитизация в виде ромбиков доломита в микрозернистом известняке.
Оренбургская область. Турне



Рис. 5.14. Межкристаллические пустоты во вторичном доломите. Оренбургская область. Турне

менно наличием межкристаллических пустот и каверн (рис. 5.14). Сами кристаллы в шлифе мутные за счет включения реликтов тончайшего первичного кальцитового и глинистого вещества, часто зональные, где более мутные зоны чередуются с более чистыми (рис. 5.15, 5.16). Наиболее чистые и правильные кристаллы располагаются по стенкам каверн. На фоне кристаллической основной массы иногда просвечивают реликты первичных структур – оолитов, пеллет, органических остатков и др.

В результате подобной доломитизации появляется еще одно важное свойство. Еще в 1837 г. Эли де Бомон показал, что при переходе кальцита в доломит объем твердой фазы сокращается на 12,5 %. Дело в том, что два моля кальцита занимают объем 73,8 $см^3$, а образующийся один моль доломита – 64,8 $см^3$. Если процесс доломитизации происходит в диагенезе, то сокращение объема твердой фазы либо компенсируется уплотнением полужидкого осадка, либо пустоты заполняются диагенетическим карбонатом из иловых вод. Если же этот процесс происходит в катагенезе, то общий объем, занимаемый комплексом отложений (пластом, пачкой пластов, рифовым массивом и т.д.), сохраняется, а собственно твердой части породы уменьшается. Это и ведет к увеличению пустотного пространства и появлению каверн. Надо отметить, что процесс доломитизации проходит сложнее, чем это описывается указанными выше схемами – реакция осуществляется не между твердой фазой (кальцит) и магнийсодержащими растворами. Вначале кальцит переводится в растворимую бикарбонатную форму, затем происходит

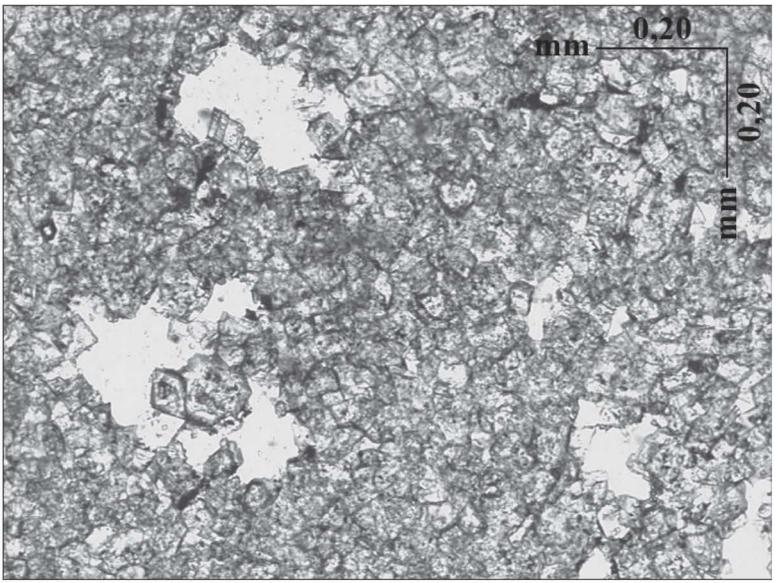


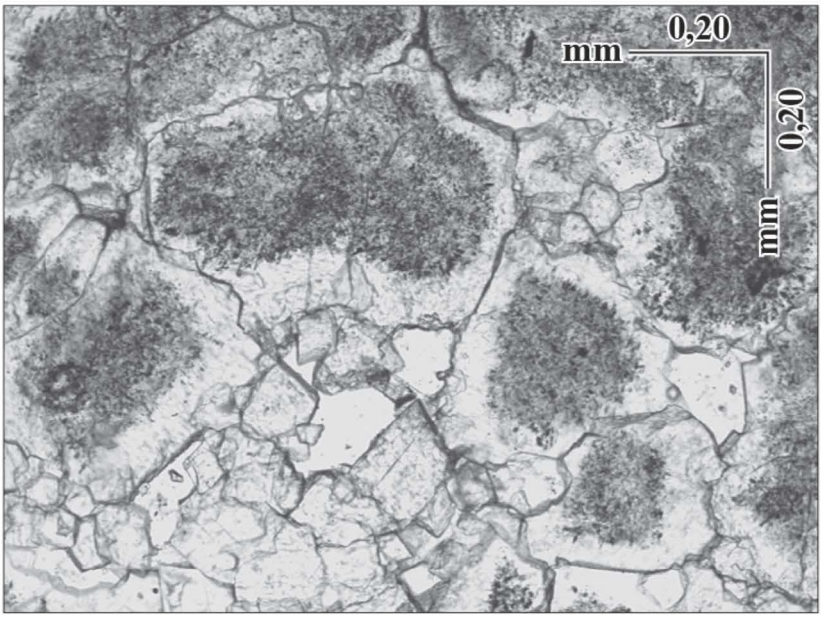
Рис. 5.15. Каверны во вторичном тонкокристаллическом доломите.
Видно развитие идиоморфных и гипидиоморфных (эвгедральных, субгедральных) зональных кристаллов в полости каверны. Без анализатора. Оренбургская область. Турне

реакция между растворами, в результате чего осаждается доломит. Такой многоступенчатый ход реакций имеет ряд важных следствий. Во-первых, не весь находящийся в растворе бикарбонат вступает в реакцию, частично, как при любом выщелачивании, он выносится, то есть итоговая пористость может увеличиваться более чем на указанные выше 12,5 %. Во-вторых, при обратном выпадении доломита происходит перераспределение вещества – образуется плотная низкопористая матрица, и одновременно значительные по суммарному объему и величине каверны.

Одним из побочных продуктов доломитизации является гипс (ангидрит), то есть происходит вторичная сульфатизация карбонатных пород. Вообще сульфаты нередки в карбонатных породах и важно отличить первичное их образование от вторичных. Если отмечается тонкое переслаивание микрозернистых и пелитоморфных доломитов и сульфатов или сульфаты располагаются между слойками строматолитовых доломитов, то это скорее всего первичное образование водоема повышенной солености. Если же сульфаты ассоциируют с вторичными доломитами, выполняют поры известняков, в том числе содержащих остатки стеногалинной фауны, то эти образования явно вторичные.

Нередко в карбонатных отложениях отмечаются процессы окремнения. Это линзочки, конкреции, жеоды, замещение органических остатков, реже хорошо образованные изолированные кристаллы кварца. Источник кремнезема двоякий. В одних случаях он попадает в осадок в виде опаловых скелетов различных организмов: радиолярий, гу-

а



б

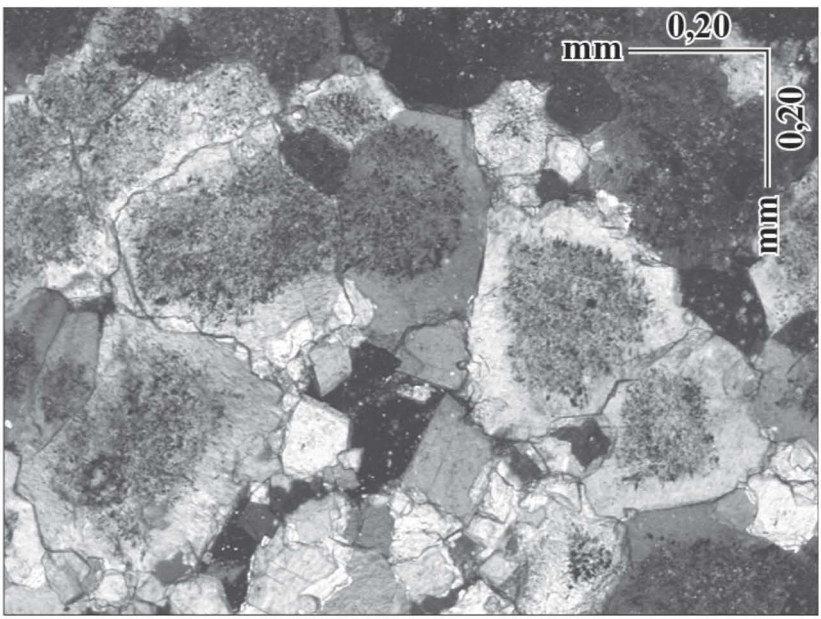


Рис. 5.16. Метасоматический доломит.
Кристаллы доломита мутные в центральной части за счет реликтов первичного известняка со светлыми чисто доломитовыми каемками по их периферии; *а* – без анализатора, *б* – с анализатором. Оренбургская область. Турне

бок и др., а затем перераспределяется в той же породе с образованием тех или иных морфологический форм. Это диагенетическое и катагенетическое окремнение. В других случаях он вносится в породу пластовыми и поверхностными водами и тогда это катагенетическое окремнение в чистом виде.

5.7. НАУЧНОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Самая значительная распространенность карбонатных пород, определяет значение их в строении стратисферы. Карбонаты являются важнейшими формациеобразующими породами, образующими ряд весьма важных и специфических толщ осадочной оболочки Земли.

Карбонатные породы обладают большой геологической информативностью и позволяют восстановить условия и обстановки осадконакопления с полнотой, детальностью и достоверностью, которые часто непостижимы при изучении других типов осадочных пород. Поскольку осаждение тех или иных породообразующих карбонатных минералов происходит в определенных геохимических обстановках, то их состав позволяет восстанавливать геохимические среды осадконакопления, а изменения вещественного состава карбонатных пород и эволюцию этих обстановок в геологической истории Земли. Неоценимую информативную роль играют частые в карбонатных отложениях остатки организмов и следов их жизнедеятельности.

Карбонатные породы относительно легко и, главное, значительно преобразуются и видоизменяются на стадии катагенеза. Это, с одной стороны, затушевывает их первичные седиментационные черты, что затрудняет восстановление обстановок седиментации, но, с другой, позволяет реконструировать вторичные процессы.

Велико и прикладное значение карбонатных пород. По современным оценкам в карбонатных отложениях сосредоточена половина мировых запасов нефти и порядка 23–28 % газа. При этом средняя величина запасов нефти в них примерно в 1,3–1,4 раза больше, чем в месторождениях, приуроченных к терригенным коллекторам [Кузнецов, 1992]. С карбонатными отложениями связаны крупные стратиформные полиметаллические месторождения, богатые месторождения бокситов, горнохимического сырья (фосфоритов, серы). Карбонатные породы имеют важное значение как сырье для производства строительных материалов, в химической, металлургической, пищевой промышленности, в сельском хозяйстве и многих других отраслях народного хозяйства.

ГЛАВА 6
СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ

6.1. СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Термином «соляные породы» или «соли» объединяются весьма разнообразные породы – преимущественно сульфаты и хлориды, реже нитраты (природные селитры), бораты, карбонаты некоторых щелочных металлов (природная сода – трона).

Нередко эта группа пород выделяется под названием эвапориты (от латинского *evaporatio* – испарение). Этот термин по сути дела генетический, так как фиксирует общность происхождения абсолютного большинства соляных пород за счет химического выпадения вещества из растворов повышенной концентрации, причем последняя возникает при испарении воды.

По подсчетам А.Б. Ронова [1993] соляные породы составляют 1,2 % от общего объема осадочных пород. Несмотря на относительно небольшое содержание, они имеют важное экономическое и теоретическое значение, в том числе в геологии нефти и газа. Их своеобразие обусловило даже некоторое «организационное» обособление в виде специального научно-исследовательского института ВНИИ Галургии, разработку особых физико-химических методов изучения солевых систем, а также обилие специальной литературы.

Важные сведения по соляным породам, их составу, строению, механизмам и обстановкам образования, закономерностям распространения, полезным ископаемым изложены в справочных изданиях и специальных сборниках и монографиях [Атлас структур..., 1974; Валяшко, 1962; Жарков, 1974, 1978; Иванов, Воронова, 1972; Кореневский, 1973; Методы изучения, ..., 1957; Осадочные породы..., 1987; Проблемы соленакопления..., 1977; Систематика и классификация..., 1998; Сонненфельд, 1988; Справочник по литологии..., 1983; Справочное руководство..., 1958; Страхов, 1962; Шрейбер, 1990; Яржемский, 1966; Kendall, Harwood, 1996 и др.].

Соляные породы достаточно разнообразны, но распространены лишь три, максимум четыре типа пород – гипсы, ангидриты, каменная

соль и в значительно меньшей степени – сильвинит. Уже из этого списка видно, что наиболее распространенными являются породы мономинеральные и название породы и породообразующего минерала часто совпадают (гипсы и ангидриты как минералы и как породы). При описании, в контексте обычно понятно о минералах или породах идет речь. Так, «тонкослоистые и нодулярные ангидриты» – это породы, так как указывается породный признак – текстура, а если описываются призматические кристаллы ромбической сингонии ангидрита, то это минерал. Для более точного и однозначного употребления нередко используется само слово «порода» – «гипсовая порода», «галитовая порода» (как синоним каменной соли – породы, состоящей из одного минерала – галита). Это же слово – «порода» – обычно используется в названиях более редких образований, например, полигалитовая порода, состоящая из минерала полигалита ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$), лангбейнитовая порода, состоящая из минерала лангбейнита ($K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$), а также полиминеральных и смешанных образований, например, галит-полигалитовая порода, ангидрит-галитовая порода (или как вариант – ангидритсодержащая каменная соль).

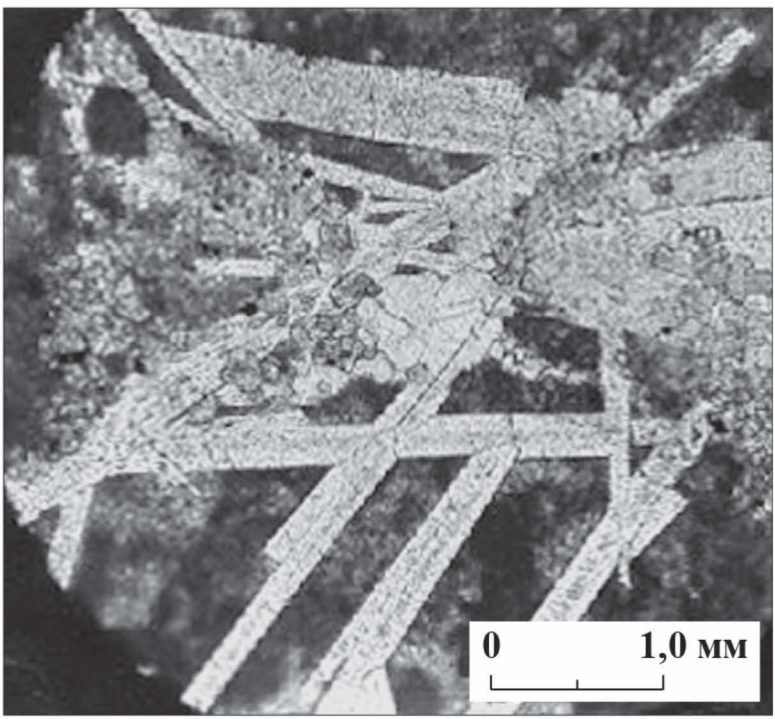


Рис. 6.1. Ангидрито-доломит.
Стяжения и кристаллы ангидрита (светлое) прорастают основную доломитовую массу сгустковой структуры. Без анализатора. Восточная Сибирь. Нижний кембрий

В природе существуют также породы, сложенные в сопоставимых количествах более распространенными минералами, например, доломитом и ангидритом, и такие породы называют либо ангидрито-доломитом, если доломита больше, либо доломито-ангидритом, если соотношения обратные, либо реже ангидрит-доломитовой (доломит-ангидритовой) породой (рис. 6.1).

6.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СОЛЯНЫХ ПОРОД

6.2.1. СУЛЬФАТНЫЕ ПОРОДЫ

К сульфатным породам относятся гипсы и ангидриты, состоящие из соответствующих минералов, содержание которых может достигать 90–98 %. Однако, как правило, в тех или иных, иногда значительных количествах присутствуют и различные примеси. Обычными компонентами сульфатных пород являются доломит, магнезит, галит, целестин, пирит, (марказит), опал, халцедон, кварц (как обломочный, так и аутигенный), флюорит, барит, гидроокислы железа, глинистый, иногда битуминозный материал, эпигенетические выделения самородной серы, как результат микробиальной сульфатредукции. Существуют и смешанные сульфатные породы – гипсовые ангидриты и ангидритовые гипсы (гипсо-ангидриты и ангидрито-гипсы).

Гипсы – это обычно светлые породы – белые, светло-серые, голубоватые, розовые, красные массивной и слоистой текстуры. Породы мягкие, чертятся ногтем (твердость минерала по шкале Мооса 2,0) и относительно легкие (плотность минерала гипса 2,3 г/см^3). Своеобразной разновидностью этой породы является селенит – волокнистый или игольчатый гипс с шелковистым блеском, образующий жилы и прослои в толще гипсов, причем кристаллы ориентированы перпендикулярно слоистости или стенкам трещин. Селенит имеет вторичное происхождение и образуется при перекристаллизации гипса.

Ангидриты – светлые голубовато-серые, серые, иногда красно-бурые и черные прочные породы массивной, слоистой, в том числе тонкослоистой или нодулярной (желваковидной) текстуры. Поскольку минералогическая плотность ангидрита достаточно велика (2,9–3,0 г/см^3), то и породы по сравнению с другими осадочными породами относительно тяжелее.

Структуры гипсов и ангидритов кристаллические; их дальнейшее подразделение производится по размерам и форме кристаллов.

Первичные структуры обычно микро- и тонкозернистые, однако сохраняются они относительно редко. Вторичные структуры связаны прежде всего с перекристаллизацией, которая ведет к укрупнению размеров кристаллов и образованию кристаллобластовых равномерно-(гомеобластовых) и неравномерно-(гетеробластовых) зернистых структур.

Форма кристаллов гипса обычно ксеноморфная (ангедральная), лапчатая, контакты зерен неправильные, они как бы прорастают друг друга. Поскольку каждый кристалл имеет свою оптическую ориентировку, при вращении столика микроскопа и скрещенных николях они угасают разновременно, и образуется характерная мозаичная структура. В случае очень крупных кристаллов, крупнее площади шлифа или по крайней мере сопоставимых с ней, что весьма характерно для гипсов, внутри этих крупных кристаллов нередки выделения более мелких кристаллов, что ведет к появлению порфировидных структур. Своеобразна вторичная структура селенита – волокнистая (нематоморфная) и чешуйчатая (лепидоморфная).

Форма кристаллов ангидрита удлиненная, часто идиоморфная (эвгедральная), поэтому при малых размерах (с поперечником 0,01–0,02 мм) образуются волокнистые – параллельно-волокнистые или спутанно-волокнистые (войлочные) структуры (рис. 6.2). При вторичной перекристаллизации, во-первых, увеличиваются размеры кристаллов и образуются призматически-зернистая (брусковидная) структура – призматические кристаллы ангидрита располагаются таким образом, что напоминают плохой паркет: отдельные брусковидные кристаллы – «паркетины», располагаются где-то параллельно друг другу, где-то под углом (рис. 6.3), кристаллы имеют определенную ориентировку. Во-вторых, кристаллы приобретают определенную ориентировку и образуются радиально-лучистая (рис. 6.4) или, как ее недоразвитая разновид-

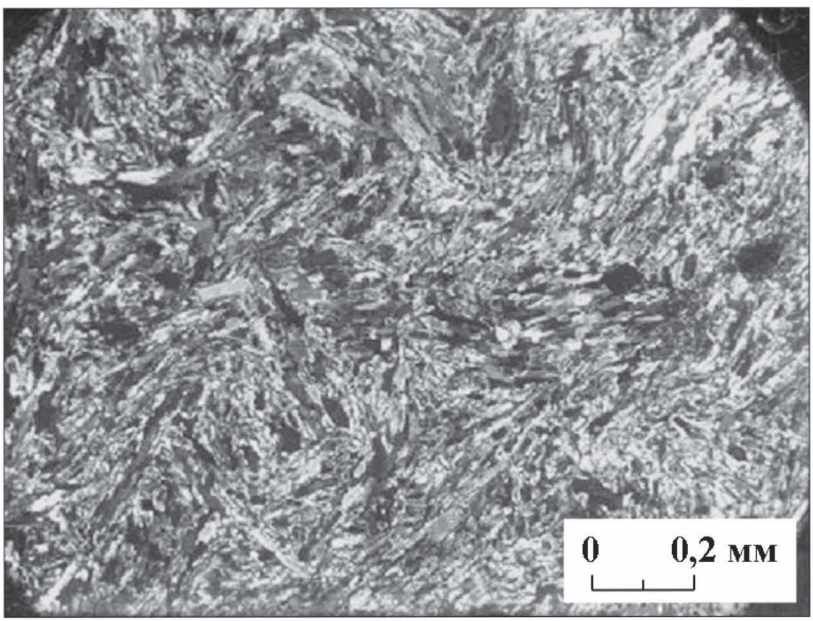


Рис. 6.2. Ангидрит спутано-волокнистой структуры.
Николи +. Узбекистан. Верхняя юра

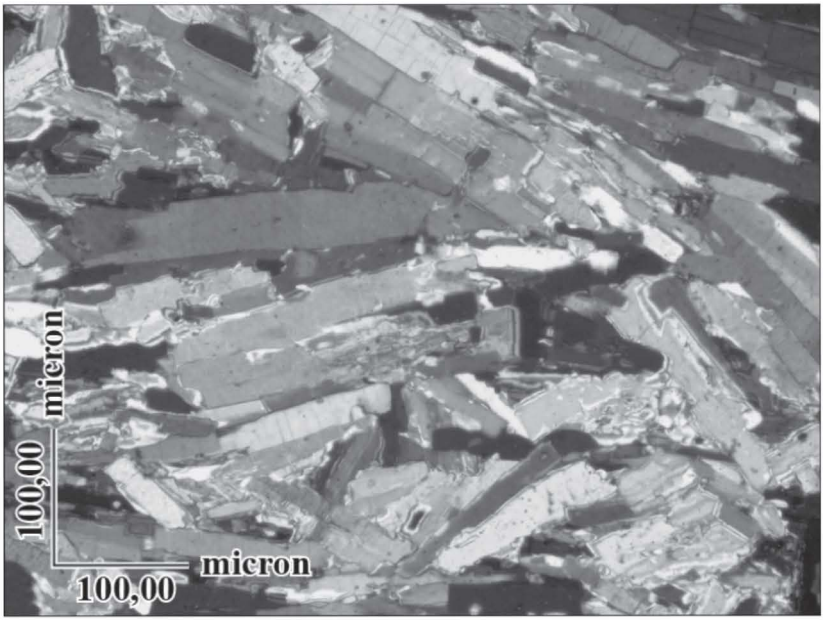


Рис. 6.3. Ангидрит призматически-зернистой (брусковидной) структуры. Николи +. Волгоградское Поволжье. Нижняя пермь

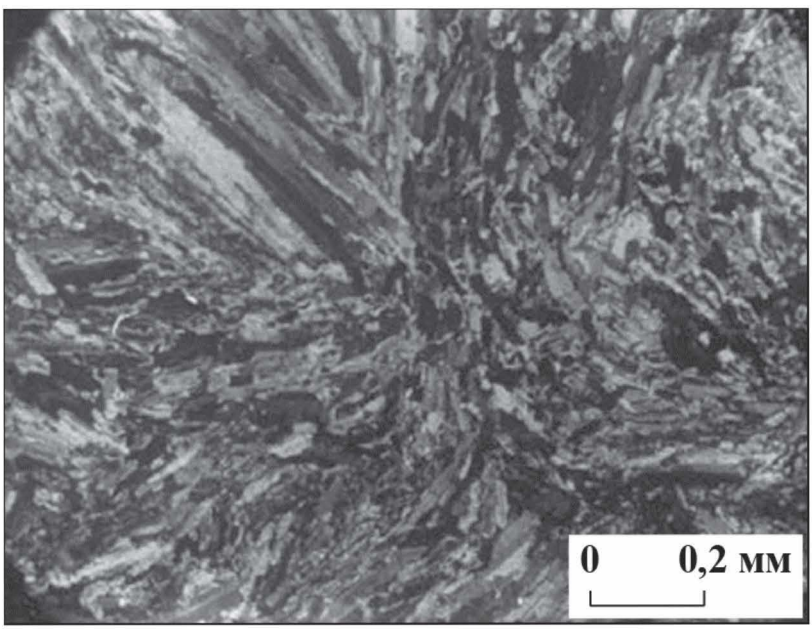


Рис. 6.4. Брусковидный ангидрит с частично радиально-лучистой структурой. Николи +. Узбекистан

ность – пучковидная структуры. В этих структурах призматические кристаллы расходятся из одного центра по радиусам, создавая подобие сферолитов (или «полусферолитов» при пучковидной структур).

Гипсы и ангидриты – породы пластичные, под действием давления (бокового или неравномерного вертикального) они относительно легко текут и появляются новые вторичные структуры. Кристаллокатапластическая структура хорошо наблюдается в ангидритах, где первично прямолинейные кристаллы изгибаются, то есть отмечается пластическая деформация. Более активное воздействие ведет к появлению кристаллокатакластических структур: порода как бы состоит из отдельных блоков – обломков со своей внутренней брусковидной или чаще кристаллокатапластической структурой, сцементированных тем же ангидритом, но более мелкозернистым и идиоморфнозернистым.

Первичные текстуры гипсов и ангидритов являются во многом общими для многих осадочных образований – это массивная и слоистая (рис. 6.5), причем последняя в свою очередь может быть обусловлена

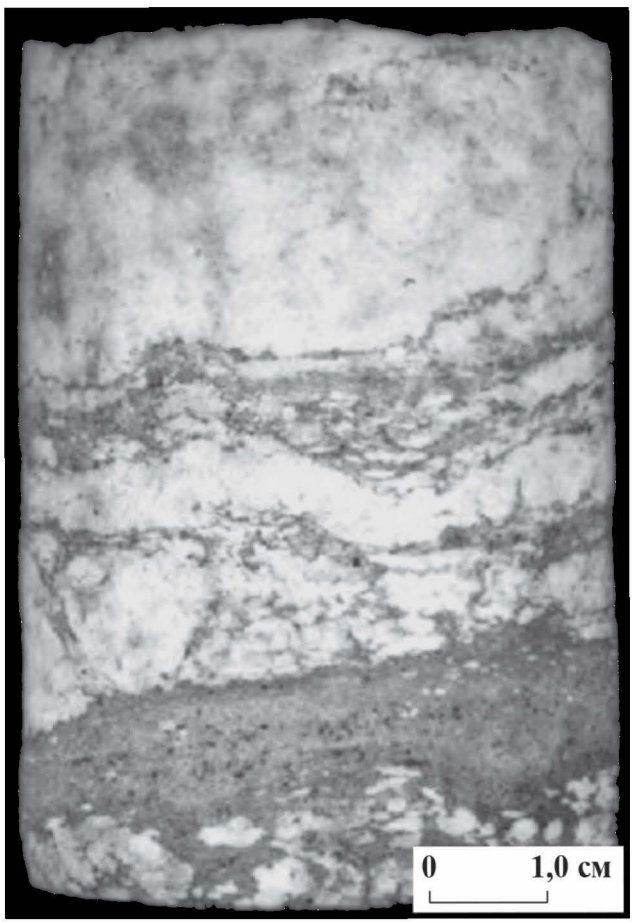


Рис. 6.5. Ангидрит с прослойками доломитовых мергелей.
Ангидрит частично имеет нодулярное строение (нижняя половина фото). Местами отмечаются микростилолиты (указано стрелкой). Узбекистан. Верхняя юра. Масштабная линейка 1 см

изменением состава или структуры пород, различается морфологией и характером поверхностей наслоения – существуют параллельно-слоистые, волнисто-слоистые, линзовидно-слоистые и т.д. текстуры.

Сульфатные породы относительно легко растворимы и пластичны, они легко перекристаллизуются, текут, гидратируются и, напротив, дегидратируются, переходя друг в друга; это определяет и появление вторичных текстур.

Дело в том, что первично в зависимости от условий осаждаются как гипсы, так и ангидриты. При погружении с увеличением давления и в меньшей степени температуры происходит дегидратация гипса, вода удаляется и они переходят в ангидриты. Глубина, при которой происходит такой переход, обычно не превосходит 100–150 м, однако известны аномальные случаи обнаружения гипса на глубине до 850 м. Подобные превращения ведут к изменению первичных структур и текстур.

Одной из часто встречающихся текстур такого рода является нодулярная (желваковидная, желваковая). Плотные, округлые, овальные, линзовидные стяжения ангидрита либо непосредственно соприкасаются друг с другом, либо разделяются сульфатно-глинистым или сульфатно-доломито-глинистым материалом (рис. 6.6).

Напротив, при подъеме ангидрита к поверхности последний нередко гидратируется и переходит в гипс (или полугидрат $CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$). При этом объем новообразованного гипса на 30–40 % (максимум до 65 %) больше объема исходного ангидрита. Подобное увеличение объе-

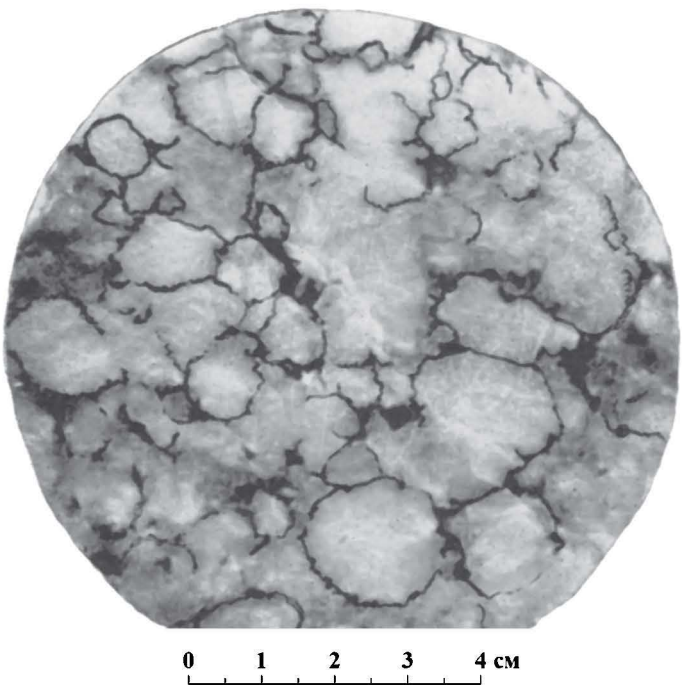


Рис. 6.6. Ангидрит желваковой (нодулярной) текстуры.
Отдельные желваки ангидрита микрозернистой структуры имеют неровные ограничения и отделяются друг от друга тончайшими пленками битуминозного пелитоморфного доломита. Туркмения. Карлюк. Верхняя юра [«Атлас структур...», 1974]

ма особенно в окружении других пород, то есть в замкнутом пространстве, обусловливает пластические деформации, что и ведет к появлению специфической плойчатой текстуры, представляющей собой мелкую постседиментационную, нетектоническую, складчатость нередко в виде червеобразно изгибающихся прослоев.

Весьма своеобразной текстурой сульфатных пород (а редко и каменной соли) является строматолитовая, описанная в разрезах кембрия Восточной Сибири, девоне Днепровско-Донецкой впадины, перми Волго-Уральской и юре Аму-Дарьинской провинции, неогена Индоло-Кубанского прогиба.

Морфологически эта текстура аналогична таковой карбонатных пород, однако генезис ее не очевиден. Один из вариантов предполагает, что эта текстура вторична и представляет собой псевдоморфозу сульфатов по первично карбонатным строматолитам. Не исключено, однако, что примитивные организмы, каковыми являются строматолитобразующие цианобактерии, обитали в водах весьма высокой солености (так называемые галофильные бактерии, не только переносят высокое осолонение, но и обитают исключительно в водоемах очень высокой солености) и их маты являются как бы матрицей и определяют морфологию, строение *химически* осаждающихся солей (напомним, что в карбонатах строматолитобразующие сообщества обусловливают *биохимическое* осаждение карбонатов за счет изменения pH среды).

Гипсы и ангидриты образуют пласты и пачки мощностью в десятки метров, а иногда и толщи в сотни метров, в том числе, так называемые, ангидритовые валы, формирование которых рассмотрено ниже. Кроме этих мощных и относительно однородных толщ имеются и более локальные выделения в виде корок, линз, прослоев и кепроков (см. раздел 6.4).

6.2.2. ХЛОРИДНЫЕ ПОРОДЫ

Соляные породы хлоридной группы весьма разнообразны, но абсолютно преобладает каменная соль (эта порода является ведущей по объему и среди всех соляных пород вообще), в значительно меньшем количестве – сильвинит. Количество других хлоридных пород весьма ограничено.

Для соляных галоидных пород характерны весьма крупные размеры кристаллов, часто значительно превосходящие размеры кристаллов других осадочных пород, поэтому нередко при описании соляных пород используют иную, отличную от общепринятой градацию структур.

Так, выделяют структуру микрозернистую (размер менее 1 мм), мелкозернистую (1–3 мм) и гигантозернистую (более 10 мм) структуры. Напомним, что обычно микрозернистая структура ограничивается размером 0,005–0,05 мм, а гигантозернистая – размером более 2 мм.

Каменная соль – порода мономинеральная, состоящая из минерала галита (NaCl), содержание которого в некоторых разностях достигает

99 % и более, что делает ее одной из наиболее «чистых» пород вообще. Вместе с тем, в большинстве случаев имеется примесь ангидрита, магнезита, доломита, более редких солевых минералов, а также глинистого вещества, зерна кварца и алюмосиликатов алевритовой, реже песчаной размерности. Эти зерна частично имеют обломочное, в том числе эоловое происхождение, но в значительной степени являются аутигенными. К последним относится, например, кварц в виде хорошо ограненных кристаллов. В зависимости от наличия и количества примесей в порядке их увеличения выделяют пищевую, кормовую и техническую соль.

Наиболее чистая соль белая и водянопрозрачная, но из-за наличия примесей чаще всего серая, реже красная. Порода относительно легкая (плотность галита 2,2 г/см^3), не прочная (твердость галита по шкале Мооса 2–2,5), соленая на вкус.

Кристаллы галита кубической формы, поэтому в сечениях имеют прямоугольные очертания. Кристаллы, как правило, не чистые, не полностью прозрачные, а в той или иной степени мутные с отчетливым зональным строением (рис. 6.7). Последнее определяется тем, что при быстром росте кристаллы захватывают микропузырьки воздуха, рапы (рассола), включения ангидрита, магнезита, доломита, глинистого материала и других примесей, которые располагаются параллельно граням роста.

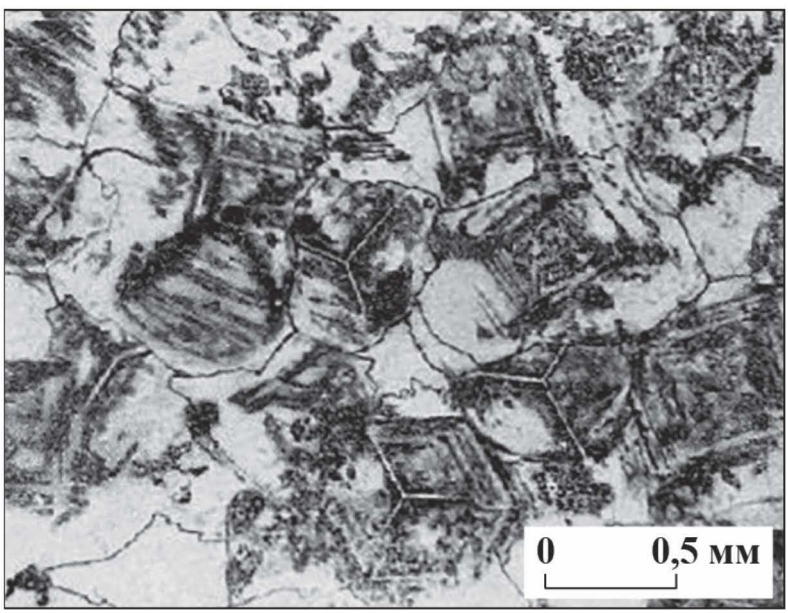


Рис. 6.7. Зонально-кристаллическая структура каменной соли.
Зональность обусловлена газо-жидкими микровключениями маточной рапы, расположенной по граням роста кристаллов. Без анализатора. Прикаспийская впадина. Кунгур. [Атлас структур..., 1974]

Структура каменной соли кристаллическая с различной величиной зерна, часто разнозернистая, неравномернозернистая, порфиробластовая, зернисто-шпатовая, шпатовая и волокнистая. Эти структуры возникают чаще всего в результате перекристаллизации, которая часто уничтожает первичное зональное строение. Текстуры каменной соли массивные и слоистые.

Сильвинит – наиболее распространенная калийсодержащая соляная порода состоит из двух минералов: галита (NaCl) и сильвина (KCl). Поскольку основное экономическое значение имеет именно калий, то обособление этой породы как самостоятельной отличается от принципа выделения пород по преобладающему компоненту. Так, содержание сильвина в породе может быть лишь 15 % и тем не менее эта порода называется сильвинитом. Например, красный сильвинит Верхнекамского месторождения содержит 19,7–42,9 % сильвина и 51,6–77,2 % галита, а пестрый сильвинит того же месторождения содержит 20,8–38,7 % сильвина и 54,5–76,7 % галита. Остальное в породе – различные примеси, главным образом, глинистый материал и ангидрит [Справочник по литологии..., 1983].

Красные и пестрые сильвиниты различаются также по структурно-текстурным признакам и характеру примесей.

Красные сильвиниты имеют соответственно названию красную и кирпично-красную окраску и отчетливо выраженную слоистость. Последняя выражена переслаиванием слоев сильвина и галита относительно равной мощности в 3–4 см, а также наличием тонких (1–2 мм) прослоев, сложенных ангидритом, карбонатами и глинистым материалом. Структура разнозернистая с преобладанием мелко- и среднезернистой. Пестрые сильвиниты отличаются пестрой окраской, отсутствием слоистости и в связи с этим массивной и пятнистой текстурой. Структура разнозернистая, преимущественно средне- и крупнозернистая. Содержание сильвина и галита примерно одинаково. Зерна сильвина обычно молочно-белые с буро-красными оторочками, галита – серые, просвечивающие с синими пятнами. Постоянную примесь составляют карбонаты (доломит и магнезит), ангидрит, глинистый и часто алевритовый материал.

Сильвиниты – породы легкие, не твердые, горько-соленые на вкус.

Каменная соль встречается в виде небольших выцветов, гнезд, линз, но абсолютно преобладают пласты, пачки и толщи мощностью в десятки, сотни и даже первые тысячи метров. В этих случаях с ними иногда связаны и калийные соли. Как правило, в мощных однородных соленосных толщах первичное пластовое залегание бывает нарушено. Дело в том, что соль пластична и при давлении боковом или неравномерном вертикальном начинает течь. При этом в одних местах ее мощность сокращается, а в других, куда она нагнетается – резко возрастает. Вначале образуются относительно слабо выраженные изометричные или овальные поднятия-вздутия («структуры панциря черепахи») или вытянутые валы, а затем и очень резко выраженные солевые гребни и купола, разделенные межкупольными мульдами, где мощность соли ми-

нимальна или даже соли отсутствуют, так как полностью выжаты в соседние купола и гряды. Мощность солей в таких структурах достигает нескольких тысяч метров, но надо учитывать, что это мощность не первичная. Насколько можно судить по имеющимся реконструкциям, первичные «пластовые» мощности, видимо, не превышают 2–2,5 тысяч метров.

6.3. СПОСОБЫ ОБРАЗОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ПОРОД

Способы образования минералов, которые образуют соляные породы и соответственно способы образования этих пород, как практически и всех других осадочных пород, достаточно разнообразны, но абсолютно преобладает часто химическое выпадение из растворов по мере достижения предела растворимости тех или иных солей. Общая последовательность в целом достаточно определенная – вначале выпадают сульфаты кальция (гипс и ангидрит), затем хлориды натрия (галит), затем хлориды и сульфаты калия и магния (сильвин – KCl, карналлит – $KCl{\cdot}MgCl_2{\cdot}6H_2O$, полигалит – $K_2SO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}2CaSO_4{\cdot}2H_2O$ и др.) и, наконец, хлориды магния (бишофит $MgCl_2{\cdot}6H_2O$).

Конкретные значения солености, при которых происходит осаждение тех или иных солей, зависят от ряда причин. Дело в том, что природные рассолы – это сложные системы, в которых присутствуют самые разнообразные соединения в виде наборов катионов и анионов. Растворимость конкретного соединения и, соответственно, возможность его нахождения в растворе или, напротив, осаждения, зависит от присутствия и концентрации других ионов. Последние либо снижают пределы растворимости и тогда вещество осаждается при более низких концентрациях, либо, напротив, повышает его и тогда для осаждения необходима более высокая концентрация этого вещества. Более того, в процессе осаждения какие-то вещества удаляются из раствора, соотношение ионов меняется, что оказывает воздействие на всю систему и изменяет пределы растворимости остающихся в растворе веществ. Аналогичным образом воздействует и изменение температуры. Другими словами, природные рассолы – это весьма динамичная система.

Так, при выпаривании водного раствора сернокислого кальция при температуре ниже 63 °С осаждается только гипс и лишь при более высокой температуре – ангидрит. В случае же насыщенных по $NaCl$, растворов температура выпадения ангидрита снижается до 38 °С. Если же раствор насыщен по $MgCl_2$, сульфат кальция осаждается только в виде ангидрита даже при температуре 0 °С. При одновременном присутствии в растворе хлоридов натрия и магния, что наблюдается в морской воде, ангидрит выпадает при температуре 25–30 °С.

Другой показательный пример – осаждение хлоридов натрия и калия при разных температурах. Известно, что растворимость веществ, в

Рис. 6.8. Зависимость растворимости галита (*1*) и сильвина (*2*) от температуры

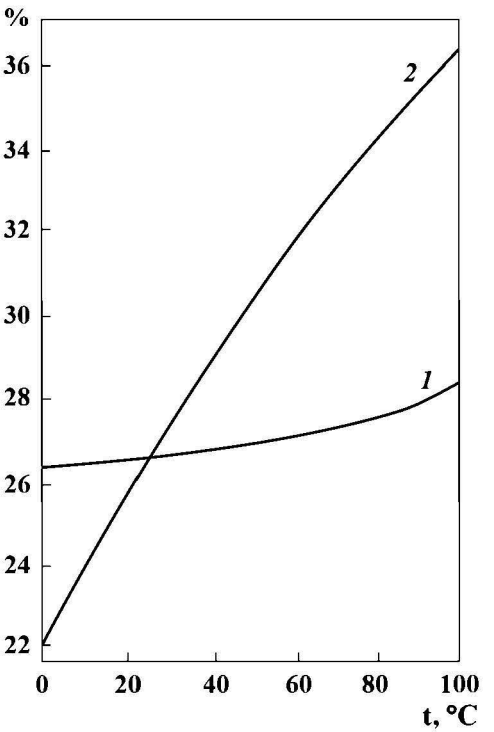
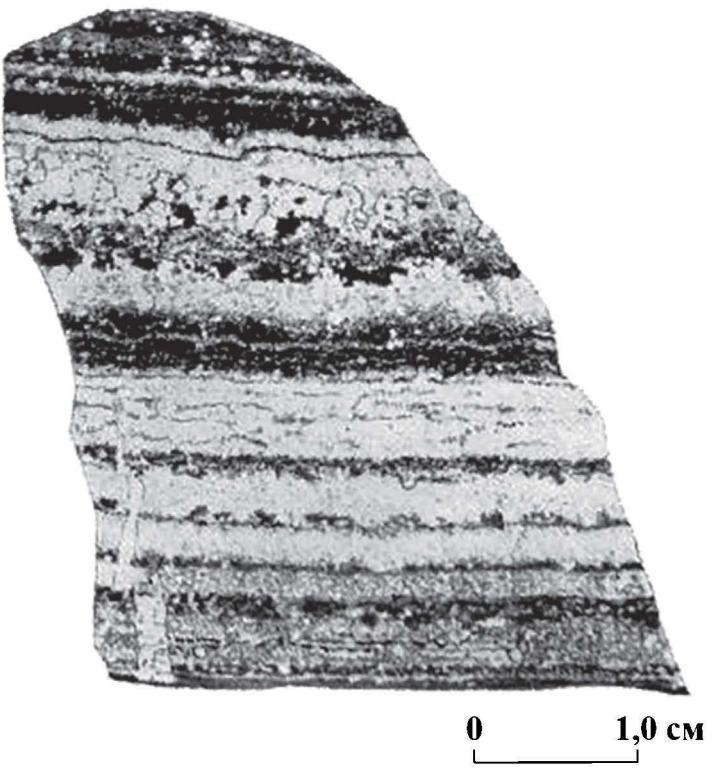


Рис. 6.9. Сильвинит.
Сезонное переслаивание светлого сильвина и темного галита. Цвет последнего определяется примесью ангидрита и пелитового материала. Казахстан Верхняя пермь [Атлас структур..., 1974]



том числе и этих соединений, повышается с температурой. При этом растворимость хлорида натрия повышается незначительно, а хлорида калия весьма существенно (рис. 6.8). В смешанных растворах даже обратная картина – растворимость хлорида натрия понижается, а калия еще более повышается (табл. 6.1). В этой ситуации при понижении температуры зимой из раствора будут выпадать соединения хлора с натрием и калием в виде галита и сильвина при повышении температуры летом – только галит (рис. 6.9). Именно этим сезонным изменениям температуры объясняется отмеченная выше отчетливая слоистость красных сильвинитов. Таким образом, мощность слойков 7–8 см пары – сильвин-галит – это скорость накопления сильвинита в год.

В природных условиях с учетом взаимодействия отдельных ионов и температуры сульфаты кальция осаждаются, когда концентрация морской воды повышается в 4–5 раз, то есть соленость составляет 14,0–18,0 % (напомним, средняя соленость морской воды составляет 3,5 г/л или 3,5 %), а плотность воды (рассола) составляет 1,10–1,13 г/см^3 (при средней плотности морской воды 1,03 г/см^3). Галит осаждается при восьми-десятикратном увеличении солености до 26,0–32,0 % и плотности 1,20–1,25 г/см^3 и, наконец, при более высокой концентрации при выпаривании 50–60 объемов воды начинается осаждение растворимых солей калия и магния, в том числе сильвина (соленость 33,0–35,0 %, плотность рассола 1,28–1,3 г/см^3).

Схематическая зависимость порядка выпадения различных соединений от количества испарившейся воды и плотности раствора показана на рис. 6.10.

Кроме этого основного способа осаждения солей при упаривании растворов и образовании соляных пород, существуют и другие, реализуемые в специфических условиях, количественное значение которых крайне невелико.

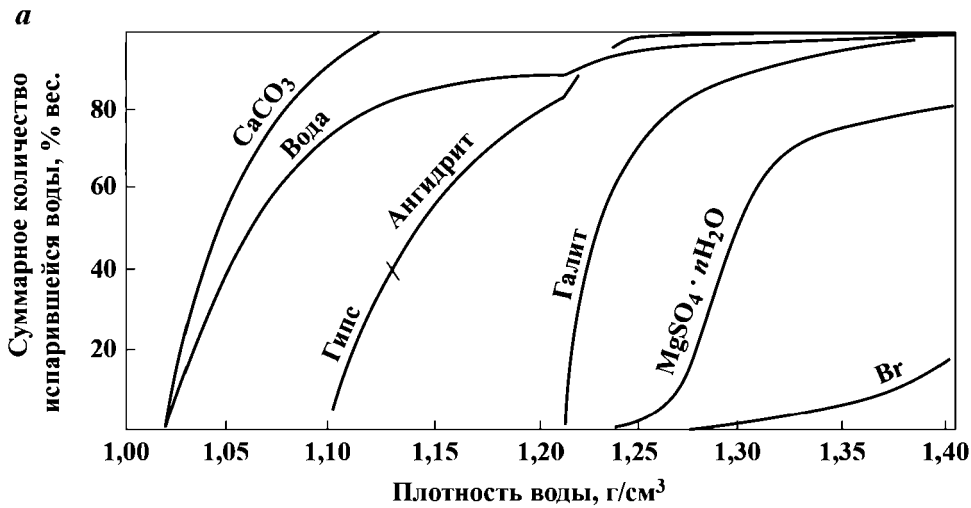
Например – так называемое инсоляционное образование сульфатов и даже более растворимых пород (от латинского *insolatio* – облучение поверхности Земли солнечной радиацией, дословно «выставлять на солнце»). В континентальных обстановках в условиях аридного климата грунтовые воды, а они в той или иной, часто существенной степени, минерализованы, подтягиваются капиллярными силами к поверхности, испаряются, а содержащиеся в них соли осаждаются в поверхностной

Таблица 6.1

Растворимость хлоридов натрия и калия при различных температурах в однородных и смешанных растворах (М.С. Швецов, 1958)

Температура, °С	Растворимость, г/л			
	NaCl	KCl	В смешанном растворе	
			NaCl	KCl
0	356,5	283,7	321	106
100	391,8	562,5	259	359

а



б

Состав океанической воды		Объем	Область кристаллизации солей в процессе сгущения океанической воды	Форма выделения
Содерж. в 1 кг	Соли			
0,12	$CaCO_3$	1000		Кальцит
1,27	$CaSO_4$	900		Гипс, полигалит
27,21	NaCl	800		Галит
0,09	NaBr	700		В виде твердых растворов с хлоридами, начиная с галита
2,25	$MgSO_4$	600		Эпсомит Сакинит
		500		Каинит
0,74	KCl	400		Сильвин Карналлит
3,35	$MgCl_4$	300		Бишофит
0,01	Бораты	200		Эфтонический борат магния
35,05		100		Объем кристаллизующихся твердых солей
Плотность сгущающейся океанической воды			1,0 1,1 1,2 1,3 1,4	
Стадии		Подготовительная		Самосадочная
Тип бассейна		Рапного озера		«Сухого» озера
Области формирования зон			Гипсово-ангидритовой / Галитовой / Сильвинитовой / Карналлитовой / Бишофитовой	

Объем сгущающейся морской воды

1

2

Рис. 6.10. Изменение объемов и плотности сгущающейся морской воды и последовательность кристаллизации отдельных минералов:
а – по Р.Ф. Шмальцу, 1972; *б* – по М.Г. Валяшко, 1962

зоне. Если процесс подтягивания вод и испарения происходит достаточно длительное время, то таким образом выделяется относительно большое количество солей. Чаще всего это относительно слабо растворимые сульфаты кальция, которые образуют гипсовый цемент песчано-алевролитовых пород, своеобразные стяжения – друзы кристаллов гипса (так называемые «розы пустыни»), но иногда формируют и горизонты относительно чистых гипсов мощностью в несколько метров. Более растворимые минералы – галоиды, нитраты – образуют, как правило, лишь отдельные выделения, «выцветы» солей, имеющие скорее минералогическое значение.

6.4. ОБСТАНОВКИ СОЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Явное преобладание одного (хемогенного) механизма осаждения определяет и столь же явное преобладание водных обстановок соленакопления, причем абсолютное большинство соленосных толщ – это отложения морские, однако моря эти весьма специфические. Для образования значительных масс солей необходимы, по крайней мере, два условия – аридный климат и наличие полуизолированных, но не теряющих связей с Мировым океаном водоемов.

Аридный климат определяет интенсивное испарение и, как следствие, повышение концентрации солей в бассейне. В условиях такого климата практически отсутствуют или крайне редки и ограничены по масштабу метеорные осадки и поступление пресных вод с суши, которые могли бы вести к распреснению водоема.

Второе условие – специфический палеогеографический тип бассейна. Дело в том, что в полностью изолированном водоеме при полном испарении воды среднеокеанической солености останется лишь относительно тонкий пласт солей. Так, из 100-метровой толщи морской воды образуется максимум 1,65–1,75 м осадка, в котором на долю каменной соли приходится 1,29–1,35 м. Для формирования же мощных толщ необходимо постоянное поступление солей, что и обеспечивается таким полуизолированным характером бассейна. В этом случае интенсивное испарение ведет к понижению уровня моря, особенно в удаленной от Мирового океана кутовой зоне и формированию *наклонной* водной поверхности, отклоняющейся от поверхности геоида. Это в свою очередь определяет постоянный приток океанических вод и, следовательно, постоянное пополнение этого водоема солями. Одновременно такое понижение водного зеркала исключает обратный водоток из бассейна в океан, то есть существует лишь одно направленное течение, которое и поставляет необходимые соли в бассейн. Постоянное испарение и поступление материала ведет к тому, что концентрация солей повышается, в конце концов достигает предела растворимости и соли начинают выпадать в осадок (рис. 6.11).

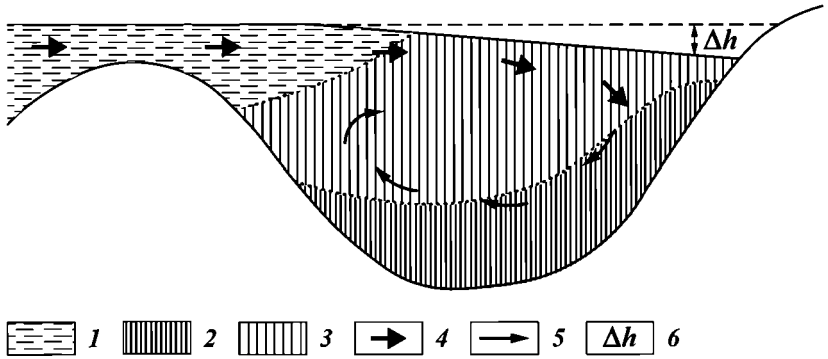


Рис. 6.11. Схема течений и гидрологии полузамкнутого котловинного бассейна аридной климатической зоны:
1–3 – воды: *1* – среднеокеанической солености, *2* – повышенной солености, *3* – высокоминерализованные рассолы, *4* – поверхностные течения, *5* – донные противотечения, *6* – положение уровня воды относительно поверхности геоида

Современным примером подобного водоема, где происходит образование солей, является залив Кара-Богаз-Гол на восточном побережье Каспийского моря.

В середине шестидесятых годов прошлого столетия площадь водного зеркала залива составляла несколько более 12 000 км^2, протяженность пролива около 10,5 км при ширине при выходе из моря всего 120–130 м. В проливе образовалось уникальное природное явление – морской водопад с высотой порога 3,0–3,5 м [Дзенс-Литовский, 1966].

Такая ситуация приводит к последовательному осолонению вод залива за счет постоянного притока каспийских вод и одновременно активного испарения с его поверхности. Так, с 1897 по 1961 год плотность рассола-рапы увеличилась с 1,136 до 1,362 г/см^3, а соленость достигла 28,0–31,0%. Все это вызывает осаждение разнообразных солевых минералов – гипса, галита, астраханита, мирабилита, эпсомита (рис. 6.12). Важно отметить, что питание залива Кара-Богаз-Гол осуществляется водами резко опресненного Каспийского моря, средняя соленость которого составляет 1,27–1,28 %, то есть почти в три раза меньше средней солености Мирового океана. И даже при этом в заливе соленость повышается столь значительно, что появляется возможность садки легко растворимых солей.

Вместе с тем наличие столь представительного современного примера, подтвердив правомочность таких обстановок соленакопления, в определенной мере сыграло и негативную роль. Дело в том, что Кара-Богаз-Гол – это типичная лагуна с присущими лагунам характерными чертами – кроме солености, отклоняющейся от таковой основного питающего водоема, это относительно малые размеры и краткое время существования. Только за позднечетвертичное время – хвалынское и новокаспийское по каспийской хронологии, или вюрм-голоценовое по

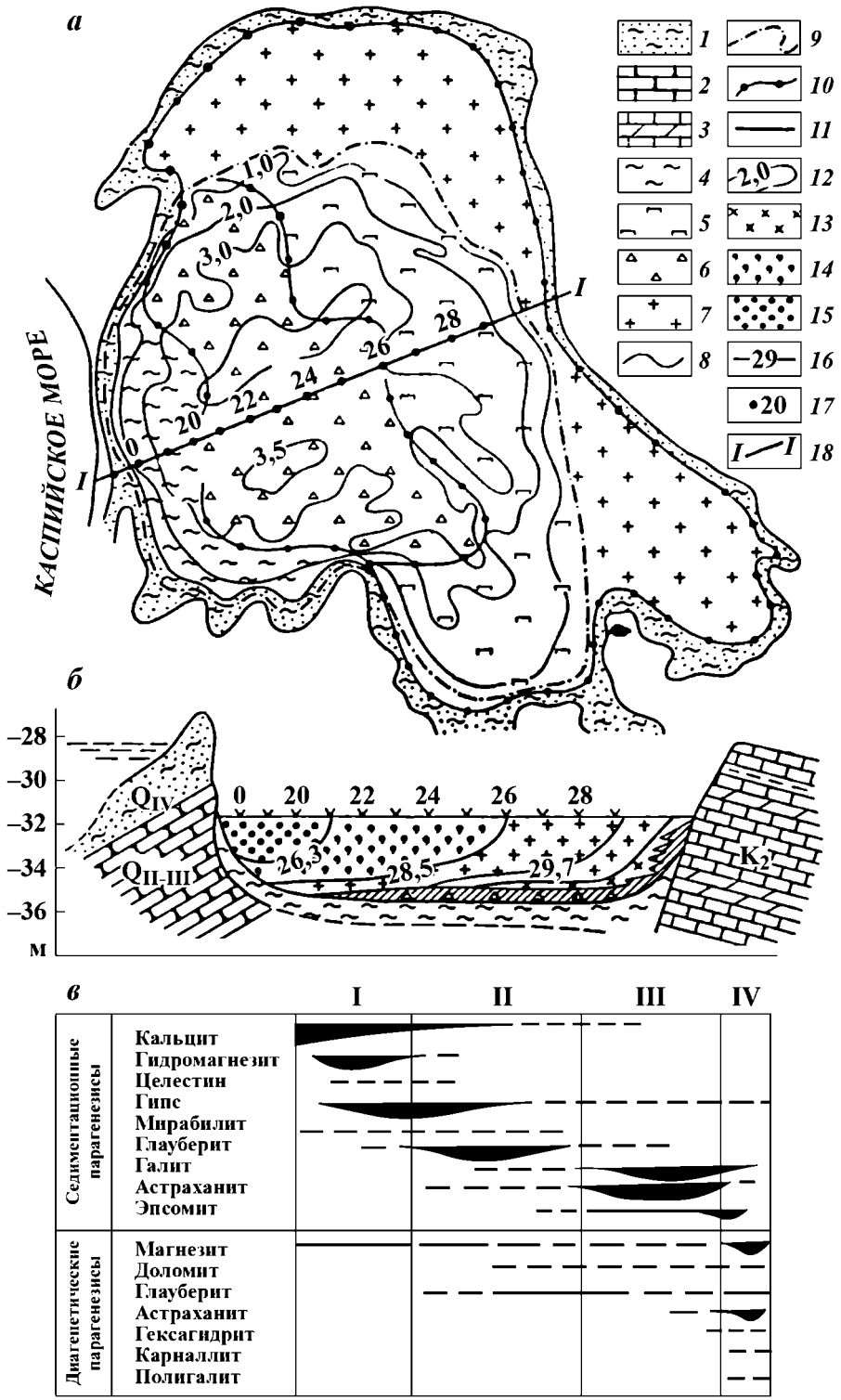
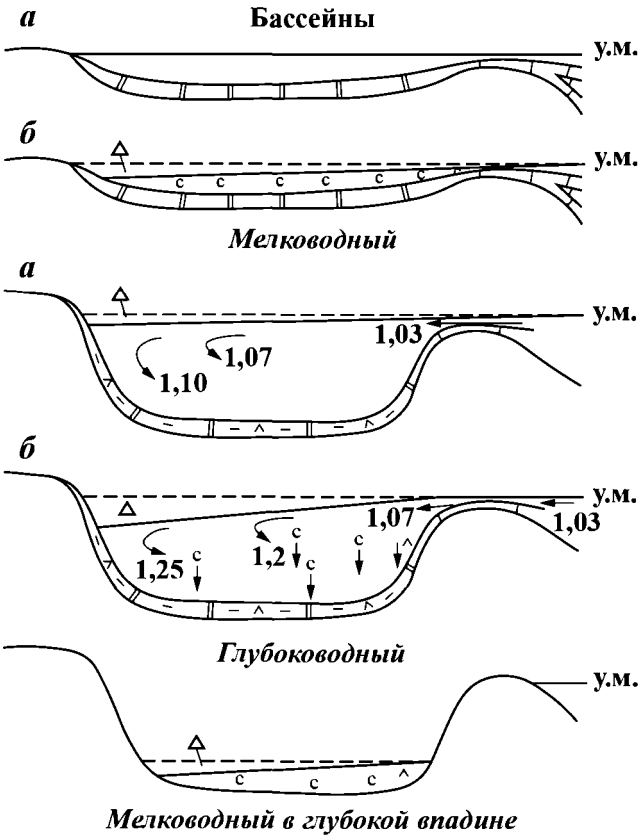

а
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
I
1,0
2,0
3,0
3,5
0
20
22
24
26
28
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
2,0
−29−
•20
I—I
б
−28
−30
−32
−34
−36
м
Q_{IV}
Q_{II-III}
K_2
0
20
22
24
26
28
26,3
28,5
29,7
в
I
II
III
IV
Седиментационные парагенезисы
Кальцит
Гидромагнезит
Целестин
Гипс
Мирабилит
Глауберит
Галит
Астраханит
Эпсомит
Диагенетические парагенезисы
Магнезит
Доломит
Глауберит
Астраханит
Гексагидрит
Карналлит
Полигалит

Рис. 6.12. Распределение осадков в лагуне Кара-Богаз-Гол (по М.Ф. Фивегу и В.П. Федину, 1977):
а – геолого-гидрохимическая схема; *б* – геологический профиль; *в* – схема распределения минеральных седиментационных и диагенетических парагенезов в зонах смешения (I), центральной (II), прибрежной (III) и засухи (IV).
Коренные подстилающие образования: *1* – гипсовые с примесью песка, *2* – песчаники, *3* – известняки и мергели; современные отложения: *4* – гипсово-карбонатные, *5* – галитовые, *6* – гипсово-глауберитовые, *7* – астраханит-галитовые (этсомитове); границы: *8* – коренного берега, *9* – акватории залива, *10* – фациальных зон, *11* – стратиграфические, *12* – изобаты глубин акватории, м; рассолы зон: *13* – прибрежной, *14* – центральной, *15* – смешения; *16* – изолинии концентрации рапы, г/кг; *17* – станции опробования; *18* – линия профиля

европейской шкале, то есть менее чем за 100 000 лет, этот водоем четырежды был обычным заливом Каспия с соленостью и с осадками близкими каспийским, и четырежды превращался в изолированную лагуну с нарушенным гидрологическим режимом и осаждением пачек солей мощностью 6–10 м каждая. При этом подобная изоляция связана не с тектоническими причинами, а с колебаниями уровня Каспийского моря. По прямой аналогии с Кара-Богаз-Голом все солеродные бассейны стали называть лагунами и постулировать мелководный их характер.

И то и другое нельзя признать оправданным. Большая часть соленосных отложений формировалась в течение длительного времени и в огромных по размеру бассейнах. Так, соленосные отложения Сибирской платформы, правда, с некоторыми интервалами, о чем будет сказано ниже, формировались с конца венда в течение раннего, среднего и частично позднего кембрия, то есть не менее 50–60 млн лет, а площадь их распространения, то есть площадь бассейна соленакопления, составляла, по крайней мере, 1,5–2,0 млн км^2, то есть в тысячу раз больше Кара-Богаз-Гола, а средняя суммарная мощность только каменной соли более 500 м. Отдельные чисто соленосные пачки девонской карбонатно-соленосной формации Западной Канады имеют мощность 350–400 м и площадь распространения 150–350 тыс. км^2. Верхнепермский Цехштейновый соленосный бассейн Европы протягивается от западных берегов Англии через Нидерланды, Германию, Данию, Польшу до Литвы и Калининградской области России, включая акваторию Северного и частично Балтийского морей, и имеет площадь более 700 тыс. км^2. Наконец, галогенные отложения нижнепермского соленосного бассейна Восточно-Европейской платформы установлены на площади свыше 1,5 млн км^2, а первичная мощность кунгурских солей в Прикаспийской впадине составляет не менее 2000 м. Эти примеры показывают, что масштабы соленакопления по площади, объемам и длительности не сопоставимы с лагунами. Это были обширные длительно существовавшие моря, и современные лагуны, в том числе Кара-Богаз-Гол – лишь значительно уменьшенные во времени и пространстве и упрощенные их модели.

То же самое касается глубины бассейнов соленакопления. По простой аналогии с современными примерами все эти бассейны нередко



Типы соленосных толщ

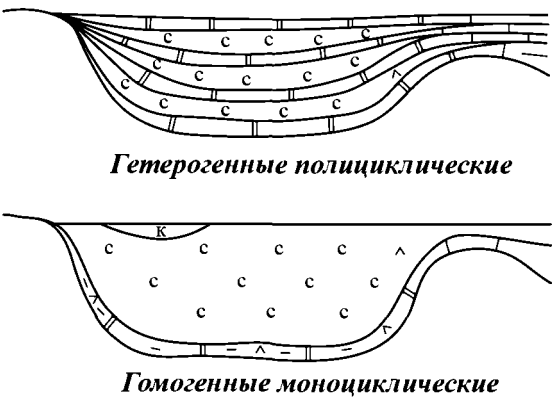


Рис. 6.13. Схема основных типов бассейнов соленакопления на подготовительной (*а*) и основной (*б*) стадиях осаждения солей и основных типов соленосных толщ:
1 – известняки; *2* – доломиты; *3* – битуминозно-глинистые доломиты и ангидриты; *4* – ангидриты; *5* – каменная соль; *6* – калийные соли; *7* – поверхность водного зеркала; *8* – отклонение поверхности воды от формы геоида; *9* – направление течений и плотность рассолов; *10* – осаждение солей

считались мелководными, что оказалось не совсем верным или точнее верным лишь частично.

В геологической истории существовало, по крайней мере, два типа бассейнов и соответственно два типа образующихся соленосных отложений [Кузнецов, 1972; Яншин, 1961, 1964] (рис. 6.13, табл. 6.2).

Таблица 6.2

Некоторые особенности разных типов соленосных формаций

Тип формации / Особенности строения и состава	Гетерогенные, полициклические мелководные	Гомогенные, моно- или малоциклические глубоководные
1. Подстилающие формацию отложения	Мелководные, часто континентальные. На площади соленакопления образовались примерно на одном гипсометрическом уровне (субаквальном или субаэральном)	Морские разнофациальные от мелководных до глубоководных, часто с рифами на их границе. Глубоководные отложения обычно высокобитуминозны и являются нефтепродуцирующими и распространены в районах максимальных мощностей соленосных толщ
2. Формирование структуры подошвы	Определяется прежде всего прогибанием, синхронным соленакоплению, а также последующими тектоническими движениями	В значительной степени обусловлено подводной палеотопографией, предшествующей соленакоплению. Может изменяться последующими тектоническими движениями
3. Состав формаций (внутреннее строение)	Резко неоднороден. Закономерное чередование собственно солевых и несолевых пород – глин, карбонатов. В самих солях много терригенных примесей, вплоть до образования галопелитов	Сравнительно однороден. Несолевых пород мало или они отсутствуют. Повышенное количество может наблюдаться на периферии, распределение их незакономерно
4. Мощности	Собственно солевых пород в циклитах небольшие – обычно первые десятки метров. Суммарная мощность может быть весьма большой	Могут быть очень большими (до тысячи и более метров); в малоциклических – мощности отдельных циклитов несоизмеримо выше, чем в полициклических
5. Условия образования	Многократное выполнение периодически возникающих небольших по глубине депрессий. В целом мелководные	Одно или 2–5-кратное выполнение глубоких впадин. По-видимому, каждый последующий цикл выполнения образует линзу, смещающуюся во впадину. В нижней части – глубоководные, в верхней – мелководные

Продолжение табл. 6.2

Тип формации / Особенности строения и состава	Гетерогенные, полициклические мелководные	Гомогенные, моно- или малоциклические глубоководные
6. Тектоническая приуроченность и характер тектонических движений	Платформы, краевые прогибы, межгорные впадины. Эпохи активного прогибания	Платформы, реже краевые прогибы. Эпохи определенной стабилизации после предшествующего некомпенсированного прогибания
7. Особенности строения отложений на периферии бассейна соленакопления	Нередко мелководно-морские отложения соответствующие трансгрессивным элементам циклитов соленосной формации, с многочисленными перерывами, синхронными регрессивным элементам (периодам собственно соленакопления). Перерывы могут фиксироваться прослоями континентальных отложений	Периоду соленакопления соответствует региональный перерыв (кроме зоны питания морской водой)
8. Сезонная слоистость	Практически по всей мощности солевых пачек	Четкая, главным образом, в верхней части толщи
9. Полезные ископаемые	В очень крупных бассейнах – калийные соли, часто полиминеральные (сульфатные и хлоридные)	Основные и наиболее богатые месторождения калийных солей, обычно хлоридных. Промышленные выделения боратов, повышенные содержания рубидия, таллия, цезия и др.
10. Характер проявления соляной тектоники	Гетерогенность и наличие компетентных пород снижает общую пластичность и соляная тектоника не всегда развита или развита относительно слабо	В соответствующих условиях интенсивно выражена
11. Покрывающие отложения	Обычно континентальные, красноцветные или морские мелководные. Нередки признаки аридности климата	

Один тип бассейнов – действительно плоские мелководные полуизолированные водоемы, где формируются солевые отложения. Даже небольшие колебания уровня моря за счет ли тектонических движений или эвстатики ведут к периодическому открытию этих водоемов, возобновлению связей их с Мировым океаном, прекращению соленакопления и формированию несолевых отложений. В итоге соленосная толща является гетерогенной, полициклической, представляет собой многократное переслаивание солевых и несолевых пород. Последние представле-

ны карбонатными или глинистыми породами; в самих солях нередко примеси терригенного, прежде всего глинистого материала, что ведет к образованию галопелитов. Общая мощность формации может быть весьма значительна, а мощность отдельных солевых пачек обычно не более нескольких десятков метров, реже 100–150 м. Примерами таких гетерогенных соленосных формаций являются упоминавшиеся выше кембрийские отложения Сибирской платформы, силурийские бассейнов Мичиган и Иллинойс США, среднедевонские Уиллистонского и Канадского бассейнов, пермские Днепровско-Донецкой впадины, неогеновые соли Закавказья и др.

Второй тип – это глубокие котловинные моря, также имеющие затрудненный водообмен с Мировым океаном. Активное испарение в условиях аридного климата ведет к повышению концентрации солей и увеличению плотности воды. Последние, как более тяжелые, опускаются вниз, что вызывает плотностное расслоение водной толщи, появляется, так называемый, пикноклин (*pycnocline*) – слой воды, характеризующийся резким изменением плотности с глубиной.

Плотностное расслоение, наличие пикноклина ведет к тому, что вертикальное перемещение и перемешивание воды прекращается, в придонной зоне создаются застойные условия, сюда не поступает кислород, исчезает донная фауна. Все это обусловливает накопление осадков, обогащенных органическим веществом, поскольку попадающие сюда остатки живущих в водной толще организмов (главным образом планктона) не окисляются и не потребляются бентосом. В начальные этапы развития такого бассейна здесь формируются темные обогащенные органическим веществом глинистые и глинисто-карбонатные тонкослоистые осадки, которые по мере осолонения водоема сменяются также темноцветными тонкослоистыми битуминозными карбонатно-ангидритовыми и ангидритовыми отложениями. Наконец, при дальнейшем прогрессирующем осолонении начинается осаждение галита и каменная соль заполняет глубоководную котловину. В итоге образуется мощная достаточно однородная соленосная толща, залегающая на глубоководных отложениях. В кровле таких толщ нередко формируются и крайне растворимые калийные соли и даже бораты. К таким гомогенным «моноциклическим» толщам относятся кунгурские отложения Прикаспийской впадины и Предуральского краевого прогиба, среднепермские соленосные отложения Пермского бассейна и Цехштейна Европы, девонские соли Днепровско-Донецкой впадины и др.

Отдельные периоды распреснения из-за инертности огромной водной массы обычно не очень значительны, кардинально не меняют обстановку и фиксируются появлением среди галогенных пород сульфатов – ангидритов и гипсов.

Соленакопление подобного типа в современных условиях отсутствует, однако древние примеры устанавливаются достаточно надежно. Одним из свидетельств этого является высокая скорость садки солей. Современная каменная соль осаждается со скоростью до 80–120 и даже до 150 мм/год. Скорости образования древних соленосных отложений

меньше – есть периоды приостановки и осаждения сульфатов и доломитов, скорости накопления которых значительно меньше, сказывается частичное растворение и другие факторы. Тем не менее расчеты скоростей осадконакопления для различных соленосных толщ силура, девона, перми дают значения 10–50 мм/год. К примеру, верхнеюрская (киммеридж–титон) гаурдакская свита Среднеазиатского солеродного бассейна, включающая каменную соль и ангидриты суммарной мощностью до 1000–1400 м, сформировалась по оценкам двумя независимыми методами за 23700–92500 лет [Байков, Седлецкий, 2001]. Даже если принять максимальное значение 100 тыс. лет, что геологически почти мгновенно, ясно, что почти полуторакилометровое тектоническое прогибание за этот короткий промежуток времени имело совершенно нереальную скорость. Для сравнения – максимальные скорости тектонического прогибания, рассчитанные таким же образом, дают для палеозоя и мезозоя значения 0,03–0,06, а для кайнозоя 0,2–0,3 мм/год, то есть на 2–3 порядка меньше. Другими словами, большая мощность соленосных толщ определяется не интенсивным *тектоническим прогибанием*, а *заполнением* уже существующей депрессии, то есть отражает субаквальный рельеф – глубину бассейна до начала соленакопления.

Другим свидетельством заполнения солями уже существующих глубоких бассейнов является залегание мощных однородных соленосных толщ на глубоководных отложениях. Специфика таких глубоководных отложений заключается в том, что литологические данные указывают лишь на глубоководность отложений, по крайней мере на глубину, превышающую зону действия волнений, но не позволяют установить абсолютные значения. Последнее возможно оценить по соотношению мощностей глубоководных подсолевых и синхронных им мелководных отложений. Разница этих мощностей примерно равна глубине бассейна до начала соленакопления. Интересно и важно отметить, что во многих случаях происходит взаимокомпенсация мощностей, то есть малым мощностям подсолевых отложений соответствуют максимальные мощности соли и наоборот. В итоге суммарные мощности подсолевых и соленосных отложений оказываются равными или близкими в зоне развития солей и вне их распространения.

Таким образом, мощные однородные соленосные толщи являются толщами заполнения предшествующего рельефа, а не мерилом теконического прогибания и служат тем самым важным элементом палеогеоморфологического, а не палеотектонического анализа.

Надо отметить, что такое заполнение происходит не одноактно и равномерно по всему бассейну. Вначале как обычно осаждаются сульфаты, причем на обрамляющих глубоководную впадину участках отлагаются мелководные осадки небольшой мощности, в глубоководной – тонкослоисные битуминозные, а на бортах впадины формируются мощные толщи ангидритов – «ангидритовые валы» (рис. 6.14, *а*). В следующую основную стадию при большей солености оставшаяся ванна заполняется каменной солью. Если такое заполнение происходит несколько раз, то есть за одну стадию соленакопления депрессия не вы-

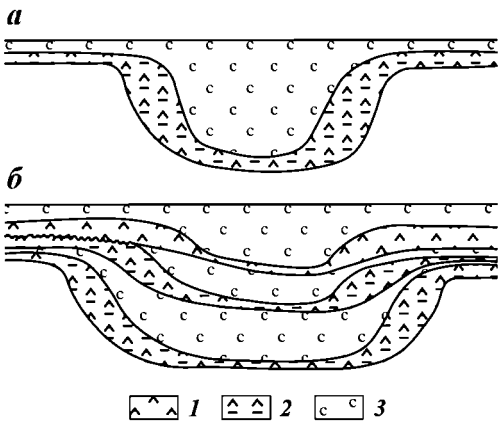


Рис. 6.14. Схема образования ангидритовых валов при однократном (*а*) и многократном (*б*) заполнении солями глубоководной впадины:
1 – ангидриты; *2* – ангидриты битуминозные; *3* – каменная соль

равнивается, образуется серия ангидритовых валов, смещающихся со временем в сторону бассейна (рис. 6.14, *б*). Такая ситуация изучена например, в цехштейне Европы, кембрии Восточной Сибири и некоторых других регионах.

Специальные расчеты показывают, что увеличение солености при активном испарении и определенной изоляции бассейна происходит как в мелководном, так и глубоководном водоеме. Разница заключается в том, что в первом случае повышение солености до стадии осаждения легко растворимых солей происходит значительно быстрее. В геологическом же масштабе время достижения предела растворимости весьма невелико и реализуется и в глубоководных бассейнах даже в семиаридных условиях; определяющим оказывается степень изоляции водоема.

Возвращаясь к гетерогенным соленосным толщам мелководных бассейнов, надо отметить, что в противоположность гомогенным солям, их суммарная мощность, то есть мощность солевых и межсолевых – глинистых карбонатных пород в целом отражает амплитуду тектонического прогибания. Во время накопления несолевых отложений, а оно весьма длительно, прогибание формирует в целом мелководную плоскую, но тем не менее морфологически выраженную депрессию, которая во время повышения солености быстро заполняется солью, а при снижении солености вновь откладываются несолевые осадки и формируется ванна для последующего соленакопления. Эта периодическая смена соленостей определяется главным образом изменением объемов поступления морских вод, то есть изоляцией или, напротив, открытием бассейна. Эти изменения могут быть обусловлены тектоническими причинами – подъемом или опусканием перемычки – порога, либо, чаще, колебаниями уровня моря, что соответственно ведет к увеличению или уменьшению глубины этого порога.

Существуют и иные условия накопления соленосных отложений, количественная роль которых весьма скромная. К ним относятся внутриконтинентальные озера, где формируются чаще сульфатные породы, в том числе легко растворимые; количество же каменной соли и галита вообще резко ограничено. Соленакопление происходит и в прибрежной – литоральной и, главным образом, надлиторальной плоской прибрежной зоне аридных побережий, известной под арабским словом себха (*sebkha, sabkha*). Образование солей здесь связано с подтягиванием

и испарением высокоминерализованных поровых вод, с отдельными эфемерными озерами, заплеском брызг морской воды при волнении и штормах и др. В этой зоне формируются преимущественно и гипсы, и нодуляные ангидриты, реже галит. Кроме этих солевых образований в зависимости от характера побережья имеется, а чаще преобладают обломочный и карбонатный материалы (доломиты в виде строматолитовых матов или пеллетовых образований). При этом галоидные минералы чаще выпадают в интерстициях, образуют гнезда и стяжения, реже линзы и ограниченные по площади маломощные пласты. Таким образом, значительная, если не большая часть солевых выделений является не чисто седиментационными, а диагенетическими.

6.5. ЦИКЛИЧНОСТЬ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Соленосные отложения обычно имеют слоистую текстуру, причем слои образуют цикличность различных порядков.

Наиболее тонкая цикличность имеет климатический, точнее сезонный характер. Выше отмечалась сезонная слоистость сильвинитов, где чередуются летние слойки галита и зимние сильвина. Аналогичная цикличность имеется и в других типах соляных пород. Так, в ангидритах, особенно отложенных вне зоны взмучивания, наблюдается тончайшее переслаивание ангидрита средней мощностью 0,5–3 мм и темных битуминозно-глинистых карбонатов мощностью 0,01–0,1 мм. Появление глинисто-карбонатного прослоя обычно связывают с весенне-летним периодом, когда цветение планктона, во-первых, ведет к повышению pH воды, что вызывает садку карбонатного материала, и, во-вторых, обеспечивает поступление в осадок органического вещества, как исходного материала образования битумов. В осенне-зимний период похолодания и, соответственно, снижения растворимости осаждаются сульфаты кальция.

Надо отметить, что подобная ситуация и цикличность устанавливаются далеко не во всех случаях. Например, сильный шторм ведет к перемешиванию водной толщи, ликвидации пикноклина и выравниванию концентрации солей снизу и сверху водной толщи и, как следствие, растворению уже отложившихся солей.

Такие сезонные наборы по аналогии с описанными ранее озерными «ленточными глинами» нередко называют варвами. Они хорошо известны и описаны во многих соленосных толщах мира, но, по-видимому, наиболее подробно и детально изучены в цехштейновых отложениях Германии. Здесь в разрезе выделено более 900 прослоев, причем около 800 из них удается проследить на огромной площади бассейна – 320 км по широте и 350 км по долготе [Рихтер–Бернбург, 1968]. Подобная корреляция возможна на основе того, что каждая варва несколько отличается друг от друга, в частности, некоторые из них имеют

аномальную мощность. Оказалось, что эти аномальные мощности встречаются в каждом 11–12 наборе, то есть существует одиннадцатилетний цикл изменения мощностей варв (рис. 6.15). Соответствие такой цикличности циклам солнечной активности позволяет говорить о влиянии последней (влияние явно опосредованное) на характер соленакопления.

В свою очередь, эти 11-летние циклы группируются в более длительные в 22–23, затем 33–35-летние и еще более длительные 85–105 и 170–210-летние, которые соответствуют уже прецессии земной оси.

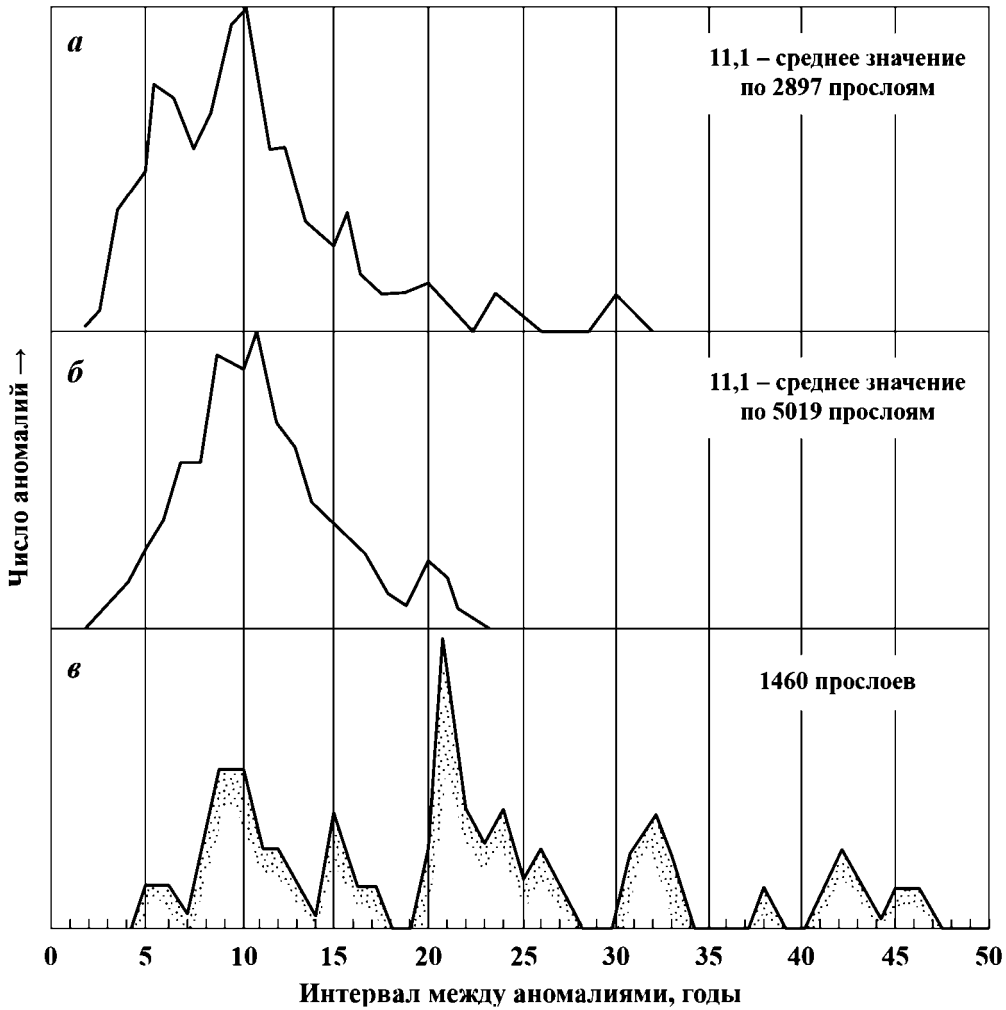


Рис. 6.15. Частота встречаемости циклитов аномальной мощности [Рихтер–Бернбург, 1968]:
а – каменная соль цехштейна Германии; *б* – ангидриты цехштейна Германии; *в* – ангидриты сармата Сицилии

Циклиты 11-ти, 33-х и 110-летние установлены также в брянцевском пласте бахмутской свиты Донбасса (рис. 6.16).

Следующий порядок цикличности связан уже не с кратковременными – десятки и сотни лет, а с более длительными периодами и находит свое наиболее наглядное выражение в строении описанных выше полициклических соленосных толщ. При этом, как было отмечено, чередование соляных и несоляных пород обусловлено, соответственно, изоляцией и, напротив, открытием бассейнов соленакопления и возобновлением их связи с Мировым океаном. Последнее возможно как за счет тектонических причин, так и за счет эвстатических колебаний уровня моря, которое, в свою очередь, чаще всего связано с такими же колебаниями климата (именно климата, а не сезона и погоды).

Не следует думать, что другой тип – гомогенные моноциклические толщи не имеют внутренней цикличности. Она из-за инертности большой водной массы менее заметна, но в той или иной форме существует. Так, в кунгурской соленосной толще Прикаспийской впадины имеются пачки ангидритов, отражающие относительно слабое распреснение. Эти пачки особенно хорошо устанавливаются в разрезах обрамления впадины, где соленосная толща не испытала вторичного перераспределения и первичные соотношения не нарушены соляной тектоникой. Наиболее же подробно цикличность такого масштаба установлена в цехштейне Европы, где выделено пять крупных циклов-серий: Верра, Стасфурт, Лейне, Аллер и Оре.



Рис. 6.16. Изменение мощности 11-летних циклов в брянском пласте бахмутской свиты Донбасса.
На рисунке видны 33-летние циклы (номера циклов 3, 7, 10 и т.д.) и 110-летние (номера циклов 1, 10, 18) [Калинко, 1973]

6.6. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ СОЛЕНОСНЫХ ПОРОД

Наличие мощных соленосных толщ – надежный показатель аридности или, по крайней мере, семиаридности климата, то есть важнейший инструмент палеоклиматических реконструкций. Это также показатель палеогеографического типа водоема, степени его изолированности от Мирового океана, во многих случаях его глубины. Соленосные толщи разного типа позволяют более строго, более корректно использовать анализ мощностей как при проведении палеотектонического, так и палеогеоморфологического анализов.

Минеральные соли широко используются в хозяйственной деятельности как в быту, так и в промышленности. Известно более 14 тысяч вариантов применения поваренной соли в промышленности, технике, химии, медицине, сельском хозяйстве и повседневной жизни. Главная ее часть (60–65 % добычи) расходуется в пищевой промышленности, остальная практически полностью используется в химической промышленности для производства соляной кислоты, получения хлора, натриевых солей.

Калийные соли – важнейшее сырье для производства калийных удобрений; соли магния – для получения металлического магния. Гипсы и ангидриты – важное сырье для производства вяжущих веществ, в том числе некоторых специальных видов цементов, являются поделочным материалом.

Поровые рассолы соленосных толщ – источник многих важных элементов, таких, например, как бром и йод.

С соленосными толщами связаны месторождения самородной серы, целестина, барита, флюорита, рубидия, цезия, частично лития и бора в виде редких солей – боратов.

Соленосные толщи – лучшие покрышки для нефтяных и газовых залежей. По некоторым сведениям, не менее половины запасов углеводородов сосредоточено под солевыми покрышками.

ГЛАВА 7
КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

7.1. КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Кремнистые породы относятся к формациеобразующим породам, хотя их количественная роль неизмеримо меньше трех основных групп пород, слагающих осадочную оболочку – глин, карбонатных и обломочных пород. По подсчетам А.Б. Ронова они составляют 2,3 % от общего объема осадочных пород стратисферы, причем в континентальном секторе эта цифра равна 1,9 %, на шельфах и континентальном склоне – 2,6 % и в океанах 6,35 % [Ронов, 1993, табл. 5]. В целом их содержание вдвое выше содержания соляных пород и вместе с последними, а также отмеченной выше триадой они по сути дела слагают всю осадочную оболочку Земли.

Подробные сведения об этих породах и связанных с ними проблемах приводятся в капитальных учебниках, каким является, например, трехтомник В.Т. Фролова [1993], справочниках [Атлас текстур..., 1978; Справочник по литологии, 1983; Справочное руководство..., 1958; Систематика и классификация..., 1998], а также специальных монографиях и сборниках [Геохимия кремнезема, 1966; Происхождение и практическое..., 1987 и др.] и в отдельных статьях в периодической печати. Один из номеров журнала "American Association of Petroleum Geologists, Bulletin" (V. 85, No. 1, 2001) специально посвящен кремнистым резервуарам нефти и газа Северной Америки.

7.2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Уже по своему названию ясно, что кремнистые породы или силициты (некоторые авторы предпочитают термин кремневые породы, так как в русском языке суффикс «-ист» означает лишь примесь, в то вре-

мя как в этих породах кремнезем преобладает) состоят на 50 и более процентов из минералов кремнезема. Вместе с тем кварцевые и олигомиктовые песчаники к кремнистым породам не относятся, хотя содержат не менее 75 % кварца.

На этом примере еще раз отчетливо проявляется отмеченное ранее (см. гл. 2) важнейшее свойство пород и их отличие от минералов – минерал характеризуется химическим составом и структурой решетки, а порода тремя основными показателями – минеральным составом, структурой и текстурой,

Исходя из этого положения, из состава кремнистых пород исключаются породы обломочной структуры и, соответственно, обломочного происхождения. Другими словами, кремнистые породы можно определить как **осадочные породы, более чем на половину состоящие из аутигенного кремнезема**, или, используя не генетический, а структурный признак – **это породы, состоящие из минералов кремнезема и не имеющие обломочной структуры.** Последнее определение формально более строгое, хотя давать определения в форме отрицания не принято.

Основными минералами кремнистых пород являются опал, халцедон и кварц.

В кремнистых породах устанавливается ряд минералов от опала А через кристобалит и тридимит к халцедону и кварцу и во многих, если не большинстве случаев халцедон-кварцевый состав кремнистых пород – это результат катагенетической кристаллизации первичного аморфного опала.

Определение этих минералов и их количественных соотношений обычно проводится с помощью рентгеноструктурного анализа и, как правило, применяется несколько упрощенная терминология – обыкновенный рентгеноаморфный опал – опал А, опал с кристобалитом – опал ОК (или ОС – от *cristobalite*), опал-тридимит – опал КТ или опал СТ (от *tridymite*).

В обобщенном виде все кремнистые породы по минеральному составу подразделяются на опал-кристобалитовую и халцедон-кварцевую группы.

Систематика и классификация кремнистых пород обычно основывается на трех основных показателях – минеральном составе, структуре и форме нахождения в природе.

По составу выделяются опаловые, халцедоновые, кварцевые и, что чаще, смешанные, опал-кристобалитовые и чаще халцедон-кварцевые породы. По структуре все кремнистые породы разделяются на две большие группы: с биоморфной и абиоморфной (не биоморфной) структурой с дальнейшими, более дробными подразделениями.

Если вещественные и структурные признаки используются при классификации практически всех осадочных пород, то третий показатель – формы нахождения в природе, специфичен именно для кремнистых пород. Дело в том, что наряду с общей для всех осадочных пород и наиболее распространенной пластовой, слоистой формой, частой формой нахождения кремнистых является конкреционная. В количест-

Таблица 7.1

Схема классификации кремнистых пород

Форма нахождения	Структура		Минеральный состав	
			Опал, кристобалит	Халцедон, кварц
Пластовая	Биоморфная		Диатомиты, радиоляриты, спонголиты	Радиоляриты, спонголиты
	Абиоморфная	Аморфная	Трепелы, опоки, порцелланиты	–
		Кристаллическая	–	Яшмы, фтаниты, лидиты, кремнистые сланцы, джеспилиты
Конкреционная		Кристаллическая		Кремни
Корковая		Аморфная	Гейзериты, кремнистые туфы	–

венном отношении последняя форма уступает пластовым образованиям, но подобные кремнистые образования развиты весьма широко в разных типах иных, не кремнистых пород и обособление ее вполне оправдано.

Формально форма залегания не является чисто петрографическим признаком, характеризующим именно породу – ее состав и строение, однако при литологических исследованиях, когда изучается не только собственно порода, но и форма ее нахождения, залегания этот специфический признак может и должен учитываться.

Строго говоря, исходя из этого принципа, необходимо выделить еще одну форму – корковую, которая развита еще меньше.

Именно в такой последовательности – пластовые, конкреционные, корковые – и будут рассмотрены основные типы кремнистых пород. Дальнейшее подразделение внутри этих групп проведено по минеральному составу и структуре (табл. 7.1).

7.3. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

7.3.1. ПЛАСТОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ОПАЛОВЫЕ ПОРОДЫ

Опаловые породы достаточно отчетливо подразделяются на две группы: с биоморфной структурой – диатомиты, радиоляриты и спонголиты и с абиоморфной структурой – трепелы и опоки.

Диатомиты (*diatomite*) – породы более чем на 50 % состоящие из опаловых скелетных остатков диатомовых водорослей, сцементиро-

ванных опалом. По внешнему виду это белые, серые, желтоватые чрезвычайно легкие породы (объемная плотность их изменяется от 0,21 до 1,0 г/см^3, составляя обычно 0,4–0,85 г/см^3, а пористость 70–90 %). Текстуры диатомитов микрослоистые, полосчатые, однако в образце могут быть однородными массивными. Породы мягкие, легко растираются пальцами, липнут к языку. В этом отношении они напоминают мел и белые каолинитовые глины. В отличие от мела они не реагируют с кислотой, в отличие от каолинита не жирные на ощупь и не размокают в воде как глины.

В шлифе структура диатомитов биогенная, обусловленная наличием остатков диатомей (рис. 7.1). Следует отметить, что размеры панцирей диатомей редко превышают 0,1 мм, поэтому лучше работать с увеличением несколько больше стандартного, например, использовать объектив № 20. Цементируются остатки диатомей бесструктурным аморфным опалом.

В морских диатомитах обычно присутствует значительное количество глинистых частиц, зерна кварца и глауконита. Пресноводные диатомиты нередко более чистые.

Диатомеи и диатомиты появились в юре, но массовое развитие получили с позднего мела. Диатомовые осадки современных водоемов образуют два достаточно широких пояса – южный циркумполярный вок-

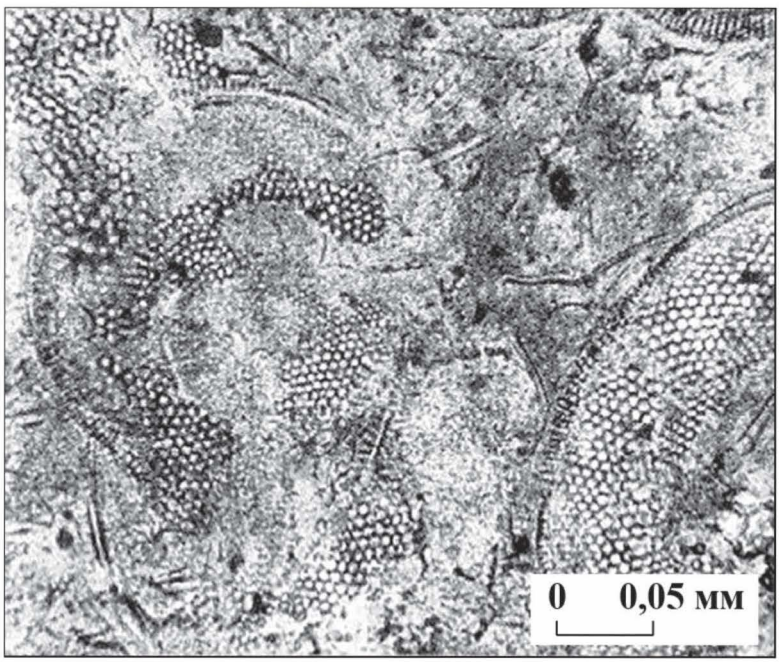


Рис. 7.1. Диатомит органогенной структуры.
Порода сложена крупными (0,1–0,13 мм) опаловыми створками диатомей. Краснодарский край. Неоген. [Атлас..., 1973]

руг Антарктиды (главный пояс) и северный Тихоокеанский. Кроме того, они вместе с радиоляриями присутствуют и в экваториальном, прослеживаемом в Тихом и Индийском океанах (рис. 7.2).

Радиоляриты. Радиоляриты (*radiolarite*) в отличие от диатомитов бывают рыхлые и твердые. Первые имеют первичный опаловый или чаще опал-кристобалитовый состав и иногда называются радиоляриевой землей, вторые состоят из халцедона и кварца, которые образовались при раскристаллизации первичного опала.

Чистые радиоляриты – породы светлые, но примеси окрашивают их и в другие часто более темные, серые, желтоватые, зеленоватые, красные цвета. В типичных радиоляритах более 50 % их объема сложено остатками радитолярий – планктонных организмов, скелет которых имеет форму шариков, колпачков и т.д. с характерными игольчатыми выростами, которые обусловливают большую плавучесть. Наличие таких выростов-лучей определяет и другое название радиолярий – лучевики.

В шлифе остатки радиолярий выглядят как небольшие светлые кружочки размером 0,05–0,2, реже до 0,5 мм, иногда с характерны-

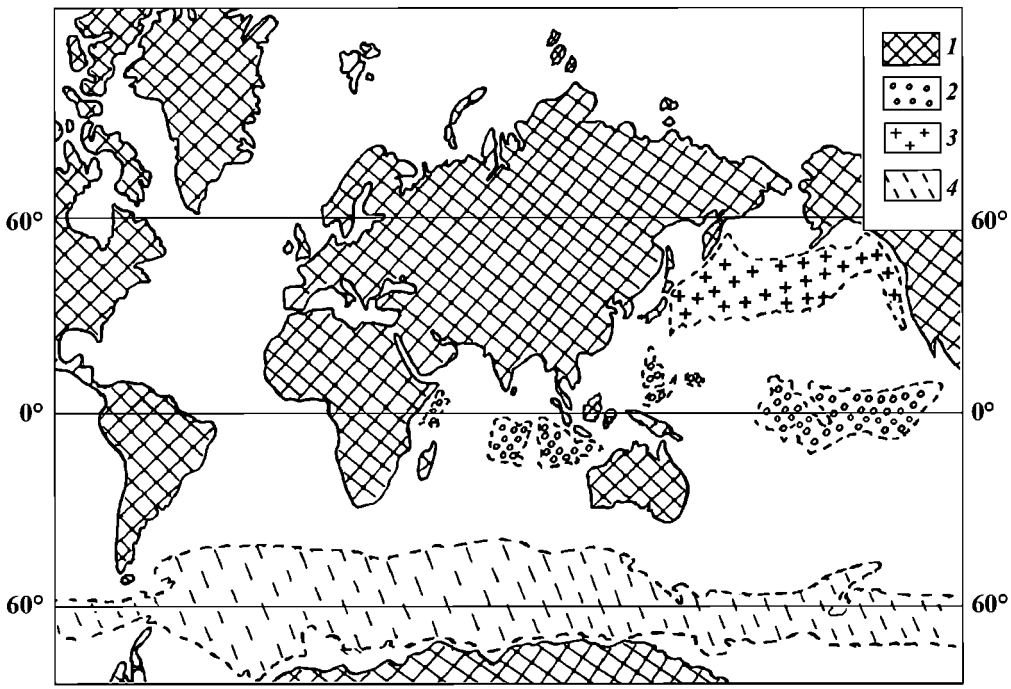


Рис. 7.2. Распределение кремнистых осадков в современных океанах. По А.П. Лисицыну, 1978 (упрощено):
1 – суша; *2–4*: пояса кремненакопления: *2* – экваториальный преимущественно радиоляриевый, *3* – северный диатомовый и радиоляриево-диатомовый, *4* – южный преимущественно диатомовый

ми радиально расположенными наростами – остатками лучей-иголок. Большинство радиолярий имеет опаловый скелет (редкие древние формы – целестиновый), однако этот опал в древних толщах – в палеозое практически полностью, в мезозое и нижнем кайнозое часто перекристаллизуется в халцедон и кварц. Отмечены также псевдоморфозы по раковинкам радиолярий глауконита, замещение их окислами и сульфидами железа и марганца, фосфатами, реже кальцитом.

Структура неизмененных опаловых радиоляритов отчетливо биоморфная, которая по мере раскристаллизации переходит в реликтово-биоморфную. Вмещающая минеральная масса либо аморфная, глобулярная в случае опалового состава, либо крипто- и микрокристаллическая в случае раскристаллизации.

Радиолярии известны, видимо, с кембрия, а с ордовика достоверно и развиты в течение всего фанерозоя. Кроме собственно радиоляритов остатки этих организмов встречаются в других типах кремнистых пород – в кремнистых сланцах, яшмах и др.

Практически все радиолярии – морские стеногалинные формы, обитающие на самых разных глубинах вплоть до абиссальных (7–8 тыс. м). Что касается глубины образования радиоляритов, то мнения исследователей существенно расходятся – от крайнего мелководья до абиссальных океанических глубин. В основном они все же, видимо, образования достаточно глубоководные. Радиоляриевые илы (вместе с диатомеями) современных океанов образуют широтный приэкваториальный пояс и присутствуют в северном поясе умеренных широт (см. рис. 7.2).

Спонголиты. Судя по названию основу спонголитов (*spongolite, sponge-spicule rock*) составляют остатки губок (*Spongia*). Как и радиоляриты, они являются рыхлыми (опаловые) и твердыми (халцедоновые и халцедон-кварцевые). Соответственно и плотность их меняется от 0,8–1 до 1,4–1,5 г/см^3. По внешнему виду они похожи на диатомиты и соответствующие радиоляриты, хотя опаловые спонголиты иногда напоминают грубую шерсть или войлок за счет наличия иголок – спикул губок, которые в этом случае удается наблюдать с помощью небольшой лупы.

Спикулы губок одно-, трех-, четырех- и шестилучевые. В шлифе это либо удлиненные веретенообразные иголочки, либо, в случае многолучевых спикул, своеобразные рогульки. Поперечные сечения спикул округлые или овальные диаметром до 0,1–0,2 мм с центральным каналом (рис. 7.3). Продольные сечения удлиненные также с центральным каналом. Опал спикул перекристаллизуется в халцедон и кварц, поэтому кроме аморфной структуры, характерной для опала, формируется радиально-лучистая или кристаллическая структура. Спикулы особенно не в чистых спонголитах нередко замещаются другими минералами – кальцитом, глауконитом.

Цементом спонголитов в зависимости от степени перекристаллизации является опал аморфной глобулярной или халцедон-микрокристаллической структуры.

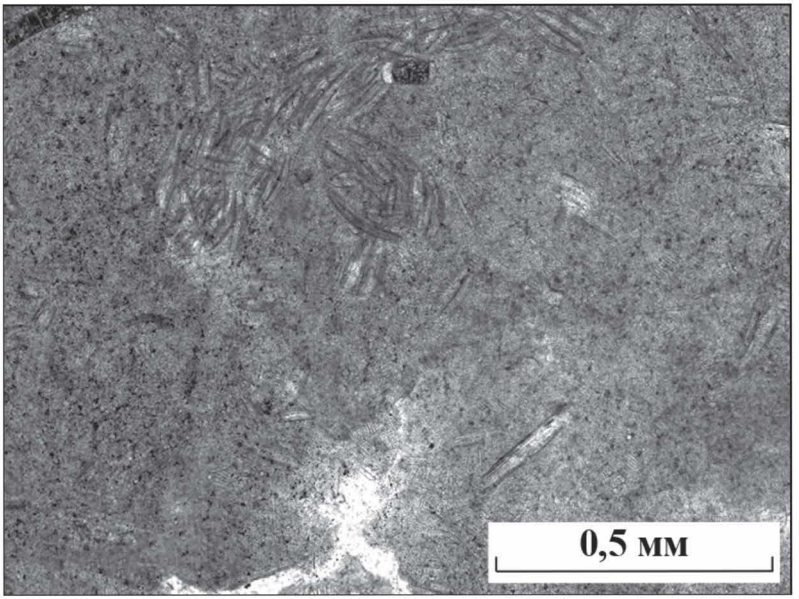


Рис. 7.3. Спонголит.
На фоне основной бесструктурной опаловой массы располагаются спикулы губок в форме «рисовых зернышек» с осевым каналом. Армения

Практически все губки морские донные животные, причем спикулы не связаны между собой и после гибели организма и разложения органического вещества рассыпаются, смешиваются с другими осадками, поэтому чистые спонголиты достаточно редки, а чаще содержат существенную примесь глинистого материала, различных терригенных обломков, глауконит.

Губки известны в геологическом разрезе с кембрия, но породообразующее значение их существенно меньше, чем планктонных диатомей и радиолярий и, соответственно, спонголиты – породы менее распространенные по сравнению с диатомитами и радиоляритами. В заметных количествах они появились в карбоне и развиты преимущественно в мелу и кайнозое.

Трепелы и опоки. Трепелы (англ. *tripoli*, менее правильно – *tripolite*) и опоки (*opoka*) – породы, состоящие из опала и кристобалита абиогенной или реликтово-биоморфной структуры. Относительно твердые разности называются порцелланитами (*porcellanite*), хотя строго соответствия, видимо, не существует, так как описываются, например, порцелланиты существенно кварцевые. Окраска этих пород светлая, желтоватая, серая, иногда у опок более темная – до темно-серой. Породы легкие за счет высокой пористости. Так, пористость трепела нередко превышает 50 %, а опоки – 30–40 %. Соответственно, объемная плотность пород равна 0,60–1,2 г/см^3 у трепелов и 1,3–1,8 г/см^3 у опок.

В целом породы мягкие, мелоподобные (но в отличие от мела не реагируют с кислотой) липнут к языку (особенно трепелы).

Таким образом, опоки – породы более прочные и несколько более плотные по сравнению с трепелами. Это частично связано с некоторыми изменениями минералогии – трепелы практически чисто опаловые породы, опоки наряду с опалом содержат в том или ином количестве кристобалит – первую кристаллическую модификацию, образующуюся при раскристаллизации опала.

Если макроскопически трепелы и опоки еще различимы, то под микроскопом они практически идентичны. При стандартных, порядка 60–70-кратных увеличениях это однородная опаловая масса с сильной шагреневой поверхностью. При больших увеличениях и на краю шлифа, где его толщина менее стандартных 0,03 мм, можно различать микроглобулярную структуру с размером шариков – глобуль порядка 0,001–0,01 мм. На фоне этой основной массы встречаются реликты панцирей диатомовых, реже спикулы губок и остатки радиолярий. В качестве неорганических компонентов породы нередки обломочные зерна кварца, глауконит, иногда фосфорит, пирит и часто – глинистый материал.

Вообще чистые трепелы и опоки относительно редки и сильно глинистые разности получили название гезы или гэзы (англ. – *gaize*), или кремнистые глины. Существуют и переходные к карбонатам разности – кремнистый мергель и кремнистый мел.

Имеется несколько представлений о происхождении трепелов и опок, но большинство исследователей склоняются к мнению, что это продукты диакатагенетического преобразования первично биогенных пород и, прежде всего диатомитов (подробнее о механизмах осаждения кремнезема – ниже). В геологических разрезах трепелы и опоки образуют достаточно мощные толщи в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях, и выделяются как специфическая опоковая формация.

ХАЛЦЕДОН-КВАРЦЕВЫЕ ПОРОДЫ

Строго говоря, породы этой группы часто являются в той или иной степени метаморфизованными, но первично осадочное их образование не вызывает принципиальных возражений. К этой группе относятся яшмы, фтаниты, лидиты, кремнистые сланцы и джеспилиты.

Яшмы. Яшмы (англ. – *jasper*) типичные и наиболее распространенные породы этой группы. Термин «яшма» появился очень давно. Им обозначались вначале все разноцветные и пестрые камни. Народы Древнего Востока, а затем арабы использовали это слово (*yescheb*, *yeschem*) ко всем зеленым камням и нефриту.

Одной из характерных черт яшм является их цвет. Как правило, это пестрые, преимущественно красные, розовые окраски. Впрочем, имеются и почти черные, обусловленные наличием окислов марганца. Не известны лишь синие яшмы, а яшмовая природа некоторых зеленых

яшм, типа уральских калканских, в настоящее время ставится под сомнение [Атлас текстур..., 1973]. Породы, благодаря твердости слагающих ее минералов, твердые с характерным раковистым изломом и часто с острыми режущими краями. Структура в образце пелитоморфная афанитовая, текстура нередко слоистая, микроскладчатая, в том числе за счет подводного оползания, выраженная прежде всего изменениями цвета.

Под микроскопом структура микрокристаллическая и ультрамикрокристаллическая (0,002–0,004 мм) гранобластовая. Порода в шлифе иногда почти непрозрачная или буро-красная за счет значительного количества окислов марганца и трехвалентного железа. Постоянное и относительно повышенное содержание этих соединений – характерное свойство яшм, которое и определяет их цвет. Напротив, в отличие от других кремнистых пород, которые рассмотрены ниже, в яшмах отсутствует углерод и ничтожно содержание фосфора. Как правило, невелико и содержание глинистого материала. Практически во всех типичных яшмах часто обильны остатки радиолярий, изредка спикулы губок и остатки фораминифер. Обломочный песчано-алевритовый материал, как правило, отсутствует.

Специальное минералогическое изучение состава яшм показывает, что они сложены практически только кварцем, при резко подчиненном содержании халцедона. Электронно-микроскопическое исследование с помощью сканирующего микроскопа выявляет однородные кристалломорфные структуры яшм.

Залегают яшмы нередко достаточно мощными пластами и прослоями среди вулканогенно-осадочных толщ, прослеживающимися на значительных расстояниях. На платформах яшмы не известны и развиты только в геосинклинальных областях (реликтах древних океанов).

Лидиты, фтаниты, кремнистые сланцы. Под этими названиями выделяются породы, имеющие много общих черт, и нередко их вообще считают синонимами.

Эти термины как и кремнистые сланцы (англ. – *chert*; вообще слово "*chert*" в английском языке имеет достаточно широкое значение и может означать почти любые кремнистые породы; для уточнения конкретной породы может быть дополнительно использовано прилагательное, например, конкреционные кремни – см. ниже – *chert nodules* или *nodular chert*) применяются к пластовым осадочным кремнистым породам плотного массивного строения.

В отличие от яшм они характеризуются обычно темно-серой и черной окраской, обусловленной наличием тонкорассеянного битуминозного или углеродистого вещества, имеют кварц-халцедоновый и преимущественно халцедоновый, а не чисто кварцевый состав, содержат повышенное количество глинистого материала, углерода, фосфора, ничтожное марганца, а аутигенные соединения железа представлены закисными формами, часто пиритом. Что касается структур, они подобны яшмовым, здесь также встречаются радиолярии, иногда обильные (рис. 7.4, 7.5). В сканирующем микроскопе установлено, что во фта-

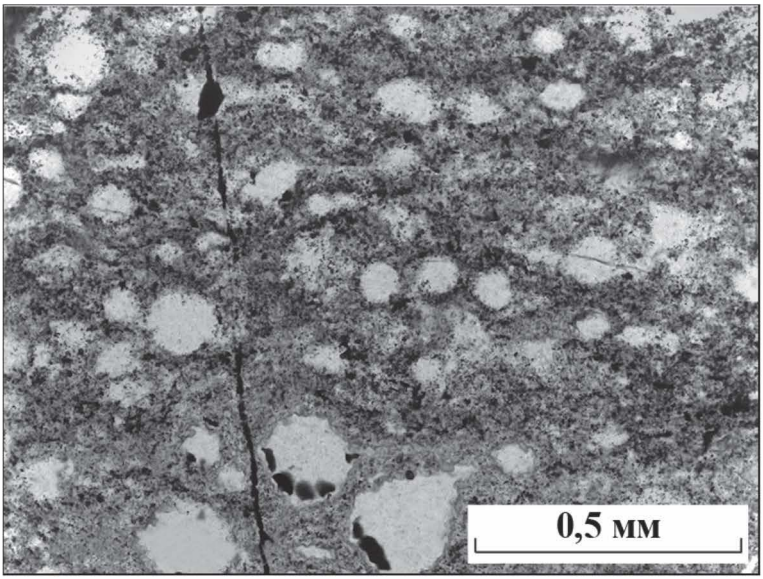


Рис. 7.4. Кремнистый сланец-фтанит.
В основной кварц-халцедоновой массе распределены многочисленные остатки радиолярий (светлые кружочки). Черное – включения органического (углеродистого) материала. Урал. Пай-Хой. Фамен-турне. Материалы В.А. Салдина

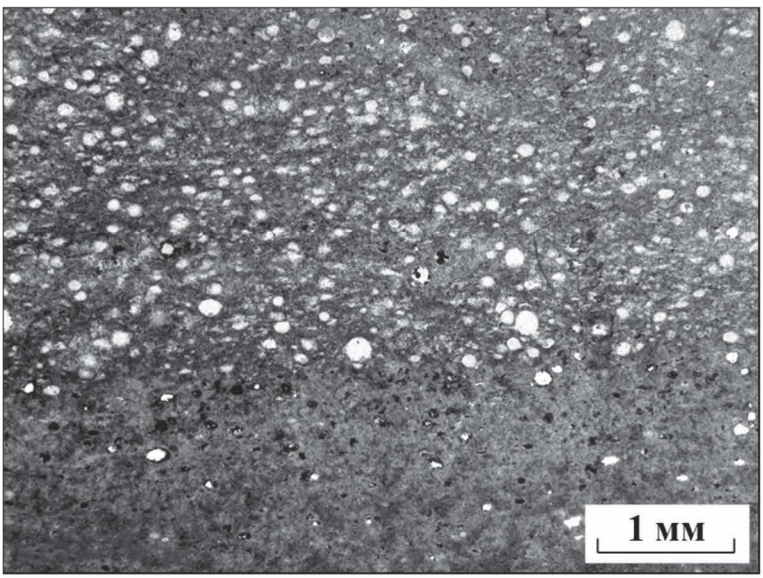


Рис. 7.5. Тонкослоистая текстура кремнистых сланцев.
Отчетливо видны кремнистые прослойки, частично обогащенные глинистым материалом и более чисто кремнистые прослойки с обильными остатками радиолярий. Урал. Пай-Хой. Фамен-турне. Материалы В.А. Салдина

нитах широко распространены глобулярные и агрегатно-глобулярные микроструктуры.

Как и яшмы, некоторые из них достаточно тесно связаны с вулканогенно-осадочными комплексами, особенно в палеозое. Вообще кремнистые сланцы более широко распространенные по сравнению с яшмами породы.

Наличие кливажа и сланцеватости обусловливает и название – кремнистые сланцы.

Джеспилиты. Джеспилиты (*jaspilite*, от англ. *jasper* – яшма) или железистые кварциты – своеобразные архейские и, в основном нижнепротерозойские метаморфические породы, состоящие из тонкого (миллиметры – первые сантиметры) правильного переслаивания прослоев кварца и магнетита или гематита. Кварцевые слойки кристаллической структуры светлые, либо окрашенные в красноватые цвета за счет дисперсно рассеянных включений гематита.

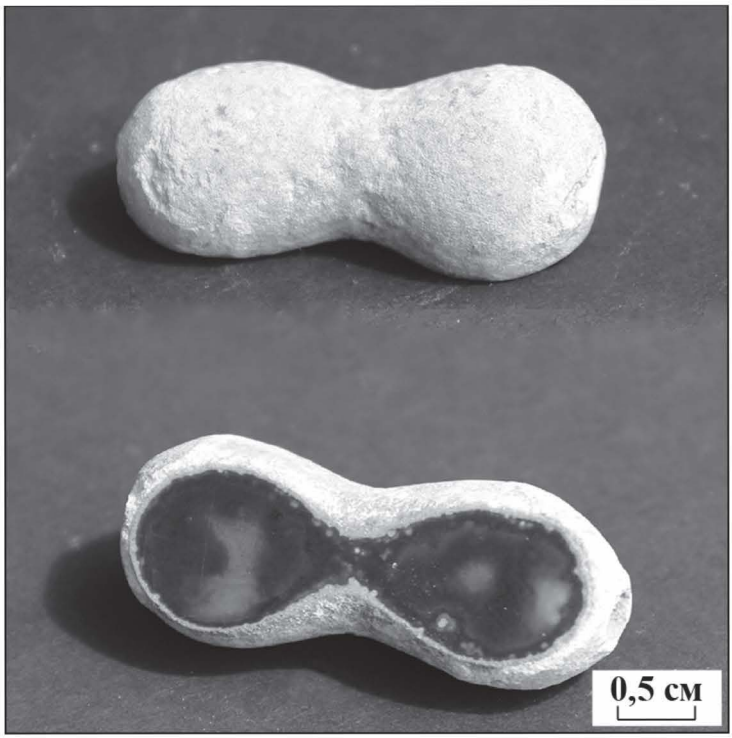
7.3.2. КОНКРЕЦИОННЫЕ (ЖЕЛВАКОВЫЕ) КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Конкреционные кремнистые образования или просто кремни по объему значительно уступают пластовым кремнистым породам, однако развиты достаточно широко и в отложениях разных петрографических типов, но главным образом в известняках (включая мел) и доломитах, реже мергелях, фосфоритах, еще реже – в песчано-алевритовых и глинистых породах. В англоязычной литературе, как правило, нет специального термина, характеризующего конкреционные образования. Используется либо общий для всех кремнистых пород – *chert*, либо в сочетании с уточняющими словами – *nodular chert*, *chert nodules*.

Кремни – твердая сливная порода афанитовой структуры с раковистым изломом и часто с острыми краями. Текстура чаще массивная, но бывает слоистая, наследующая первичную седиментационную слоистость породы, по которой развиваются кремни; цветные полосы могут создавать овально-округлые концентрические формы. Размеры кремневых стяжений колеблются от долей миллиметра, которые видны только под микроскопом, до 1–2 м, но обычно это сантиметры и первые десятки сантиметров. Форма этих образований также крайне разнообразна – линзовидные, чечевицеобразные, округлые, удлиненные палочковидные, неправильные амебовидные, сучковатые со своеобразными отростками на поверхности (рис. 7.6). Уплощенные линзовидные кремни иногда соединяются друг с другом и тогда могут формироваться четкообразные прослои с отдельными вздутиями, расширениями; эти прослои протягиваются на многие метры, образуя своеобразные пласты. Известны и псевдоморфозы по органическим остаткам.

Имеются и весьма своеобразные формы с отверстиями внутри стяжения, где сохраняются реликты вмещающей породы, гантелеобразные,

а



б

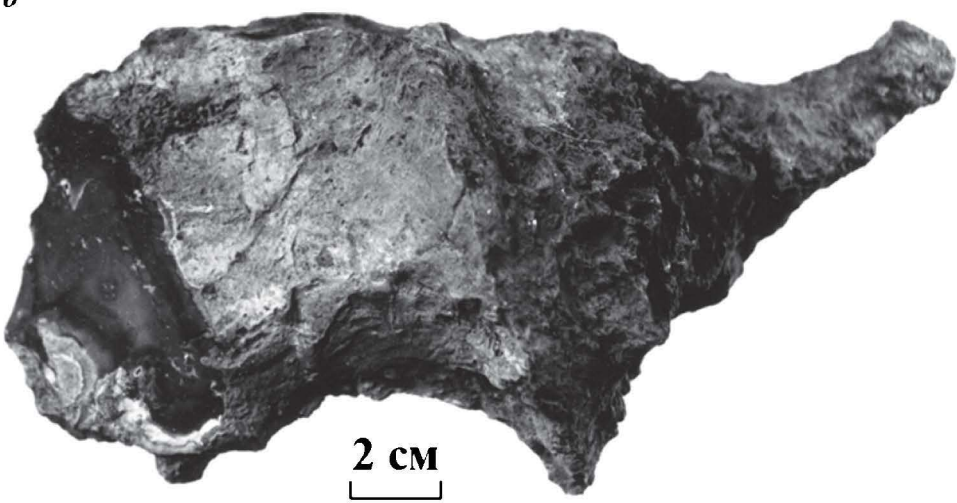


Рис. 7.6. Формы кремневых конкреций:
а – гантелевидная конкреция в форме кокона тутового шелкопряда; плотная черная масса конкреции со светло-серой почти белой корочкой; *б* – полностью окремнелый слепок ядра гастроподы. Подмосковье. Карбон; *в* – Северный Кавказ. Оксфорд

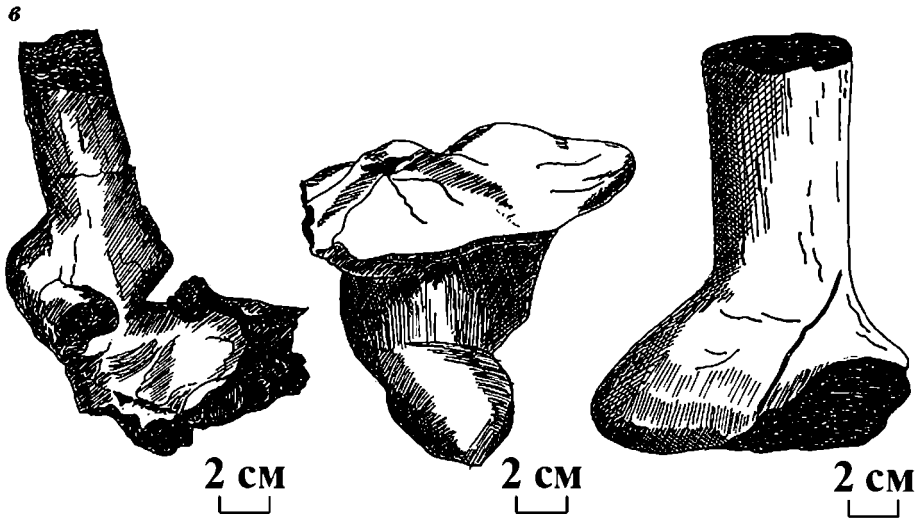


Рис. 7.6. Продолжение

напоминающие по форме и размерам кокон тутового шелкопряда [Кузнецов, 2015, 2017], стилизованные фигурки животных, в том числе фантастических.

Контакт с вмещающей породой обычно достаточно резкий, хотя на поверхности кремней, на границе их с вмещающей породой обычно наблюдается светлая корочка, толщиной в несколько, иногда до 10 мм, сложенная менее плотной, чем сами кремни породой, причем под микроскопом переход основной массы кремня в светлую корочку хотя и быстрый, но постепенный.

Цвет кремней черный, темно-серый, желтый, бурый, красный; нередко концентрически-полосчатое агатовидное расположение различных цветов и оттенков.

Цвет кремней и характер их взаимоотношения со слоистостью имеют важное значение при выяснении времени, механизмов и обстановок их образования, что будет рассмотрено ниже.

По составу кремни бывают опаловыми и кварц-халцедоновыми, причем последние явно преобладают. Имеются также конкреционные образования смешанного состава, причем различные минералы либо равномерно «перемешаны» и их наличие и распределение устанавливается при тонких минералогических исследованиях, либо обособлены друг от друга и отдельные минералы отчетливо определяются визуально. При этом распределение разных минералов в стяжении весьма разнообразны. Например, халцедоновый и халцедон-кварцевый состав внешней части конкреции сменяется чисто кварцевым в центре; при этом нередко возникают жеоды с неполным выполнением пространства внутри конкреции и образованием правильных чистых кристаллов кварца (горный хрусталь). Известны и противоположные случаи –

ядро сложено округлыми зернышками опала («икряной камень»), следующая оболочка представлена сливным халцедоном, внешняя сложена кварцем, причем ее поверхность даже обрастает пирамидальными кристаллами кварца.

Конкреционные кремни известны в отложениях практически всех возрастов.

В шлифе под микроскопом видна микро-тонкозернистая кристаллическая структура, иногда участками осложненная сферолитоподобными образованиями, гнездами более крупно- и разнозернистой структуры.

В ряде случаев устанавливаются реликты кремневых организмов – спикул губок, раковин радиолярий, а также известковых – фораминифер, иглокожих и др.

Микроструктура нередко различна и зависит от структуры вмещающих пород. Так, в микрозернистых известняках (и мелe) кремни имеют крипто- и микрокристаллическую, однородную структуру. Эти кремни даже имеют собственное название – флинт (*flint*). В известняках первично неоднородных – органоморфных, оолитовых, детритовых, доломитизированных и т.д., кремни неравномерно и более крупно перекристаллизованы и характер этой неравномерности позволяет иногда восстанавливать первичную структуру породы, по которой шло окремнение – имеются «тени», реликты первичных форменных элементов.

По источнику кремнезема кремни можно с определенной степенью условности объединить в три основные группы.

В кремнях первой группы источником кремнезема являются остатки кремневых организмов – радиолярий, губок. Как правило, эти отложения в той или иной степени глубоководные и обогащены органическим веществом. В связи с этим и кремни наследуют цвет вмещающих пород – они темные до черных за счет повышенного количества рассеянного органического материала. В диагенезе опал этих скелетов растворялся, перераспределялся, и формировались коллоидные стяжения; позднее опал кристаллизовался в халцедон и кварц. Эти конкреции обычно подчинены слоистости, иногда наследуют тонкослоистую текстуру вмещающих пород (рис. 7.7), реликты их структур и органических остатков. В этих толщах происходит и более позднее перераспределение кремнезема, когда конкреции секут слоистость и связаны с секущими трещинами. Ясно, что трещины могут возникнуть только в твердой породе и приуроченные к ним кремни также более поздние – катагенетические.

Источник кремнезема кремней второй группы также находится внутри вмещающих карбонатных толщ, но имеет неорганическое происхождение. К примеру, в доломитовой толще верхнего титона района Кисловодска обильны светлые, почти белые конкреции – жеоды, внутренние полости которых выполнены чистыми прозрачными кристаллами кварца, кальцита, иногда целестина. Одновременно в карбонатной толще имеется значительная примесь терригенного кварца. Видимо щелочная среда карбонатного осадка способствовала растворению, хотя



Рис. 7.7. Кремневые конкреции в тонкослоистых доломитах.
Отчетливо видно облекание конкреций в результате постседиментационного уплотнения доломитов. Пример раннедиагенетического образования конкреций. Северный Кавказ. Оксфорд

бы частичному, обломочного кварца и затем переотложению кремнезема. Дополнительным аргументом является то обстоятельство, что конкреции и жеоды связаны преимущественно с доломитами, pH образования которых выше, чем известняков. Именно при повышенных pH растворяется и кремнезем.

В кремнях третьей группы, типичным примером которых являются кремни подмосковного карбона, кремнезем первично практически отсутствует во вмещающих породах и приносится извне. Во время континентального перерыва терригенные толщи, в частности юрские глины, покрывающие каменноугольные известняки и доломиты, выветриваются, воды с появившимся в результате этого растворенным кремнеземом просачиваются вниз, где в карбонатных породах кремнезем осаждается, образуя разнообразные конкреционные формы и псевдоморфозы.

Многие кремни этой группы тем или иным способом связаны со слоистостью, поскольку проницаемость параллельно слоистости выше, чем вкрест. Вместе с тем морфология многих кремней и расположение цветных каемок внутренних отчетливо показывают пути вноса вещества (рис. 7.8, *а*). Желтые, бурые и красные цвета этих кремней связаны с наличие оксидов трехвалентного железа, что в свою очередь указывает на окислительную обстановку их образования. В этих кремнях нередки линзочки и включения неизмененных неокремнелых вмещающих пород (например, фораминиферово-детритовых известняков), реликты фораминифер, члеников иглокожих и других организмов.

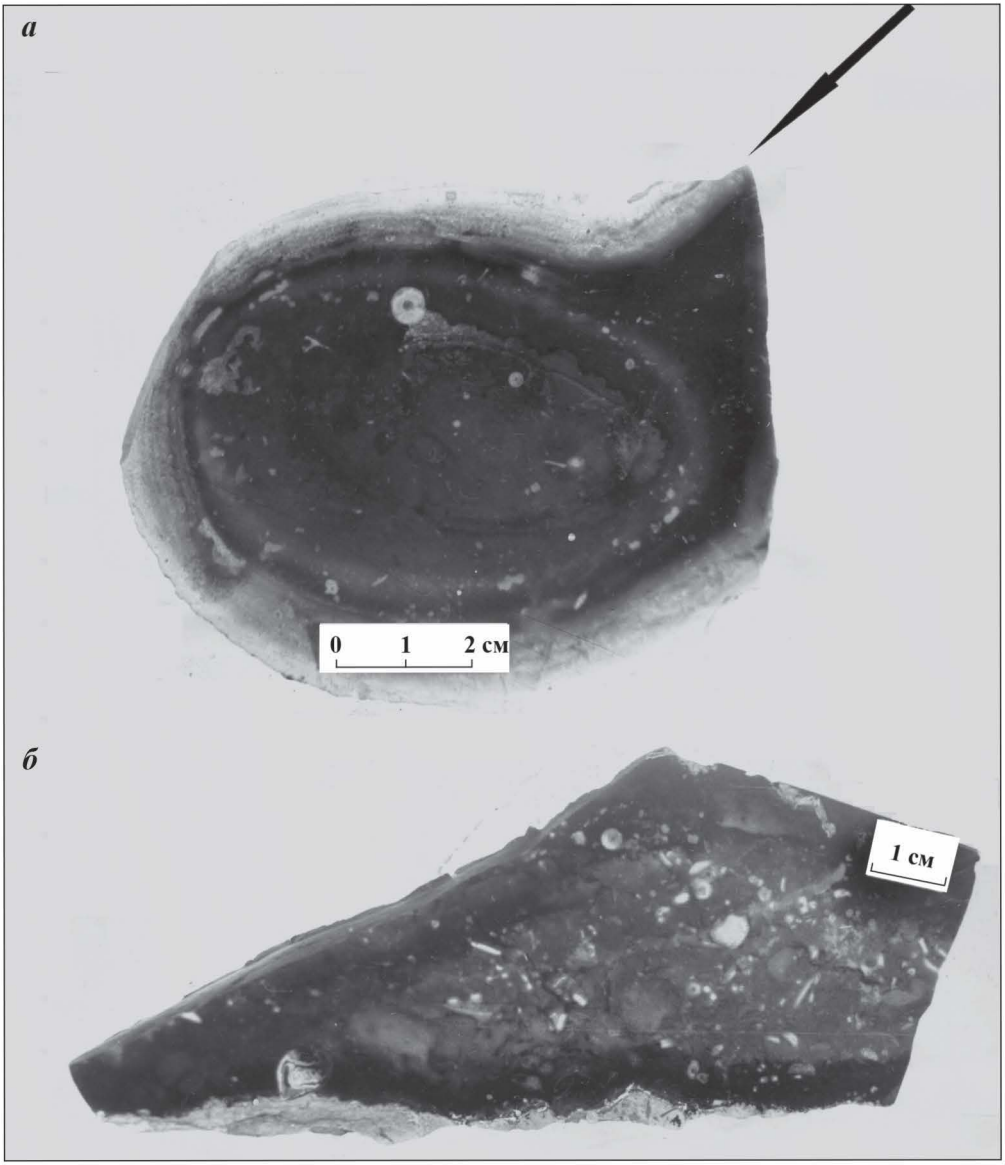


Рис. 7.8. Замещение кремнеземом известняков карбона Подмосковья:
а – овальная конкреция с концентрическим внутренним строением. Форма конкреции и конфигурация концентров указывает направление поступления кремнезема (указано стрелкой). В конкреции видны прекрасно сохранившиеся кальцитовые членики криноидей; *б* – неправильная четырехугольная форма кремневой конкреции. Отчетливо видна более темная периферическая часть и более светлая центральная с реликтами не замещенных кремнеземом члеников криноидей и обломков раковин брахиопод

Внутри таких конкреций иногда остаются пустые полости, стенки которых инкрустированы кристалликами кварца, иногда очень чистого (горный хрусталь), нередко окрашенного гидрооксидами железа в жел-

тые и бурые цвета, а иногда даже фиолетовые – аметистовые. Другими словами, появляются жеоды.

Одной из форм такого вторичного окремнения являются псевдоморфозы по органическим остаткам. Так, встречены окремнелые колонии кораллов Lithostrotion до 1 и более метров в поперечнике, окремнелые ядра крупных гастропод и др. В шлифе, под микроскопом, общее строение кораллов в виде стенок и перегородок сохраняется; иногда сохраняются и реликты карбонатного материала, а пустотки – септы, где собственно обитали кораллиты, выполнены более крупнокристаллическим кварцем, по сравнению с более тонко кристаллическим, заместившим стенки.

7.3.3. КОРКОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Кремнистые породы этой группы развиты весьма ограниченно и включают генетически различные образования.

Гейзериты (*geyserite*) и ***кремнистые туфы*** (*siliceous sinter*) – светлые пористые породы опалового состава образуют натеки, корки, иногда тела неправильной формы, но состоящие в целом из отдельных сросшихся корочек. Воды гейзеров и горячих источников вулканических областей обычно содержат значительное количество растворенного кремнезема. Например, в водах гейзеров Исландии и Новой Зеландии содержание кремнекислоты составляет 509–815 мг/л. При выходе этих вод на поверхность давление резко падает, снижается температура и этот кремнезем «хемогенным» путем осаждается в виде опала, растворимость которого при температуре 25 °С составляет порядка 100–110 мг/л. При этом образования гейзеров называют соответственно гейзеритами, а горячих источников – кремнистыми туфами. В ископаемом состоянии их далеко не всегда удается разделить, поэтому часто используется общий термин – кремнистые туфы или их считают синонимами.

Силькреты (*silcrete*) или кремневые кирассы – это вторично окремнелые в поверхностных условиях в аридном климате пласты различных, обычно обломочных пород, которые образуют плотные бронирующие поверхности. Термин предложен в 1902 г. Ламплугом. Иногда их называют поверхностными кварцитами (*Surface quartzites*), но в отличие от настоящих кварцитов метаморфического происхождения, в них отсутствуют типичные для метаморфических образований конформные, инкорпорационные и микростилолитовые контакты зерен.

Как правило, это массивные и брекчированные текстурно неоднородные образования мощностью 1–2 иногда до 5 м светлой или красной окраски, во многом наследующие текстуры и структуры исходных пород. Механизм их образования считается в основном инсоляционным. В условиях жаркого и сухого климата грунтовые воды подтягиваются к поверхности, где и испаряются. В аридных условиях эти воды обычно имеют повышенную щелочность, что способствует растворению кремне-

зема из коренных пород на пути их капиллярного подъема. При испарении воды на поверхности, содержащийся в ней кремнезем выпадает в осадок в виде пленки на поверхности частиц коренной породы, что в целом ведет к окремнению.

Таким образом, в обоих случаях корковых кремнистых пород – туфах и силькретах – кремнезем поступает снизу с водами и химическим путем осаждается в поверхностных условиях. Но в первом случае его источник располагается глубоко, условно говоря, ювенильный, так как кремнезем мобилизуется горячими водами под большим давлением и осаждается при снижении температуры и давлении. Во втором случае источник кремнезема располагается неглубоко, по сути дела им являются сами подвергающиеся окременению породы, а осаждение происходит при испарении воды, то есть без изменения давления, а скорее при повышении температуры.

7.4. ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Вопрос о происхождении многих пластовых кремнистых пород далек от своего разрешения.

Для большинства этих пород нет сколько-нибудь достоверных современных аналогов, условия и механизмы которых известны. Даже для таких относительно ясных по происхождению пород как диатомиты, современные диатомовые осадки не являются их прямым аналогом. Во-первых, это абсолютно разные палеогеографические области отложения – мелководные эпиконтинентальные моря для первых и глубины океана для вторых. Во-вторых, ископаемые диатомиты – весьма чистые породы с содержанием свободного кремнезема до 90–95 %, в то время как в самых «чистых» современных диатомовых, как правило, осадках оно не превышает 50 %.

Сложности восстановления условий образований кремнистых пород заключается также в том, что они имеют однородный химический состав и такие текстуры и структуры, которые не содержат сколько-нибудь важной генетической информации. Может быть, правильнее сказать, что мы пока не научились устанавливать такие текстуры и структуры и соответственно генетически их интерпретировать. Напомним, в частности, что в карбонатных породах их структура и характер органических остатков дают важные сведения о глубине, солености, гидродинамике и т.д. (см. гл. 5), в обломочных породах состав и структура обломочной части – размер, форма, отсортированность – указывает на состав источников сноса, дальность переноса, динамику среды отложения, иногда рельеф и т.д. (см. также гл. 3).

В проблеме происхождения кремнистых пород можно выделить три связанных аспекта – источник кремнезема, способ осаждения и обстановки накопления кремнистых осадков.

Поскольку все пластовые кремнистые отложения образования водные и почти исключительно морские, ясно, что кремнезем извлекается из воды и вопрос состоит в том, как он поступает в водоемы. Один из возможных путей – внос растворенного кремнезема реками с суши. Имеющиеся данные указывают, что мобилизованного на суше в результате химического выветривания и вносимого в Мировой океан кремнезема вполне достаточно для образования всех кремнистых осадков. Другими словами, источник кремнезема – это области суши. Определенным подтверждением этого положения является то, что в ряде случаев периоды повышенного накопления кремнистых пород соответствуют эпохам интенсивного химического выветривания на суше – появлению каолинитовых кор выветривания и вообще каолинитовых глин, бокситов, железных шамозитовых руд, олигомиктовых и мономиктовых кварцевых песчаников и т.д., то есть продуктов глубокого химического выветривания.

В то же время ряд авторов большую роль отводят вулканогенной поставке кремнезема за счет подводных изменений, а также выносу его в процессе подводного разложения магматических пород ложа океана и пирокластики. Количественные подсчеты образуемой таким образом массы кремнезема крайне противоречивы и вряд ли могут быть аргументом для той или иной точки зрения. Значительно более весомым является факт тесной ассоциации некоторых типов кремнистых пород, в частности яшм, с подводно-вулканогенными образованиями. Кроме того, иногда устанавливается синхронность проявлений вулканизма и пространственная близость накопления кремнистых толщ, не связанных непосредственно с вулканическими породами.

Далеко не всегда ясен механизм осаждения кремнезема из вод. Проще всего он решается для пород с биоморфной структурой – диатомитов, радиоляритов, спонголитов. Кремнезем извлекается из вод организмами для построения своих скелетов и в виде последних образует соответствующие осадки. Правда, возникает вопрос о происхождении бесструктурного опала, связывающего эти остатки в единую твердую породу, количество которого иногда весьма значительно. В еще большей степени это касается пород с абиогенной структурой – трепелов, опок, кремнистых сланцев, яшм. Тут возможны два варианта. Первый – диагенетическая деструкция легко растворимых опаловых раковинок и спикул и переотложение этого кремнезема в виде бесструктурного или микроглобулярного опала в трепелах и опоках и дальнейшая его кристаллизация в халцедон и кварц в кремнистых сланцах, фтанитах и яшмах. Второй вариант – хемогенная садка кремнезема, скорее всего, в виде опала с дальнейшей его перекристаллизацией.

Надо однако сказать, что чисто хемогенное осаждение в большинстве случаев невозможно, что было отмечено еще В.И. Вернадским. Дело в том, что содержание кремнезема в морских водах колеблется в пределах 0,1–10 мг/л (в речных до 13 мг/л), в то время как растворимость в морской воде кремневого геля составляет 100–140, а опала – 105–110 мг/л. Другими словами, современная морская вода практи-

чески в 100–200 раз недонасыщена кремнеземом и хемогенное его осаждение нереально. Другое дело, если имеются локальные или относительно незначительные, по отношению к площади морского биогенного кремненакопления участки значительного повышения концентрации кремнезема, что возможно в зонах активного вулканизма. Так, при извержении вулкана Капилиньюш в группе Азорских островов Северной Атлантики содержание кремнезема даже в поверхностном слое океанической воды возросло в 20–40 раз по сравнению с фоновыми значениями, причем повышенные концентрации распространились на расстоянии до 200 км от вулкана. Однако эти значения все равно недостаточны для химической садки, но непосредственно в придонных зонах они могут превысить предел растворимости и обеспечивать непосредственное осаждение кремнезема, особенно в форме кварца (растворимость последнего 5–6 мг/л).

Таким образом, в районах активного подводного вулканизма вынос значительных масс кремнезема повышает его концентрацию в морской воде, что с одной стороны обусловливает, или, по крайней мере, благоприятствует интенсивному развитию организмов с кремневым скелетом, главным образом радиолярий, а с другой – может обеспечить химическую садку этого соединения. Последний механизм, по мнению большинства литологов, имеет второстепенное значение. Скорее всего именно таково – за счет двух механизмов осаждения происхождение яшм, в которых достаточно много остатков радиолярий. Возможно, что дополнительные порции вулканогенного кремнезема вызывают активное развитие организмов, которые обеспечивают поступление в осадок как кремнезема в виде их скелетов, так и органического вещества, определяющего темный цвет кремнистых сланцев и фтанитов. При этом сами вулканы, как источники кремнезема, могут быть расположены достаточно далеко от областей образования этих пород.

Что касается обстановок накопления, то как отмечалось выше, абсолютное большинство пластовых кремнистых пород – образования морские. Среди континентальных известны лишь скромные по масштабам озерные диатомиты. Как правило, это отложения морей нормальной среднеокеанической солености. Относительно климатических условий, можно сказать, что они различны.

Напомним, что в современном Мировом океане установлено три пояса кремненакопления (см. рис. 7.2). Экваториальный представлен серией разрозненных пятен разного размера, которые связаны с наибольшими глубинами, по крайней мере, ниже критической глубины карбонатонакопления. Здесь преобладают радиоляриевые, реже диатомово-радиоляриевые илы. Он располагается примерно между 20° СШ и 20° ЮШ в пределах Тихого и Индийского океанов.

Южный, самый широкий пояс тяготеет к Антарктиде и протягивается в южной части всех океанов – Тихого, Индийского и Атлантического и представлен преимущественно диатомовыми илами. Центр пояса располагается примерно в районе 60° ЮШ, а ширина в ряде мест достигает 2000 км.

Северный пояс развит практически только в Тихом океане, по сравнению с южным смещен ближе к экватору и представлен диатомовыми и радиоляриево-диатомовыми илами.

Для древних бассейнов образования опаловых пород (диатомитов, опок, трепелов) устанавливаются в общем также достаточно умеренные широты и соответственно не очень высокие температуры. Что касается глубин образования, то они изменяются от небольших и умеренных для трепелов и опок, до умеренных (видимо первые сотни метров) для спонголитов и глубоководных вплоть до абиссальных для радиоляритов, фтанитов и особенно яшм.

Глубоководность многих кремнистых пород является, если можно так выразиться, пассивной. Дело в том, что кремнистый материал сохраняется ниже критической глубины карбонатонакопления, где карбонатный материал растворяется и не оказывает разбавляющего влияния на кремнистый, скорость седиментации которого ниже, чем карбонатного.

Как правило общим условием для накопления кремнистых пород является ограниченный или скорее ничтожный принос терригенного материала, который, как и карбонатный, разбавляет кремнистый осадок, в результате чего образуются в лучшем случае кремнистые глины или кремнистые известняки.

В этом отношении весьма интересные результаты получены при использовании так называемого метода абсолютных масс, то есть учета не процентного содержания компонента в осадке (породе), а его абсолютных количеств. Оказалось, что значительная часть поступающего в океан кремнезема осаждается с другими компонентами, наибольшее его количество находится в осадках континентального склона, хотя концентрации его здесь обычно существенно ниже 50 %, в то время как в наиболее «чистых» собственно кремнистых осадках содержится не более 10–15 % от суммарного поступающего в океан кремнезема.

Поскольку многие кремнистые толщи формируются на значительных глубинах, то есть в холодных водах, а кремневые губки вообще обитатели холодных вод, в том числе глубинных, температурный режим поверхности, по-видимому, не является определяющим.

7.5. НАУЧНОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Фациальное значение кремнистых пород, то есть возможность использования их для восстановления условий осадкообразования относительно невелико, на что указывалось выше. Вместе с тем некоторые выводы все же сделать можно. В большинстве случаев (за исключением, видимо, опоковый формации) они указывают на относительно глу-

боководный характер бассейна, невысокую в целом температуру воды, по крайней мере в придонном слое. Это особенно касается радиоляритов, яшм, многих кремнистых сланцев. Наличие таких отложений, да еще в ассоциации с некоторыми эффузивными образованиями, позволяет реконструировать древние океаны.

Многие кремнистые породы являются важными полезными ископаемыми. Все опаловые породы – диатомиты, трепелы, опоки используются как очень легкие и высококачественные наполнители в бумажной и резиновой промышленности, в качестве адсорбентов и фильтров, в том числе как основа бактериальных фильтров в пищевой, нефтяной промышленности. Они применяются при производстве специальных кислотоупорных марок цемента и как тепло- и звукоизоляционный материал. Опаловые породы используются как тонкий и высококачественный абразив при шлифовке и полировке не очень прочных материалов, а кварц-халцедоновые – и для более крепких и прочных.

Целый ряд кремнистых пород используется в строительстве, причем некоторые из них являются прекрасным облицовочным и даже поделочным материалом, используются в технических целях – яшмы, кремни (агаты). Благородный опал – драгоценный камень первого класса, хотя справедливости ради надо сказать, что его выделения – это скорее минеральные формы, а не породы и происхождение его не строго осадочное.

Наконец, с кремнистыми толщами связаны некоторые важные полезные ископаемые. Так с кремнистыми сланцами венда-кембрия ассоциируют пластовые фосфориты, ряд фтанитов содержит редкометальное оруденение (ванадий, молибден и др.). Некоторые кремнистые толщи содержат промышленные месторождения нефти и газа (Сахалин, Аляска, Калифорния и др.).

ГЛАВА 8
СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Образование и преобразование осадочных пород происходит в несколько стадий, причем первые стадии последовательно переходят в следующие, как правило, без резких временных и литологически четко зафиксированных границ (рис. 8.1).

Осадочный процесс начинается с образования различными путями и способами осадочного материала. Следующая стадия – перенос образовавшегося тем или иным способом материала до места его отложения и накопления. Третья стадия – осаждение этого материала, его седиментация, или стадия седиментогенеза в узком, конкретном смысле этого слова (sensu stricto – s.s.). Преобразование осадка в породу – следующая, четвертая стадия, в отечественной литературе называется стадией диагенеза. Наконец, пятая стадия – это, как правило, длительная стадия существования осадочной породы и ее вторичных изменений, которая в современной литературе описывается как стадия катагенеза.

Существование осадочной породы прекращается двумя путями. Во-первых, она подвергается разрушению на поверхности Земли за счет выветривания, и этот процесс иногда называют гипергенезом (в узком смысле слова, что будет рассмотрено в следующей главе). Во-вторых, осадочные породы при погружении на большие глубины в зоны высоких давлений и температур, а также при стрессовых напряжениях, превращаются в породы метаморфические, то есть перестают существовать как осадочные. Предметаморфические изменения предложено выделять как стадию метагенеза.

Эти пять стадий обычно, начиная с И. Вальтера, объединяются термином литогенез, однако в настоящее время имеется тенденция всю историю осадочных пород объединить в две большие надстадии. Первые три стадии, то есть образование осадочного материала, его перенос и осаждение объединяются в надстадию седиментогенеза (в широком смысле слов – sensu lato – s.l.), все последующие – в надстадию литогенеза. Считается, что в этом случае термины приобретают более точное значение: седиментогенез – образование осадка (хотя "sediment" не только осадок, но и осадочная порода), литогенез – образование породы (litos – камень).



Рис. 8.1. Стадии образования и преобразования осадочных пород

В любом случае надо ясно представлять, что строгие и четкие границы между стадиями отсутствуют, процессы смежных стадий могут накладываться друг на друга и раздельное их рассмотрение несколько условно и имеет чисто учебное, методическое значение и обоснование.

Интересно отметить, что история изучения осадочного процесса в целом, в какой-то степени, в самых общих чертах соответствовала этой стадийности, то есть вначале изучались первые стадии, затем последующие.

Так, становление почвоведения, начало научного изучения почв (а их формирование – одна из важнейших форм образования осадочно-

го материала) связано с именами В.В. Докучаева, его учеников и последователей – К.Д. Глинки, П.А. Земятченского и приходится на конец XIX, начало XX столетия. Основополагающие пионерские работы Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, В.П. Батурина и др., направленные на изучение процессов и обстановок осадконакопления, датируются первой третью XX века. В тридцатых-сороковых годах Л.В. Пустоваловым была в общих чертах описана практически в современном виде указанная выше стадийность и сформулированы основные законы седиментации (седиментогенез в узком смысле слова). Пятидесятые годы – годы глубокого изучения диагенеза (академик Н.М. Страхов и его группа). С конца 50-х годов (издание сборника «О вторичных изменениях осадочных пород», 1960) внимание литологов было привлечено к вторичным изменениям осадочных пород и развитию стадиального анализа. Последний раздел интенсивно и плодотворно изучается и в настоящее время (В.Н. Холодов, О.В. Япаскурт и др.). Совершенно ясно, что эта временная градация весьма условна, временные рамки исследования разных стадий перекрывают друг друга, и указанное обстоятельство – это лишь общая, но, тем не менее, достаточно отчетливая тенденция.

ГЛАВА 9

ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА – ИСТОЧНИКИ И МЕХАНИЗМЫ

Осадочный материал образуется разными путями, но в целом можно выделить три большие группы процессов его формирования и поступления в осадочный процесс – вулканизм, выветривание более древних пород и жизнедеятельность организмов. Другие источники, как, например, космический материал, с точки зрения породообразования имеют совершенно ничтожное значение.

Вулканическая деятельность достаточно подробно изучается в курсах общей геологии, поэтому конспективно отметим лишь моменты, непосредственно связанные с формированием осадочного материала.

Самым наглядным является выброс твердых продуктов извержений – вулканических бомб, лапиллей, вулканического пепла. Несмотря на очень эффектное проявление, достаточно крупные обломочные компоненты в общем балансе составляют весьма малую долю, хотя и поставляют материал для образования вулканогенно-обломочных пород – туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников, и пр. Надо отметить, что эти продукты отлагаются вблизи центров извержения, что еще раз показывает условность деления осадочного процесса на отдельные стадии. По сути дела здесь отмечены сразу три стороны осадочного процесса – источник материала, стадия его переноса, осаждения и образования самих пород.

Несколько большее значение имеет пепловый материал, который разносится неизмеримо дальше и кроме собственных туфовых и туффитовых пород образует примеси, нередко значительные, в породах другого состава и происхождения. Так, в результате грандиозного извержения вулкана Кракатау в Зондском проливе 27 августа 1883 г. было выброшено в атмосферу более 18 км^3 рыхлого материала, который выпал на площади около 827 км^2. Тончайшая пыль достигла стратосферы и распространилась по всей Земле, вызвав повсюду необыкновенные закаты. Еще более грандиозное и многократное извержение вулкана Тамбора на острове Суматра в 1815–1816 годах обеспечило поставку по самой умеренной оценке 150 км^3 материала [Раст, 1982].

Значительно большее значение имеют, хотя и менее заметны и менее эффектны, газовые и жидкие эманации, как непосредственно во время извержения, так и в процессе постэруптивной деятельности. Это так называемые кислые дымы – HCl, CO_2, H_2S, SO_2 и другие, которые вносят в осадочный процесс основные анионы и, попадая в моря и океаны, по сути дела определяют их гидрохимию. Кроме наземного вулканизма существует и подводный, причем, по некоторым оценкам, объем поставляемого им материала в 10 раз больше, чем дают вулканы на суше. Важно отметить, что кроме анионов тем же путем непосредственно в океан поставляются и катионы – Mn, Fe, Si, Ca, причем их количество, вероятно, сопоставимо или даже больше, чем поступает этих элементов при выветривании с суши [Лисицын, 2001]. На выходе к поверхности дна подводных гидротерм – «черных курильщиках» – лишь 5 % выносимого вещества осаждается на месте с образованием конусов, остальное разносится в водной толще.

Разрушение и изменение горных пород в поверхностных условиях с образованием при этом разнообразного материала, поступающего в осадочный процесс, объединяемое термином выветривание, изучено весьма детально [Келлер, 1963; Петров, 1967 и др.]. Надо иметь в виду, что выветривание не просто разрушение, то есть негативный деструктивный процесс, но и образование новых продуктов, то есть процесс позитивный, созидательный.

Процессы выветривания иногда описываются термином гипергенез, что не всегда оправдано и корректно. Под гипергенезом автор этого термина А.Е. Ферсман понимал «...всю совокупность химических превращений и перемещений, происходящих в наиболее наружных частях нашей планеты» [Ферсман, 1955]. При этом «Область геохимических процессов гипергенного типа характеризуется сложными химическими и физическими взаимоотношениями атмосферы, гидросферы и верхних частей литосферы, исключительным непостоянством определяющих ход реакций факторов, ролью жизненных процессов и процессов технической деятельности человека» [Ферсман, 1955]. Иными словами, гипергенез охватывает не только собственно процессы выветривания, но практически всю совокупность процессов осадочного породообразования, то есть во многом является синонимом понятия экзогенеза (экзо – внешний, наружный) в противоположность понятию эндогенеза, как процессам внутренним, глубинным, и прежде всего, магматическим и метаморфическим (эндо – внутри).

Выветривание (англ. – weathering, нем. – die Verwitterung, фр. – alteration) – это разложение и изменение любых горных пород в поверхностных условиях под действием внешних агентов. По созвучию терминов нельзя сводить этот процесс к воздействию ветра – подобное разрушение действительно существует, называется эоловым выветриванием, но это только одна, и крайне незначительная, часть глобально развитых и сложных процессов выветривания.

Основными ***агентами*** выветривания являются вода, как в жидком, так и в твердом (лед) виде, газы атмосферы, организмы,

как живые, так и в виде продуктов разложения их остатков, типа гуминовых кислот, температура, в том числе колебания температуры и др.

По ***результатам*** процессов выветривание подразделяется на физическое (механическое) и химическое.

Физическое выветривание ведет к дроблению первоначально массивных пород, их дезинтеграции. При этом первичный минеральный состав сохраняется и никаких химических изменений не происходит. Физическое выветривание бывает глыбовым и минеральным. В первом случае фрагменты дезинтегрированной породы имеют достаточно крупные размеры, то есть представляют собой обломки исходной ***породы***. Во втором – исходная порода дробится на мелкие зерна и частицы, представляющие собой уже отдельные ***минералы***.

При химическом выветривании происходит разложение исходных минералов, ряд компонентов вносится, ряд выносится, в результате чего меняется первичный химический и минеральный состав.

Рассмотрим некоторые примеры физического выветривания, обусловленные основными, указанными выше агентами.

Текучие воды и дожди размывают исходные породы, что-то может уноситься, но часть уже в виде отдельных фрагментов остается на месте. Процесс описывается емкой русской поговоркой: «Капля камень точит». В условиях умеренных и высоких широт, где длительно существуют отрицательные температуры, происходит так называемое морозное выветривание. Проникая в пустоты и трещины исходной породы, даже мельчайшие, вода замерзает, лед, занимая больший объем чем исходная жидкая вода, «раздвигает» блоки, что ведет к дроблению массива и появлению отдельных обломков.

Чисто механическое воздействие газов атмосферы также ведет к разрушению исходных массивов. Поднятые ветром пыль и песок как абразив обрабатывают и дробят их, формируя каверны, причудливые останцы, гроты и другие подобные формы (процесс дефляции), что, в целом, представляет собой эоловое выветривание.

Значительное механическое разрушение пород в процессе своей жизнедеятельности производят организмы. Так, сверлильщики создают сеть пустот, которые затем ведут к дроблению массива. Казалось бы слабые растения не могут механически разрушать породы, однако это не так. Семена растений, попадая в мелкие углубления в скалах, прорастают и корнями внедряются в любые расщелины, трещины. Со временем корни увеличиваются в объеме и, создавая тем самым напряжения, дробят породу. Рано или поздно разрушительную работу продолжит замерзающая вода, проникая в корневые пустоты после отмирания растения. Кстати, разлагающийся материал корней дает в итоге органические кислоты, которые воздействуют на породу, то есть начинается уже химическое выветривание.

На рис. 9.1 видно, как корни деревьев глубоко проникают в толщу карбонатных пород, способствуя тем самым дроблению изначально монолитного комплекса отложений.



Рис. 9.1. Проникновение корней деревьев в трещины слоистых отложений, вызывающее их дробление

Существенное влияние на разрушение пород оказывают температура и ее колебания. На открытых солнцу плоскостях при нагреве все минералы расширяются, но коэффициенты теплового расширения разных минералов разные и это создает локальные напряжения, ведущие в конечном счете к дроблению породы. Показательный пример в этом отношении представляет гранит рапакиви. Черный биотит нагревается сильнее, чем светлые плагиоклазы и ортоклаз, больше расширяется, что в итоге ведет к быстрому разрушению породы. Уже само название породы (в дословном переводе рапакиви означает гнилой камень), говорит о том, что этот процесс идет быстро не только в геологическом масштабе времен, но и в историческом.

Таким образом, в результате физического выветривания образуется диспергированный размельченный материал с большой удельной поверхностью, нередко с оголенными ионами, то есть с тем или иным зарядом. При этом для дробления, измельчения необходимо затратить определенную энергию, то есть образовавшийся тонкозернистый материал определенным образом аккумулирует поверхностную энергию.

Агентами химического выветривания, как и физического, являются вода, газы атмосферы, но воздействие их уже не чисто механическое, а более глубокое – происходят химические реакции, которые ведут к изменению химического и минерального состава исходных пород.

Вода является важнейшим агентом, способствует растворению, гидратации, гидролизу исходных продуктов. К тому же все реакции, так или иначе, происходят в водных растворах. Кислород атмосферы – активный окислитель первично восстановленных элементов. Кроме того, хотя эти процессы ограничены во времени и пространстве, при окислении сульфидов образуются сильные кислоты, которые в свою очередь оказывают активное влияние на растворение и изменение исходной породы. Углекислый газ атмосферы, равно как выделяющийся при дыхании животных и образующийся при разложении органического вещества, образует с водой хотя и слабую, но все же кислоту.

Организмы в процессе жизнедеятельности и особенно при разложении органического вещества (мортмассы) образуют органические кислоты, разлагающие первичные минералы и породы.

Как правило, воздействие всех этих агентов не изолированное, они действуют в комплексе, иногда сменяя и «перекрывая» друг друга. В этом отношении показательно и крайне важно разложение в поверхностных условиях алюмосиликатов – основных минералов магматических пород. Процессы эти идут стадийно и в виде очень упрощенной схемы описываются реакциями, которые приводились ранее в главе о глинистых породах:

1. $6K[AlSi_3O_8] + 2CO_2 + 2H_2O + nH_2O \rightarrow$
Ортоклаз

$\rightarrow 2KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O + 2K_2CO_3 + 12SiO_2 \cdot nH_2O;$
Гидрослюда Опал

2. $4KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O + 2CO_2 + 8H_2O \rightarrow$
Гидрослюда

$\rightarrow 3Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2K_2CO_3;$
Каолинит

3. $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + nH_2O \rightarrow 2Al_2O_3 \cdot nH_2O + 4SiO_2 \cdot nH_2O;$
Каолинит Боксит Опал
↓

$n = 1$ – Диаспор $HAlO_2$;
$n = 3$ – Гиббсит $Al(OH)_3$.

K_2CO_3 как соль слабой кислоты и сильного основания диссоциирует с образованием щелочи:

$$2K^+ + CO_3^{2-} + H^+OH^- \rightarrow 2K^+ + 2OH^- + CO_2\uparrow.$$

Освобождающийся в процессе выветривания кремнезем в виде опала легко растворяется. Дело в том, что карбонаты щелочных металлов (Na_2, CO_3, K_2CO_3) как соли слабых кислот и сильных оснований диссоциируют и создают щелочную среду, в которой кремнезем легко раст-

ворим. Растворенные продукты либо выносятся за пределы коры выветривания и поступают в осадочный процесс, либо частично просачиваются вниз, образуя вторичную минерализацию нижних зон коры выветривания.

Надо еще раз указать, что это лишь схема процессов, которые происходят неизмеримо сложнее, сами формулы минералов более сложные, не столь строго определенные, поэтому схемы реакций не строго уравнены, в том числе за счет присутствия организмов и продуктов их разложения.

Химическое разложение происходит обычно не в однородном плотном массиве, а по отдельным обломкам, поэтому в основании коры выветривания обычно имеются горизонты механически раздробленных коренных пород – зона дезинтеграции.

Указанные выше процессы не всегда реализуются полностью, они могут останавливаться на каких-то стадиях. Глубина процессов преобразования исходных минералов в большой степени зависит от климата, который, в свою очередь, определяет интенсивность развития растительности и органического вещества в целом.

Интенсивность химического выветривания для разных минералов весьма различна. Наиболее устойчивые к выветриванию минералы – кварц, калиевые полевые шпаты, частично кислые плагиоклазы, из акцессорных минералов циркон, турмалин, рутил. Менее устойчивы средние плагиоклазы, пироксены, амфиболы, а среди акцессориев апатит, ставролит, дистен, силлиманит. Наконец, к очень неустойчивым относятся основные плагиоклазы, оливин, биотит.

В результате процессов выветривания образуется первое осадочное в широком смысле этого слова геологическое образование – кора выветривания. При этом стадийность процессов выветривания ведет к определенной зональности этого геологического тела, что является характерной чертой данного образования. В основании разреза располагаются наименее измененные продукты, в кровле – преобразование максимально, и от первичных продуктов либо практически ничего не остается, либо располагается наиболее преобразованный материал. В схематическом виде подобная зональность с указанием некоторых преобладающих первичных и вторичных процессов на примере коры выветривания гранитоидов показана на рис. 9.2.

В разных климатических условиях выветривание происходит по разному. В обстановке очень холодного «ледового» климата, где преобладают отрицательные температуры и вода в жидком виде практически отсутствует или редка, преобладает механическое разрушение, морозное выветривание. По периферии этих зон на границе с областями теплого климата начинается разрушение полевых шпатов с появлением гидрослюд; идут процессы окисления.

В условиях гумидного – жаркого и влажного климата, с обильной органической жизнью процессы выветривания реализуются наиболее полно и мощности кор выветривания достигают максимальных значений. Рисунок 9.2 как раз и отражает ситуацию наиболее глубокого

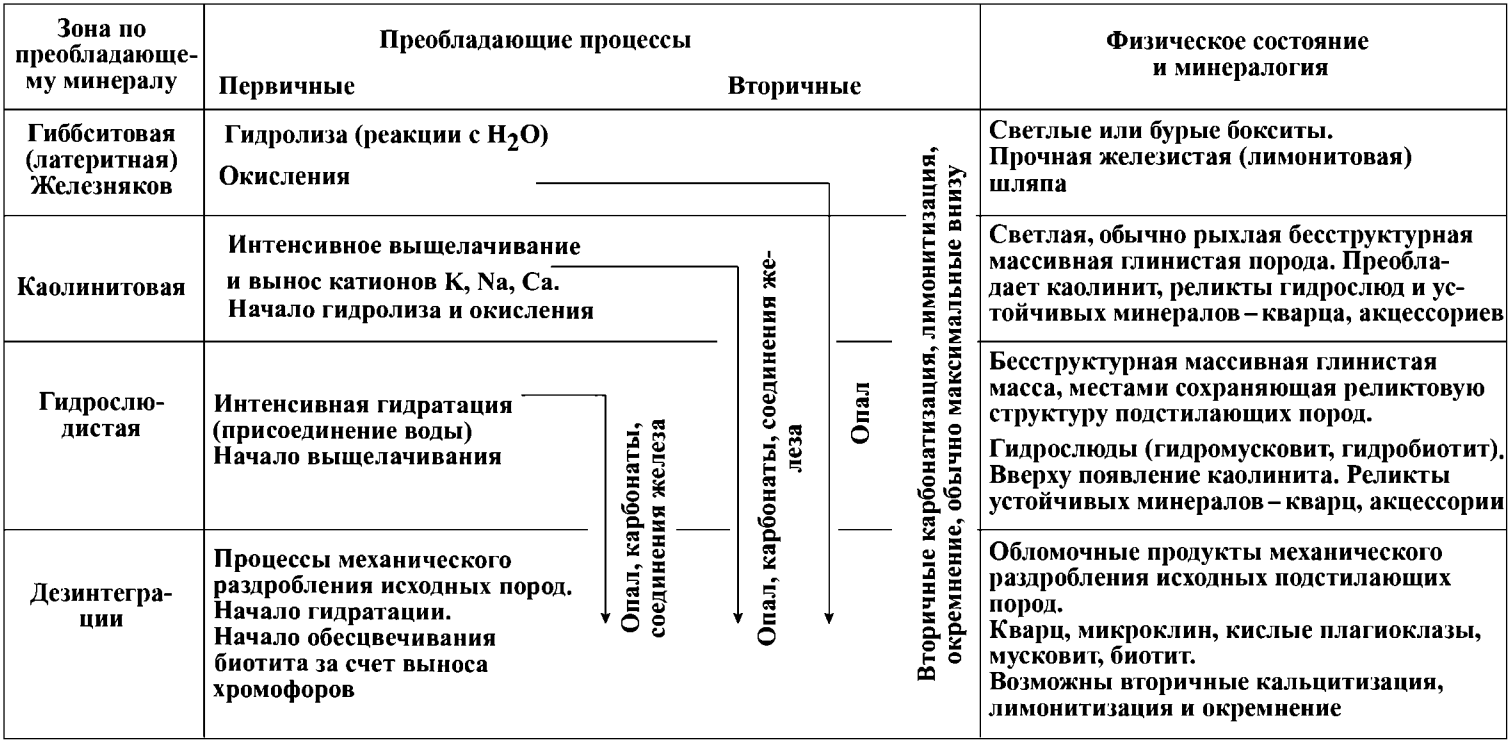


Рис. 9.2. Схема зональности коры выветривания гранитоидов в условиях гумидного климата

полного выветривания в гумидной климатической зоне, где в условиях обилия органических кислот выветривание идет по кислому типу с образованием каолинита и оксидов алюминия.

В зонах жаркого и сухого аридного климата, где мало влаги (соответственно мало растительности и биота вообще ограничена), высокая температура, а ее колебания, как суточные, так и сезонные, резки, преобладает механическое раздробление – растрескивание, а также ветровая эрозия – эоловое выветривание. Химическое выветривание ведет к накоплению сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов, оксидов железа, иногда формированию гидрослюд и минералов группы монтмориллонита. Дело в том, что при дефиците органического вещества нет или мало органических кислот, которые бы нейтрализовали образующиеся щелочи и в этих обстановках происходит так называемое щелочное выветривание, которое и обусловливает формирование монтмориллонита. Капиллярными силами происходит подтягивание к поверхности грунтовых вод, которые в той или иной мере минерализованы, содержат ионы кальция, магния, сульфатов и др. При испарении на поверхности практически дистиллированная вода удаляется, растворенные в ней ранее соединения остаются, что ведет к засолению поверхностных участков почвы карбонатами, сульфатами, а в особо контрастных условиях и нитратами (рис. 9.3). На поверхности остаются плотные темные корки оксидов железа и марганца – пустынный загар.

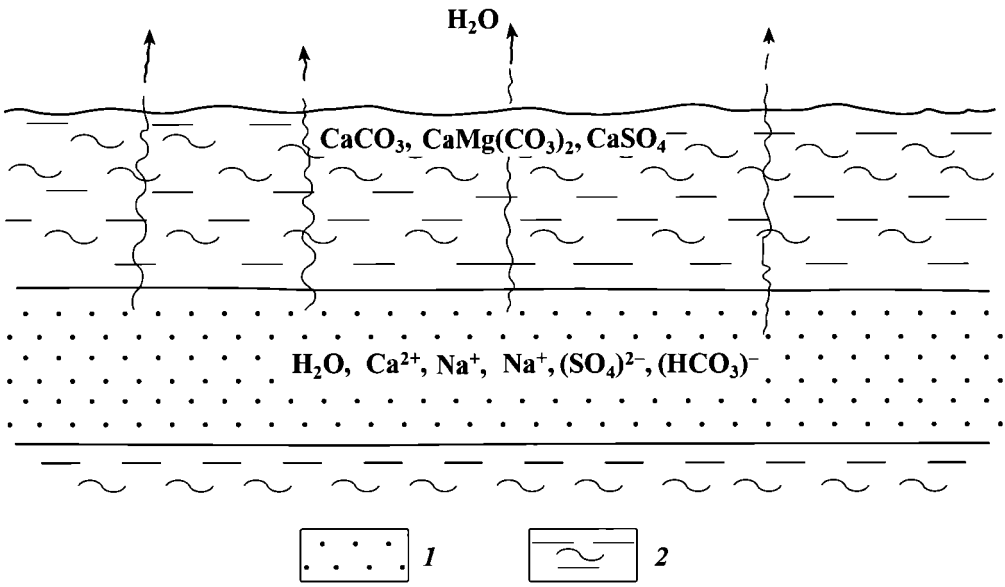


Рис. 9.3. Схема эвопорационного процесса в поверхностных участках аридной зоны: *1* – водоносный пласт с грунтовыми водами; *2* – алевролиты, глины, суглинки, супеси

Недостаток влаги ведет к тому, что в ледовом и аридном климате, при всех их различиях, мощности кор выветривания невелики.

Зависимость мощности и полноты кор выветривания от климата наглядно отображена Н.М. Страховым, схема которого приведена на рис. 9.4.

На формирование кор выветривания, их полноту и мощность кроме климата большое влияние оказывает и рельеф местности. В условиях горного и вообще сильно расчлененного контрастного рельефа резко преобладает поверхностная денудация, и формирующиеся рыхлые продукты почти сразу же смываются и уничтожаются. При практически плоском выровненном рельефе выветривание также ослаблено. Дело в том, что процессы выветривания идут в условиях открытой системы, при постоянной и активной фильтрации. Последняя обеспечивает внос основных агентов – воды, газов органических кислот и т.д. и вынос образующихся продуктов. При плоском рельефе поверхностные воды быстро достигают зеркала стоячих грунтовых вод и водообмен либо прекращается, либо резко ограничен. При умеренной расчлененности рельефа на пологих склонах, водоразделах, поднятиях метеорные воды просачиваются на значительные глубины, дренируют значительные

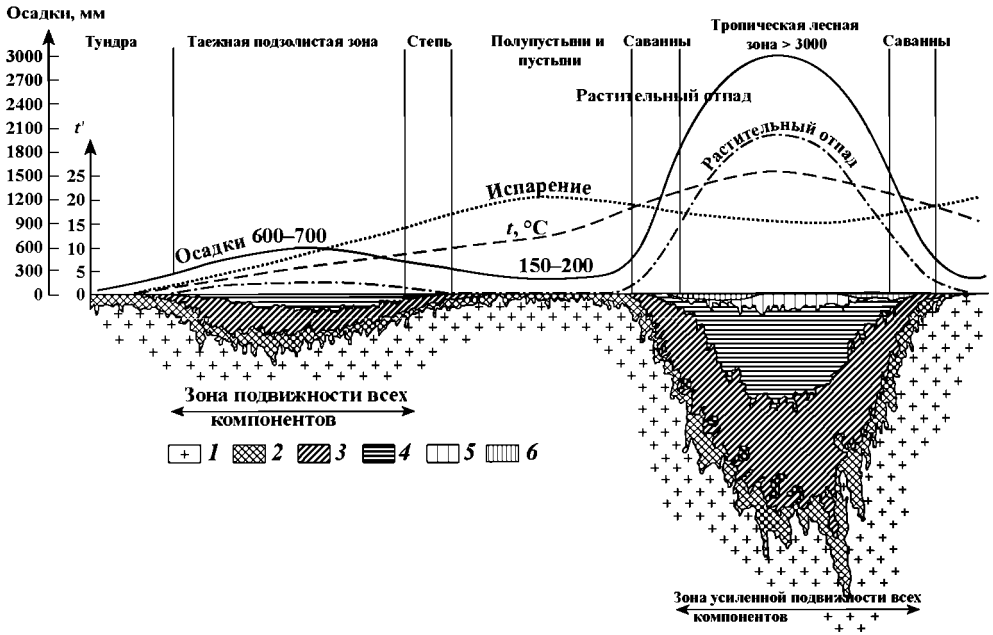


Рис. 9.4. Схема образования коры выветривания на площадях тектонически неактивных [Страхов, 1963]:

1 – свежая порода; *2* – зона дресвы мало измененной; *3* – гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; *4* – каолинитовая зона; *5* – охры, Al_2O_3; *6* – панцирь, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$

мощности и разгружаются в пониженных участках рельефа. В этом случае процессы реализуются в наибольшей степени и мощности коры максимальны (при прочих равных, и прежде всего климатических, условиях) (рис. 9.5).

Коры выветривания бывают площадные и линейные. Первые развиты на относительно большой территории и относительно невелики по мощности. Вторые формируются в зонах разломов, где интенсивная трещиноватость обеспечивает проникновение вод на большие глубины, а сильная раздробленность способствует интенсификации химических процессов. Поэтому мощности кор достигают 100–300 м и более, а сами они имеют линейную морфологию и вытянуты в длину.

Соотношение во времени и последовательности процессов химического и физического выветривания достаточно сложно. Чисто формально вначале происходит физическое выветривание, а затем химическое, поскольку при дезинтеграции резко возрастает удельная поверхность, и область химических реакций, происходящих на поверхности породы или минерала, расширяется. При этом реакции не просто ускоряются, но идут более интенсивно в большем объеме. Таким образом, оба вида выветривания идут более или менее одновременно, дополняя и ускоряя друг друга. Так, химическое разложение ослабляет породу и способствует более активному ее механическому разрушению.

Говоря о типах выветривания, следует затронуть вопрос о так называемом биологическом выветривании, которое нередко выделяется наряду с физическим и химическим. Биота, живое вещество и продукты его преобразования – это очень важный, практически постоянно присутствующий ***агент*** выветривания, как физического, так и химического. Более того, многие, если не все процессы «химического» выветри-

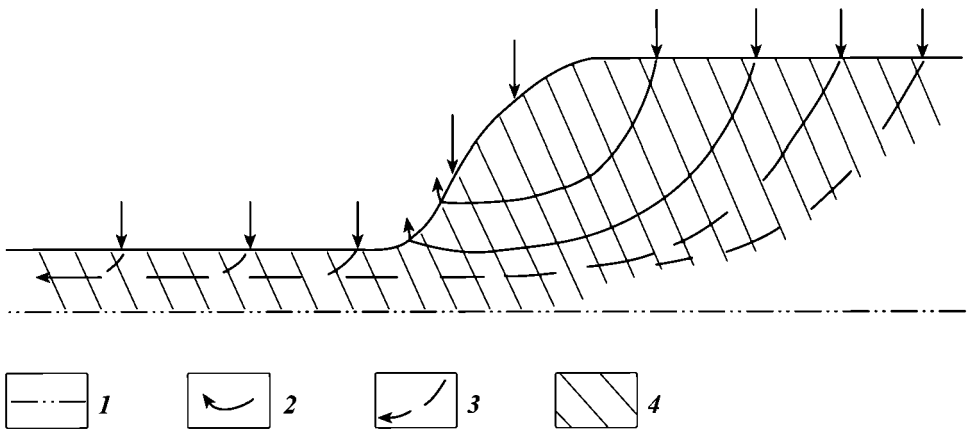


Рис. 9.5. Схема развития процессов выветривания в условиях различного рельефа:
1 – уровень грунтовых вод; *2*, *3* – направление фильтрации вод сквозь толщу пород: *2* – интенсивной, *3* – затрудненной; *4* – область воздействия фильтрующихся вод на породы и возможная мощность коры выветривания

вания на самом деле обусловлены или идут при воздействии биоса – бактерий, лишайников и пр. Но если исходить из ***результатов*** выветривания, то специфических продуктов воздействия организмов нет, соответственно нет и особого биологического выветривания. Однако, подчеркнем еще раз, что на всех этапах и при всех видах экзогенных процессов, организмы оказывают огромное влияние как один из мощнейших ***агентов*** выветривания.

Своеобразное выветривание происходит и в подводных условиях, когда морская вода с растворенными в ней газами и прежде всего CO_2, который составляет более 66 % растворенных в морской воде газов, а также ионами натрия, калия, кальция и магния, реагирует с донными осадками, вызывая их преобразование. Подобные процессы были в 1922 г. названы К. Гуммелем гальмиролизом. Факторами, агентами гальмиролиза являются соленость и состав морской воды, температура и давление придонного слоя, газовый состав воды – «морская атмосфера», характер донной биоты и др. Существенное значение оказывает и скорость накопления осадка.

Гальмиролиз иногда рассматривается и как процесс раннего диагенеза, когда существует обмен между наддонной водой и осадками. В процессах гальмиролиза происходит изменение материалов, принесенных с суши, а также и образовавшихся в море, таких, например, как продукты подводного вулканизма. Одним из наиболее известных продуктов гальмиролиза является переработка в морских условиях вулканических пеплов с образованием монтмориллонита. В них в качестве реликтов сохраняются остатки вулканических витрокластов, часто со следами замещения последних монтмориллонитом.

Имеются представления, что широко известная красная глубоководная глина, покрывающая дно океанических абиссальных равнин на глубинах более 5–6 км, имеющая цеолит-смектитовый состав, также является продуктом аналогичной гальмиролитической переработки подводной пирокластики [Дриц, Коссовская, 1990].

Завершая рассмотрения процессов выветривания, следует отметить три важных момента.

Во-первых, в результате процессов выветривания появляется первое экзогенное, осадочное в широком смысле слова, образование – кора выветривания, со своим строением, специфической минералогией, причем преобладают уже новообразованные, характерные именно для осадочных пород, минералы, главным образом, глинистые, а в ряде случаев аллитовые и железистые («лимониты»). Относительно возрастает содержание устойчивых минералов – кварца, циркона, рутила, турмалина и др.

Во-вторых, в процессе поверхностного выветривания происходит аккумуляция солнечной энергии как при дезинтеграции (см. выше), так и в новообразованных минералах. Еще в начале XX столетия выдающийся отечественный ученый академик В.И. Вернадский писал: «Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме,

могущей производить химическую работу.... Минералы, химические молекулы, образующиеся при участии живого вещества, тоже являются носителями той же энергии, начало которой лежит в энергии Солнца. Но эта энергия в минералах находится в потенциальном состоянии» [Вернадский, 1960-1]. Позднее это предвидение получило количественное подтверждение. Академик Н.В. Белов и профессор В.И. Лебедев [Белов, Лебедев, 1957; Лебедев, 1946, 1954] установили важный факт. В полевых шпатах, весьма распространенных минералах магматических пород, алюминий находится в четверной координации, то есть в центре тетраэдра. При этом расстояние Al–O составляет $1,6–1,74 \cdot 10^{-8}$ см. В образующихся на поверхности суши в корах выветривания глинах алюминий находится в шестерной координации, то есть внутри октаэдра. При этом расстояние Al–O составляет $1,8–2,0 \cdot 10^{-8}$ см. Для того чтобы «раздвинуть» ионы, необходимо затратить определенную энергию, которая и является трансформированной энергией Солнца и аккумулируется в новообразованных минералах.

В-третьих, появляются продукты для дальнейшего осадочного процесса – переноса и осаждения с последующим образованием новых осадочных пород. Продукты эти существуют в двух формах – обломочной и растворенной. Часть исходного материала, наиболее устойчивого к выветриванию, остается на месте, а часть, более мобильная, выносится за пределы зоны выветривании. Таким образом, выветривание – это первый этап глобального разделения вещества в экзогенных условиях.

Кроме аккумуляции солнечной энергии и подготовки материала для дальнейшего осадочного процесса, выветривание имеет и более прикладное значение. Исследование его вещественных, материальных результатов позволяет сделать ряд важных геологических выводов. Так, наличие кор выветривания свидетельствует о континентальных перерывах, дает определенные указания на рельеф суши, а минеральный состав новообразованных продуктов – на климат эпохи корообразования. Линейные коры выветривания указывают на наличие разломов и помогают их трассировать.

С корами выветривания связаны важные полезные ископаемые. Имеются указания, что в них бывают повышены концентрации вплоть до промышленных значений около трети используемых в экономике полезных ископаемых. Важнейшими из них являются руды алюминия (бокситы), чистые глины, определенные типы железных руд и др.

К большому сожалению, в капитальных работах по литологии, а тем более в учебной литературе, наименьшее внимание, если не сказать более резко, уделяется материалу, поставляемому биотой, «живым веществом», по терминологии В.И. Вернадского [1926, 1978]. А влияние его не очень видимое и количественно скромное, имеет огромное значение. Самым простым и наглядным является захоронение тел самих организмов, которые поставляют в осадок органическое вещество. И хотя его содержание в среднем составляет менее 1 %, в отдельных случаях оно является исходным материалом для образования пород – углей, нефтей, природных газов, либо обеспечивает весьма высокие его со-

держания в отдельных породах иного состава, например, в различного вида горючих сланцах. А.Б. Ронов оценивает кларк органического углерода в осадочной оболочке Земли величиной 0,54%, а в континентальном секторе 0,57 % [Ронов, 1993]. Н.Б. Вассоевич для континентального сектора приводит близкое значение – 0,62 %. При этом разброс значений очень велик: от 0,1 % для солевых пород, 0,2 % для карбонатных пород и песчаников до 16 % в горючих сланцах и 67 % в ископаемых углях [Вассоевич и др., 1973], Однако, неизмеримо более важным является другое, непосредственно связанное с жизнью явление. Все растения, или шире – автотрофы, куда включаются и различные бактерии, в процессе фотосинтеза усваивают углекислый газ и воду, разлагают последнюю, образуя органические вещества, и поставляют во внешние геосферы и прежде всего атмо- и гидросферу свободный кислород. Этот элемент в свободном виде, по крайней мере в течение последних 2,2–2,5, а может быть и более миллиардов лет определяет окислительную обстановку на земной поверхности. В аспекте рассматриваемого здесь вопроса об осадочном материале, надо отметить, что кислород является одним из наиболее распространенных элементов, входящих в состав минералов осадочных пород, так как участвует во всех процессах окисления. Так, благодаря его наличию, образуются сульфаты, осадочные железные руды, и некоторые другие породы.

Одновременно животные в процессе дыхания выделяют углекислый газ – необходимый компонент карбонатных пород и карбонатных минералов в осадочных породах вообще (например, в виде карбонатного цемента). Углекислый газ образуется также при разложении органического вещества (мортмассы, то есть остатков умерших организмов). Надо иметь в виду, что это не единственные, и, вероятно, не самые мощные источники углекислого газа, но сбрасывать их со счета ни в коем случае нельзя. Таким образом, биогенные кислород и углекислый газ являются важнейшими компонентами, из которых образуются осадочные породы, и, повторим, поступают они в осадочный процесс в результате жизнедеятельности организмов и разложения их остатков. Кроме того, организмы поставляют огромные массы осадочного материала в виде твердых продуктов – своих скелетов, что будет рассмотрено ниже.

ГЛАВА 10
ПЕРЕНОС ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Образующийся различными путями – в процессе вулканизма, выветривания, жизнедеятельности организмов – осадочный материал в абсолютном большинстве случаев не остается на месте своего образования, а вовлекается в поверхностную миграцию, переносится в места его последующего накопления. Эти две стадии осадочного процесса – перенос и осаждение – очень тесно связаны и рассматриваются раздельно только в чисто учебном, методическом плане.

Формы переноса этого материала различны и во многом определяются механизмом его образования. Это – обломки, растворы (истинные и коллоидные), газы; специфическая форма миграции – биогенная миграция элементов и соединений.

Агентами переноса являются по сути дела те же, что функционируют при выветривании – вода, в том числе виде льда, атмосфера, организмы. Своеобразным агентом транспортировки является то, что называют силой тяжести. Условность последнего термина заключается в том, что все процессы на Земле происходят в поле силы притяжения, и термин универсален для всех форм переноса. Конкретно этот термин используется при объяснении обвалов, оползней и других подобных форм перемещения обломочного материала. При этом само начало перемещения, как правило, не связано непосредственно с земным притяжением. Причиной начала перемещения может служить толчок при землетрясении, подмыв основания склона грунтовыми водами и др.

Длительность стадии переноса осадочного материала весьма различна. Так, обвал, перемещение массы обломочного материала длится минуты, десятки минут. В противоположность этому некоторые элементы, образующие легко растворимые соединения, могут находиться в растворе, то есть в состоянии миграции от момента их поступления в воду до осаждения в виде тех или иных осадочных образований десятки и сотни миллионов лет. Специальные геохимические расчеты показывают, например, что калий находится в растворе, то есть в форме переноса, $1 \cdot 10^7$, натрий $2 \cdot 10^8$, хлор $2{,}4 \cdot 10^8$ лет.

10.1. ПЕРЕНОС ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Начало переноса обломочного материала осуществляется под действием силы тяжести, дождевыми и талыми водами, временными потоками и происходит в виде обвалов, оползней и прочих подобных процессов. При этом длительность подобной транспортировки, равно как и ее дальность в общем крайне незначительна. Материал при этом практически не окатывается, не сортируется по размеру. Объемы вовлекаемого одномоментно в такой перенос материала могут быть достаточно велики. Так, во время вызванного обильными дождями в марте 1938 г. в районе Лос-Анджелеса обвале было перемещено 11,5 млн $м^3$ обломочного материала. В масштабе же всей планеты значение этой формы переноса, который осуществляется в областях с резко расчлененным рельефом, и прежде всего в горах, весьма скромно. Более того, образующиеся при этом коллювиальные, делювиально-пролювиальные отложения в значительной степени размываются, материал вновь поступает в миграцию и в дальнейшем переоткладывается.

ВОДНЫЙ ПЕРЕНОС ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

По сути дела этот последующий перенос осуществляется уже реками – важнейшим агентом транспортировки обломочного материала в пределах континентов и выноса его в моря и океаны. Масштабы этого переноса уже огромны. По подсчетам А.П. Лисицына [1974] в современную эпоху реки выносят в Мировой океан 18,53 млрд т твердых продуктов. При этом 10 крупнейших рек мира дренируют 16 % поверхности суши, но выносят в океан 40 % обломочного материала. Цифра 18,53 млрд т – важна для оценки масштабов, порядка величин переносимого материала и не может напрямую переноситься на другие геологические эпохи. Дело в том, что сейчас Земля переживает геократическую стадию, время высокого стояния материков, когда денудация естественно увеличена. В талассократические периоды, эпохи обширных общемировых трансгрессий и высокого стояния уровня Мирового океана, денудация и, соответственно, снос обломочного материала были меньше. Вторая причина – деятельность человека, о чем несколько ниже.

Сама транспортировка обломочного материала осуществляется тремя способами. Во-первых, это волочение по дну. Таким образом переносятся наиболее крупные обломки. При этом столкновение обломков друг с другом, воздействие друг на друга и воздействие более мелких, переносимых во взвеси обломков, ведет к их быстрому и значительному окатыванию. Во-вторых, это перенос обломков во взвеси. Подобная форма транспортировки наиболее распространена в равнинных реках с мощным, но относительно спокойным течением и характерна для ча-

стиц и зерен алевритовой, реже мелкопесчаной размерности. При таком способе переноса столкновения зерен редки и к тому же смягчаются водной пленкой. В связи с этим мелкие зерна, как правило, плохо окатаны. Наконец, в-третьих, – это перемещение сальтацией, когда зерна временами частично перемещаются по дну, а временами захватываются потоком и переносятся во взвеси. Другими словами, перенос осуществляется как бы скачками. Степень окатанности при таком переносе промежуточная и, при прочих равных условиях, в значительной степени зависит от длительности транспортировки.

Размер переносимых обломков и частично преобладание той или иной формы переноса в значительной степени обусловлен скоростью течения рек, которая, в свою очередь, определяется рельефом местности. Так, скорость течения горных рек достигает 5–8 м/с, и высокая энергия транспортирующей среды позволяет им переносить обломки весьма крупных размеров гравия и гальки. При этом преобладает волочение обломков по дну, а мелкие зерна просто выносятся во взвеси. Равнинные реки, скорости течения которых, как правило, не превышают 1,0–1,5 м/с, транспортируют зерна песчаной и алевритовой размерности.

Кроме обработки поверхности обломков при переносе происходят и серьезные изменения вещественного состава обломков. Минералы, неустойчивые к механическому и химическому воздействию, в поверхностных условиях истираются и в конце концов полностью разрушаются.

К наименее устойчивым среди породообразующих минералов относятся оливин, пироксены, основные плагиоклазы. Мало устойчивые минералы – это средние плагиоклазы и амфиболы. Относительно устойчивы кислые плагиоклазы, ортоклаз и микроклин. Наконец, наиболее устойчивым минералом является кварц.

Вследствие этого, по мере перемещения обломочного материала, его минеральный состав изменяется, происходит его «созревание»: последовательно исчезают менее устойчивые минералы и относительно возрастает количество устойчивых. В итоге, особенно при неоднократных перемывах и переотложениях, появляются практически мономинеральные чисто кварцевые отложения.

В свое время один из ведущих отечественных литологов академик Н.М. Страхов [1960] показал, что количество переносимого реками обломочного материала зависит от климатической зоны, где протекает река и дренирует поверхность суши. По собранным им данным, частично приведенным в табл. 10.1, отчетливо видно, что при близких значениях площади водосбора, объем переносимого материала в реках тропического и субтропического климата существенно выше, чем в реках умеренных и высоких широт, хотя водный сток при этом может быть даже больше (Енисей, Колыма). Такое различие объяснялось большим количеством метеорных осадков и соответственно более интенсивной эрозией. Однако причины этого явления оказались более сложными, чем прямое влияние климата, как это представлялось первоначально.

Таблица 10.1

Механическая денудация по отдельным речным системам

Река	Площадь бассейна, 10^3 км^2	Водный сток, км^3	Твердый сток, млн т	Механическая денудация, т/км^2
Нил	2800	70	88	31
Енисей	2707	548	10,52	4,0
Ганг	1730	960	1800	1040
Амур	1843	346	52	28
Инд	960	175	400	420
Юкон	855	185	88	103
Колорадо	590	20,3	4,7	271
Колыма	644	120	160	7
Конго	3690–3822	1230–1453	50–68	18*
Миссисипи	3248–3270	360–624	211–750	154–230*
Хуанхэ	745–980	50–126	630–1887	640*
Ориноко	940–1086	442–915	45	47*

Примечание. Цифры по первым четырем парам рек по данным Н.М. Страхова, 1960; цифры по последним двум парам рек по данным: Географический энциклопедический словарь, 2003, Краткая географическая энциклопедия, 1960–1964; Лисицин, 1988; Страхов, 1960.

*По данным Н.М. Страхова, 1960.

Для понимания этого интересно сопоставить данные по последним двум парам рек.

Реки Конго и Миссисипи имеют примерно равные площади водосбора. При этом водный сток Конго в 2–3 раза больше, однако вынос твердого материала и соответственно, интенсивность денудации не менее чем в 3 раза меньше. Аналогична ситуация для рек Ориноко и Хуанхэ. При близкой величине дренируемой поверхности, водный сток Хуанхэ в 7–8 раз меньше, а твердый сток в 15–40 раз больше, чем у Ориноко. Бассейны Миссисипи и Хуанхэ – это области активного техногенного воздействия, где антропогенно нарушено первичное природное равновесие за счет интенсивной сельскохозяйственной деятельности, уничтожения лесов и травяного покрова, распахивания огромных площадей; значительная часть площади урбанизирована, чего нельзя сказать о бассейнах Ориноко и Конго, где плотность населения и воздействие цивилизации неизмеримо меньше. Конечно, признавать столь резкие изменения только антропогенным воздействием было бы не совсем корректно. Существуют и другие факторы, например, разный характер рельефа, хотя влияние последнего, видимо, меньше, чем влияние климата. При этом объяснять разницу в интенсивности механической денудации рек теплого и холодного климата только и прямолинейно климатическим фактором не совсем корректно: действие последнего опосредовано, в том числе через деятельность человека. Естествен-

но, что люди селились и осваивали территории в благоприятных для жизни климатических условиях. Достаточно сопоставить на самом примитивном качественном уровне плотность населения в бассейнах приводимых в таблице рек.

Подобное обстоятельство отметил еще В.И. Вернадский: «Человек своей земледельческой культурой, коренным образом изменив известный порядок, нарушил установившееся в плейстоценовое время равновесие» [Вернадский, 1934].

Принесенный реками в водный бассейн (озера и моря) материал перераспределяется по акватории в результате уже внутрибассейновых волнений и течений.

Глубина воздействия волн, взмучивания и переноса осадков определяется размерами и типом водоемов и обычно составляет первые десятки метров, возрастая в океанах при катастрофических штормах до 100 м, а во время цунами до 1000 м. Постоянное взмучивание, особенно в прибрежной зоне, ведет к тщательной сортировке материала, выносу более мелких частиц.

Прибрежное волнение вызывает и появление определенных вдольбереговых течений. Дело в том, что подходя к берегу под тем или иным углом, а строго перпендикулярно волны к берегу практически никогда не ориентированы, происходит разложение сил по правилу параллелограмма и возникают два придонных противотечения – направленное от берега и ориентированное нормально к нему и вдоль берега (рис. 10.1). Скорость и соответственно энергия таких течений, равно как и дальность их действия зависят от типа бассейнов. Так, при волнении в 1 балл скорость вдольберегового течения у южных берегов Крыма составляет 6 м/сутки, при 6 баллах – 65 м/сутки. В открытых

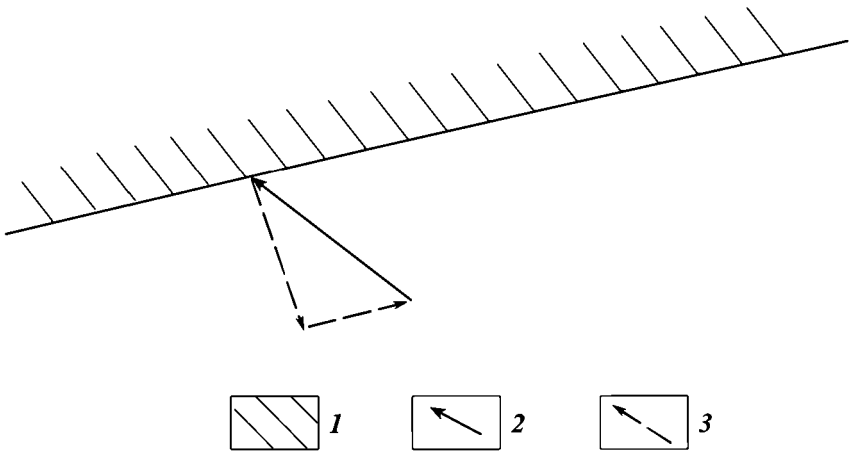


Рис. 10.1. Схема разложения сил и появления течений при волновом воздействии на береговую полосу:
1 – суша; *2* – направление подхода волн к береговой линии; *3* – направление вторичных вдольбереговых и нормальных к берегу течений

морях и океанах скорости еще больше. Вдоль побережья Англии скорости перемещения материала составляют в среднем 400 м/сутки, а вдоль атлантического побережья США до 900 м/сутки. В результате дальность переноса может быть весьма велика. Так, обломочный материал с полуострова Лабрадор такими течениями поставляется до Флориды, то есть на расстояние только по прямой более 2500 км.

Весьма мощным и активным фактором разноса материала по акваториям являются морские течения. Наиболее быстрые течения, которые могут переносить весьма крупные обломки, локализуются в проливах. К примеру, в проливах между Молуккскими и Филиппинскими островами скорости течений равны 0,5–0,7 м/с, а в проливах Каттегат и Скагеррак, соединяющих Балтийское море с Северным, средняя скорость течения составляет 2–3 м/с, а местами до 50 м/с.

Огромные по масштабам течения существуют в открытых океанах, наиболее известным, но далеко не самым мощным, является течение Гольфстрим. Безусловно, это мощный фактор переноса тепловой энергии, влияния на обстановки и целый ряд других процессов, но в качестве переносчика обломочного материала, его роль в общем незначительна. Но это течение вызывает появление мощного придонного противотечения – нагретые поверхностные воды, двигаясь к полярным широтам, охлаждаются, опускаются вниз и уже на глубине текут в противоположную сторону, восполняя убыль воды в тропических районах зарождения Гольфстрима. Это противотечение получило название Западного Пограничного, а сами течения подобного рода – контурных. Дело в том, что эти придонные течения не «ныряют» во впадины морского дна и не взбираются на его поднятия, а огибают все неровности морского дна, движутся по определенным изобатам, «контурам», благодаря чему и получили свое название. Скорость этого течения составляет 0,1–0,5 м/с, что обеспечивает перенос зерен алевритовой и мелкопесчаной размерности, которые, в свою очередь, формируют аккумулятивные формы, сложенные хорошо отсортированными песчано-алевритовыми осадками с горизонтальной и волнистой текстурой.

Очень важным и мощным агентом транспортировки обломочного материала являются гравитационные потоки, возникающие на бровке шельфа при переходе последнего в континентальный склон.

Впервые подобная форма переноса была отмечена и изучена в 1929 г. 18 ноября этого года прервалась телефонно-телеграфная связь Европы с Северной Америкой. Обнаружилось, что в результате землетрясения с бровки Большой Ньюфаундлендской банки сорвалось и переместилось вниз по склону громадное количество осадков, которые и разорвали подводные кабели. Объем перенесенного таким образом к подножию материкового склона осадочного материала составил около 200 млрд $м^3$.

Позднее подобные явления были обнаружены и изучены во многих местах, как в современных океанах, так и запечатленных в осадочных толщах, и этот механизм использован для объяснения образования флишевых толщ. Например, осадки подобных потоков обнаружены на

глубинах: 7098 м в желобе Тонга, 8800 м в Бугенвильском желобе и 9080 и 10000 м в желобе Кермадек [Кузьминская, 1964]. Это, кстати, показывает, что относительно крупнозернистый материал алевритовой и песчаной размерности может отлагаться на больших глубинах, а не только на мелководье в прибрежной зоне.

Причина подобных течений заключается в том, что рыхлый водонасыщенный осадок на бровке в условиях даже небольшого наклона дна, представляет собой очень неустойчивую систему и при внешнем воздействии – землетрясении, цунами, особо сильных штормах и т.д. – может приходить в движение и в виде суспензионного (мутьевого по некоторой терминологии) потока устремляться вниз по склону. Эти потоки получили название турбидитных. В настоящее время имеется более общий термин – гравитационные потоки, а соответствующие отложения – гравититы, которые в свою очередь подразделяются на три класса [Лисицын, 1988; Чистяков, Щербаков, 1984]. Первый класс –

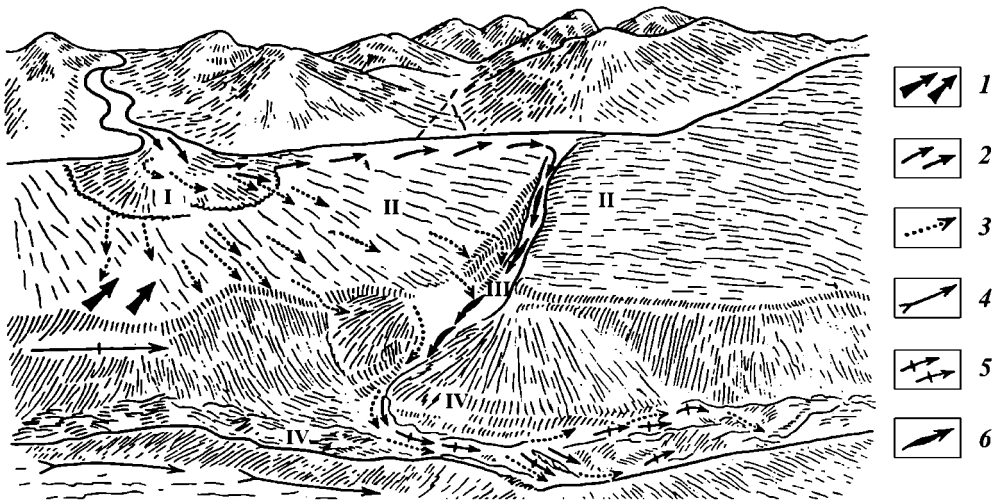


Рис. 10.2. Схема разноса обломочного материала в приконтинентальной зоне Мирового океана с указанием уровней лавинной седиментации (по Д. Муру и А.П. Лисицыну, 1988).

Жирные стрелки – направление движения песчано-алевритового материала, тонкие – пелитового. Отложения внешней части подводного конуса находятся под воздействием придонных контурных течений.

I – дельта – первый уровень лавинной седиментации; *II* – шельф: область питания для второго уровня лавинной седиментации; *III* – склон с подводными каньонами: область транспортировки; *IV* – основание склона: область аккумулятивного веера второго уровня лавинной седиментации.

Действующие факторы: *1* – направление волн, перераспределяющих материал на шельфе; *2* – вдольбереговые течения, транспортирующие песчано-алевритовый материал; *3* – диффузионный транзит преимущественно пелитового материала; *4* – контурные течения, захватывающие часть материала гравититов второго уровня лавинной седиментации; *5* – течения за пределами шельфа; *6* – перенос в каньоне с первого уровня на второй

оползневые и обвальные (подводные) образования (slumps, slides), которые распространяются на расстояние до 400–500 км от места возникновения. Второй класс – вязкие потоки разжиженного осадочного материала большой плотности (mass flow), которые в зависимости от крупности переносимого материала подразделяются на потоки обломков (debris flow), потоки зерен (grain flow) и иловые потоки (mud flow). В этих потоках плотность суспензии очень велика, они в какой-то степени похожи на жидкую пасту, которая стекает в режиме ламинарного течения и распространяется на расстояние до 1000 км. Наконец, третий класс – собственно турбидитные потоки (turbidity currents). Вода, насыщенная взвесью, становится тяжелее, чем вмещающая водная толща, и эта плотная мутная масса с большой скоростью в режиме турбулентного течения перемещается вниз по склону. Дальность подобного переноса составляет в океанах 1000–2500 км. Скорость такого перемещения ранее оценивалась до 100 км/ч, сейчас считается, что она не превышает 60–70 км/ч.

Спецификой подобного переноса является его спазматичность, незакономерность проявления во времени, кратковременность действия, хотя объем одномоментно переносимого при этом обломочного материала может достигать 39 км^3, что превышает твердый годовой сток всех рек мира. Подобные явления переноса, а затем и отложения получили название событийных (event). Схема поступления обломочного материала в Мировой океан и его разнос в пределах акватории показана на рис. 10.2.

Подобные явления отмечены и в глубоких озерах с крутыми склонами, в частности в Альпах.

ПЕРЕНОС ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В АТМОСФЕРЕ

Значительная часть обломочного материала переносится ветром. Эоловый перенос наиболее наглядно представлен в континентальных, особенно пустынных обстановках, где является ведущим, преобладающим, однако и в Мировой океан этим путем поставляется порядка 1,6 млрд т обломочного материала [Лисицын, 1974].

Транспортировка ветром осуществляется перекатыванием по поверхности, а также во взвеси. Средний умеренный ветер со скоростью 4,5–6,7 м/с перемещает зерна размером около 0,25 мм, при скорости ветра 11,4–13 м/с размер обломков достигает 1,5 мм, а при ураганах, когда скорость достигает 30 м/с, переносятся и весьма крупные обломки. Так, описаны случаи, когда дождь во время урагана сопровождался падением гальки размером 2,5–3,5 см, при этом перенесена она была на расстояние не менее 150 км. Вместе с тем основной объем переносимого ветром материала имеет размерность алеврита и мелкого песка. При этом расстояния эолового переноса, равно как и объемы переносимого материала, могут быть громадными. Так, обломочный материал из Северной Африки нередко переносится и осаждается в Южной Европе.

При этом при средней по мощности пыльной буре через 1 км береговой линии Средиземного моря в слое воздуха от нуля до 10 м проходит 125 т/сутки осадочного материала. Основной размер обломков в этом слое находится в пределах 0,1–0,5 мм, а свыше 10 м – менее 0,01 мм. За год через побережья Туниса и Ливии (1100 км) на шельф и частично в Европу поступает 5,5 млн т обломочного материала [Айбулатов, Серова, 1983]. Другой показательный пример. Переносимый пассатными ветрами материал из Сахары («красная пыль») достигает Вест-Индийских островов, то есть пересекает всю Атлантику. В США из Южной Мексики на расстояние более 3000 км за одну бурю переносится до 1 млн т материала.

Перенос и связанное с ним отложение материала имеют ряд специфических особенностей.

Во-первых, транспортирующая способность ветра примерно в 300 раз меньше, чем воды, поэтому даже небольшие изменения скорости, а они крайне часты, вызывают осаждение, или, напротив, подъем материала.

Во-вторых, эоловый перенос – единственная форма, когда обломочные зерна перемещаются как бы против силы тяжести. Ветер в пустынных районах Средней Азии выдувает огромные воронки, депрессии, поднимает образующийся материал, переносит и откладывает его на более высоких участках. Так, материал среднеазиатских пустынь обнаруживается на ледниках Памира и Тянь-Шаня.

Весьма значительные объемы обломочного материала перемещаются волочением, перекатыванием по поверхности, образуя барханы в пустынях и дюны на побережьях морей и океанов.

И при переносе в атмосфере, и особенно перекатыванием, зерна постоянно соударяются, трутся друг о друга, что ведет к их быстрому и весьма полному окатыванию и образованию гладкой зеркальной поверхности. Одновременно эти осадки, как правило, хорошо отсортированы.

ПЕРЕНОС ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ЛЬДОМ

Перенос обломочного материала льдом осуществляется как на суше, так и в водоемах. Наземное оледенение и его результаты подробно рассматриваются в курсах общей геологии. Напомним, что существуют оледенения материковые и горные. Первые покрывают огромные площади суши и широко развиты во времена глобального похолодания (*ice house*). В истории Земли известны оледенения раннего протерозоя («Канадская ледниковая эра»), серия грандиозных оледенений позднего протерозоя – венда («Африканская ледниковая эра»), Гондванское оледенение среднего карбона – ранней перми и олигоцен-четвертичная Лавразийская ледниковая эра, охватившая преимущественно материки северного полушария, остатки которого сохранились

ныне в Гренландии и Антарктиде. Менее значимыми были оледенения позднего ордовика – раннего силура, позднего девона [Чумаков, 2005].

Движущийся лед отрывает от коренных пород ложа обломки (процесс корразии), перемещает их перед собой в виде передовой морены, транспортирует материал, попавший на его поверхность с окружающих вершин и горных склонов (боковая и центральная морены). При этом обломки интенсивно обрабатываются, «окатываются», но в целом отложения отличаются крайней неотсортированностью. Массы переносимого таким образом материала огромны, что фиксируется наличием мощных и широко распространенных моренных отложений, которые для дочетвертичных образований получили название тиллитов.

В большинстве случаев это начальный этап транспортировки, особенно для горного оледенения. Далее, при таянии льда обломочный материал начинает переноситься водой: вначале это сезонные флювиогляциальные, а затем и постоянные речные водотоки.

Значительная часть ледников, перемещаясь по суше, в итоге достигает водоемов, главным образом морей и океанов, где у берега ледяной покров отламывается и в виде айсбергов «пускается в свободное плавание». Айсберги уносятся на 2–3 тысячи км от места образования и могут достигать 40° широты, причем каждый кубометр льда за счет плавучести может переносить до 300 кг обломков. По оценкам А.П. Лисицына [1974], таким путем в Мировой океан вносится 1,5 млрд т захваченного на континенте материала, который при таянии айсбергов осаждается на дно океана и в глубоководных крайне тонкозернистых осадках появляются совершенно инородные и по гранулометрии и по составу включения. Известны случаи, когда обнаруженные в глубоководных условиях подобные породы служили основанием для крупных тектонических построений, представлений о грандиозных инверсиях тектонических движений и пр. В современных океанах области распространения подобных осадков обрамляют Антарктиду (основной поставщик айсбергов и обломочного материала) и располагаются в Северной Атлантике, куда поступают айсберги из Гренландии.

10.2. ПЕРЕНОС РАСТВОРЕННОГО МАТЕРИАЛА

Растворенный материал существует в двух формах – в виде коллоидных и в виде истинных растворов. Естественно, что единственным агентом переноса во всех случаях является вода.

Коллоидные растворы – это дисперсные системы, промежуточные между истинными растворами, где вещество разделено до ионов, атомов и молекул, и грубодисперсными системами-суспензиями и эмульсиями, то есть содержат очень мелкие частицы, размеры которых составляют 10^{-7}–10^{-9} м.

В природе коллоиды образуются двумя путями:

– за счет интенсивного дробления, диспергирования получаются весьма грубые коллоиды и это далеко не самый важный механизм их образования;

– конденсационным способом, когда различные ионы и молекулы соединяются до размеров коллоидов. Это происходит в результате самых разных реакций, в том числе окисления, восстановления, гидролиза и обменного разложения, когда образуются молекулярно нерастворимые соединения, но молекулы группируются в более крупные ассоциации, образуя коллоиды. Так, например, могут формироваться коллоидные формы гидроксидов железа: $Fe^{2+}SO_4 + H_2O + O_2 = Fe^{3+}(OH)_3$.

Благодаря малым размерам частиц, удельная поверхность коллоидов огромна. Напомним, что поверхность кубика с ребром 1 см равна 6 $см^2$. Суммарная поверхность всех кубиков того же объема, но с ребром 10^{-2} см составит 600 $см^2$, с ребром размером 10^{-4} см – 600 000 $см^2$, 10^{-6} см – 60 000 000 $см^2$. Удельная поверхность оксигидрата железа составляет 157 $м^2/г$ вещества [Лисицын, 1994]. При такой дисперсности и громадной поверхности резко возрастает адсорбционная способность и возможно появление оголенных ионов, что определяет появление заряженных частиц – мицелл. Среди положительно заряженных коллоидов наиболее важными и распространенными являются $Fe(OH)_3$, $Al(OH)_3$, $Cr(OH)_3$, а также неизмеримо более редкие гидроксиды титана, циркония, церия. Отрицательно заряженными коллоидами являются глинистые минералы, гумусовые кислоты, SiO_2, MnO_2, сульфиды Pt, Au, Ag.

В подобном виде мигрируют не только сами коллоиды, на них сорбируются и с ними переносятся многие малые элементы: ванадий, хром, никель, кобальт, молибден и др.

Перенос истинно растворенных веществ с суши в конечные водоемы стока и, главным образом, в Мировой океан осуществляется реками. При этом в речном стоке преобладают семь главных ионов: HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, которые по сути дела количественно определяют ионный сток, так как содержание остальных компонентов, при всем их значении, количественно крайне невелико. Оценки величины этого ионного стока различны и колеблются от 2500 до 3200 млрд т/год, причем последние значения относятся к наиболее поздним расчетам. Показатели ионного стока, то есть количества вещества, сносимого реками с единицы площади, колеблются в пределах 19,1– 23,0 $т/км^2$.

Ионный состав речного стока существенно зависит от климатической зоны речного бассейна и субстрата, по которому протекает река. Москва-река в значительной степени дренирует карбонатные породы, а Нева течет среди лесов и болот.

Это ведет к резкому преобладанию ионов кальция, магния и гидрокарбонатов в водах Москвы-реки по сравнению с водами Невы (табл. 10.2).

Таблица 10.2

Сравнение ионного состава вод рек Москвы и Невы, мг/л

Ионный состав	Ca	Mg	Na+K	HCO_3^-	SO_4^{2+}	Cl	Сумма ионов
Москва	61,5	14,2	23,0	250,7	5,6	2,3	357,3
Нева	8,0	1,2	3,8	27,5	4,5	3,8	48,8

Поступающие в Мировой океан и растворенные в морской воде компоненты-ионы по сути дела находятся в состоянии миграции до тех пор, пока тем или иным образом они не будут переведены в осадок. Всего в современном Мировом океане в виде раствора содержится порядка $4{,}8–5{,}0 \cdot 10^{22}$ г вещества (табл. 10.3).

Для растворенных в морской воде веществ упрощенное представление о миграции как простом перемещении вещества в пространстве, в значительной степени теряет смысл. Ионы морской воды обезличиваются, теряют непосредственную связь с местом их перевода в растворимую форму за счет химического выветривания на суше, либо в результате вулканических эксгаляций.

В природе существует весьма своеобразная форма переноса растворенных веществ, которая реализуется в прибрежных районах и на островах. Ветер захватывает брызги морской воды во время штормов или в зоне прибоя и с растворенными в них солями переносит на сушу. Эти соли либо вместе с каплями, либо после испарения воды в атмосфере над сушей осаждаются. Таким путем, например, на поверхность Японских островов в год поставляется $33 \cdot 10^5$ т серы, $25{,}7 \cdot 10^5$ т хлора, $23{,}8 \cdot 10^5$ т натрия, $19{,}8 \cdot 10^5$ т кальция, определенные количества магния, стронция, йода, фтора, калия. Ясно, что в глобальном масштабе это весьма скромные значения, но как один из достаточно экзотичных способов переноса он существует и представляет определенный интерес.

Таблица 10.3

Ионный состав морской воды и основные параметры вод Мирового океана (БСЭ, 3-е изд., 1974 г., т. 16)

Ионы / Концентрация	Анионы					Катионы				
	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Br^-	F^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Sr^{2+}
г/кг	19,35	2,70	0,14	0,066	0,0013	10,76	1,30	0,41	0,39	0,014
‰ эквивалент.	45,09	4,64	0,19	0,07	0,01	38,66	8,81	1,68	0,82	0,03

Объем воды Мирового океана $1370 \cdot 10^6$ км^3, средняя соленость 3,5 г/100 г = = 3,5 % = 35 ‰.

В растворе содержится $4{,}8 \cdot 10^{16}$ т вещества.

10.3. ПЕРЕНОС В ГАЗООБРАЗНОЙ ФОРМЕ

Этот способ миграции в экзогенных условиях имеет очень большое как количественное, так и качественное значение, которое, однако, обычно недооценивается. Так же как в быту мы не замечаем воздух, но начинаем вспоминать о нем только при его недостатке, например, в душном помещении, так и эта форма миграции в осадочных процессах, особенно в учебной литературе практически не обсуждается, либо только упоминается мимоходом.

Как отмечалось выше, источником газов являются вулканические извержения (H_2S, SO_2, CO_2 и др.), а также жизнедеятельность организмов и продуктов изменения органического вещества (O_2, CO_2, N_2). Газы, и главным образом азот, кислород, аргон и углекислый газ (табл. 10.4) составляют атмосферу Земли и их масса – $5 \cdot 10^{21}$ г всего в десять раз меньше растворенного в Мировом океане, то есть находящегося в форме переноса растворенных веществ. Газы атмосферы – это и есть форма миграции вещества в газообразной форме. Напомним, что кислород – ведущий элемент, образующий оксидные формы минералов осадочных пород, углекислый газ – исходный продукт образования карбонатных пород и горючих ископаемых – углей, горючих газов, нефтей.

Таблица 10.4

Газовый состав атмосферы Земли (до высоты 80 км – гомосферы) [Беус и др., 1976]

Элементы и соединения	Содержание		Общая масса, г
	объемные %	весовые %	
Главные компоненты			
N_2	78,084	75,51	$3{,}865 \cdot 10^{21}$
O_2	20,946	23,15	$1{,}184 \cdot 10^{21}$
Второстепенные компоненты			
Ar	0,934	1,28	$65{,}5 \cdot 10^{18}$
CO_2	0,033	0,046	$2{,}.33 \cdot 10^{18}$
Сумма	99,997	99,986	–

Примечания.
1. Остальные компоненты находятся в концентрациях не более 10^{-5} г.
2. Суммарная масса атмосферы ($5 \cdot 10^{21}$ г) всего в 10 раз меньше вещества, растворенного ныне в Мировом океане ($5 \cdot 10^{22}$ г).

10.4. БИОГЕННАЯ МИГРАЦИЯ

Понятие биогенной миграции, введенное В.И. Вернадским, весьма многогранно, оно включает не только и, может быть, не столько чисто механическое перемещение вещества, но и усвоение организмами тех

или иных компонентов и их осаждение. В более узком, рассматриваемом в этом разделе плане, полезно привести одну цитату из работы основоположника учения о биосфере В.И. Вернадского: «В 1889 г. английский натуралист доктор Карутерс точно описал ежегодно наблюдаемый над Красным морем перелет саранчи с берегов Северной Африки в Аравию. Одна такая туча 25 ноября проходила перед ним целый день. Пространство, ею занятое, было равно 5967 км^2. Вес ее составлял $4{,}40 \cdot 10^9$ т, то есть 4,40 млрд т. Для того чтобы образней понять это явление, выражу его иначе; оказывается, что одна эта туча по массе почти отвечает тому количеству меди, свинца и цинка, вместе взятых, которые были добыты человечеством в течение целого XIX столетия – $4{,}47 \cdot 10^9$ т, или 4,47 млрд т.... И действительно, тучи саранчи бывают значительно больше» [Вернадский, 1959].

Приведенный факт – это лишь один из примеров биогенно обусловленного перемещения вещества. Организмы усваивают из окружающей среды необходимые для жизни компоненты, в той или иной мере «перемещают» их вместе с перемещением самих организмов, что пространственно, как правило, в общем достаточно ограничено и затем тем или иным путем эти компоненты переходят в осадок и осадочные горные породы.

Таким образом в биогенную миграцию вовлекаются основные элементы, слагающие живое вещество (C, O, H, P, K, N), а также идущие на построение скелетов (Ca, Si, Mg, Sr). В меньших масштабах в биогенную миграцию вовлекается железо, поскольку кровь абсолютного большинства организмов содержит железо в гемоглобине. Ряд организмов имеет кровь на основе других элементов с переменной валентностью, причем концентрации этих элементов в крови и в самих этих организмах многократно выше их содержания в среде обитания. Так, содержание ванадия в морской воде составляет $3 \cdot 10^{-7}$ %, а в асцидиях его концентрация на живое вещество достигает 10^{-2}–10^{-3} %, то есть возрастает на 4–5 порядков – степень концентрации, пока не известная в неорганическом мире. В крови этих животных содержание V_2O_5 составляет 18,5 %. В голотуриях, медузах, некоторых рыбах содержание меди на 3–4 порядка выше концентрации этого элемента в морской воде: $1{,}7 \cdot 10^{-3}$ % у голотурий, $6{,}8 \cdot 10^{-3}$ % у медуз, $5{,}3 \cdot 10^{-3}$ % у рыб против $3 \cdot 10^{-7}$ % в морской воде [Виноградов, 1967].

В меньших масштабах, но «перемещение» вещества осуществляется и «техникой жизни» – построением жилищ – это постройки термитов и муравьев, норы различных животных, перераспределение вещества роющими организмами (биотурбация), и как «высшая форма» – техногенное воздействие человека. Правда, это перемещение больше касается переноса обломочного материала.

ГЛАВА 11

ОСАЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА (СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В УЗКОМ СМЫСЛЕ СЛОВА – SENSU STRICTO)

Перенесенный тем или иным способом обломочный и растворенный материал в итоге осаждается и формируется осадок. Естественно, что способы осаждения зависят прежде всего от характера переносимого материала – обломочного или растворимого, а также от агентов переноса – воды, ветра, льда и т. и д.

11.1. ОСАЖДЕНИЕ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Осаждение обломочного материала при водном и эоловом переносе происходит при снижении энергии транспортирующей среды. Несколько специфично отложение материала, переносимого льдом, что будет рассмотрено отдельно.

При этом механизм осаждения обломочных зерен зависит от способа переноса. При транспортировке волочением по дну и сальтацией по мере движения потока – реки, морского течения и т.д., его энергия последовательно снижается и соответственно с этим вначале прекращается движение крупных обломков, потом средних и, наконец, мелких. Надо понимать, что понятия крупные, средние и мелкие в данном случае условны, и конкретный размер зависит от многих причин, в том числе исходного размера и формы обломков и скорости (энергии) самого потока. Другими словами, одновременно с переносом и осаждением происходит разделение обломков по размеру, дифференциация материала. В случае резкого изменения скорости, например, при впадении реки в море, столь же резко падает энергия течения, весь переносимый материал осаждается и степень его отсортированности весьма невелика. По образному выражению академика Д.В. Наливкина, происходит «насыпание» материала.

Несколько иначе осаждается материал, переносимый во взвеси. В этом случае при снижении энергии даже мелкие частицы не могут сохраняться во взвешенном состоянии и начинают осаждаться на дно. В отличие от предыдущего случая, когда движение происходит в пространстве, здесь наряду с таким перемещением, частицы в спокойной воде осаждаются вертикально вниз. Подобная седиментация «частица за частицей» получила название нефелоидной. При этом более крупные частицы из взвеси осаждаются быстрее, более мелкие – медленнее. В этом случае тоже происходит разделение вещества по крупности зерен, но эта дифференциация идет как бы по вертикали. В итоге в разрезе отложений такого типа в его основании залегают более крупные частицы, в кровле – самые мелкие, возникает слой с градационной слоистостью (graded bed).

В гравитационных потоках реализуются оба этих механизма. Когда поток обломочного материала перемещается вниз по склону, происходит осаждение и дифференциация вещества по площади. Постепенно, по мере снижения его энергии, обломочный материал осаждается из суспензии и вертикально, образуется градационная слоистость. Наконец, когда зернистый материал самого потока кончается, начинается осаждение тончайшего пелитового материала, изначально находящегося во взвеси, а также мелких остатков планктонных организмов. И так продолжается до следующего события – нового вброса материала турбидитным потоком. В итоге формируется многокилометровая по мощности серия отложений, состоящая из специфически построенных циклитов, границы которых четко фиксируются размывами в кровле и, соответственно, залегании вышележащего циклита на размытой поверхности с многочисленными и часто разнообразными следами течений. По имени описавшего их ученого он назван циклом Боума (Bouma). Позднее Д. Лау (Lowe) детализировал разрез Боума и выделил два главных типа турбидитных течений: слабоплотностные и высокоплотностные и дал типовые разрезы результатов каждого из них (рис. 11.1). Подробнее о турбидитах см. [Сынгаевский и др., 2015].

Осаждение частиц размером менее 0,001 мм происходит иным путем. Дело в том, что при таких размерах частицы из-за броуновского движения никогда не осядут. Они как бы не подчиняются закону всемирного тяготения. Сравнительно недавно с помощью специальных исследований с использованием специальной аппаратуры было показано, что они осаждаются путем биофильтрации. Многие организмы, а в данном случае это в основном планктонные, в процессе питания втягивают и пропускают сквозь себя воду с питательными веществами. При этом попадают и крайне рассеянные в воде мельчайшие твердые частички.

Питательные вещества усваиваются организмом, а все остальное, том числе пелитовые частицы, выбрасывается наружу. Но они выбрасываются не в виде отдельных частиц, а собранные и связанные органическим веществом в комочки – пеллеты. Последние, благодаря своим

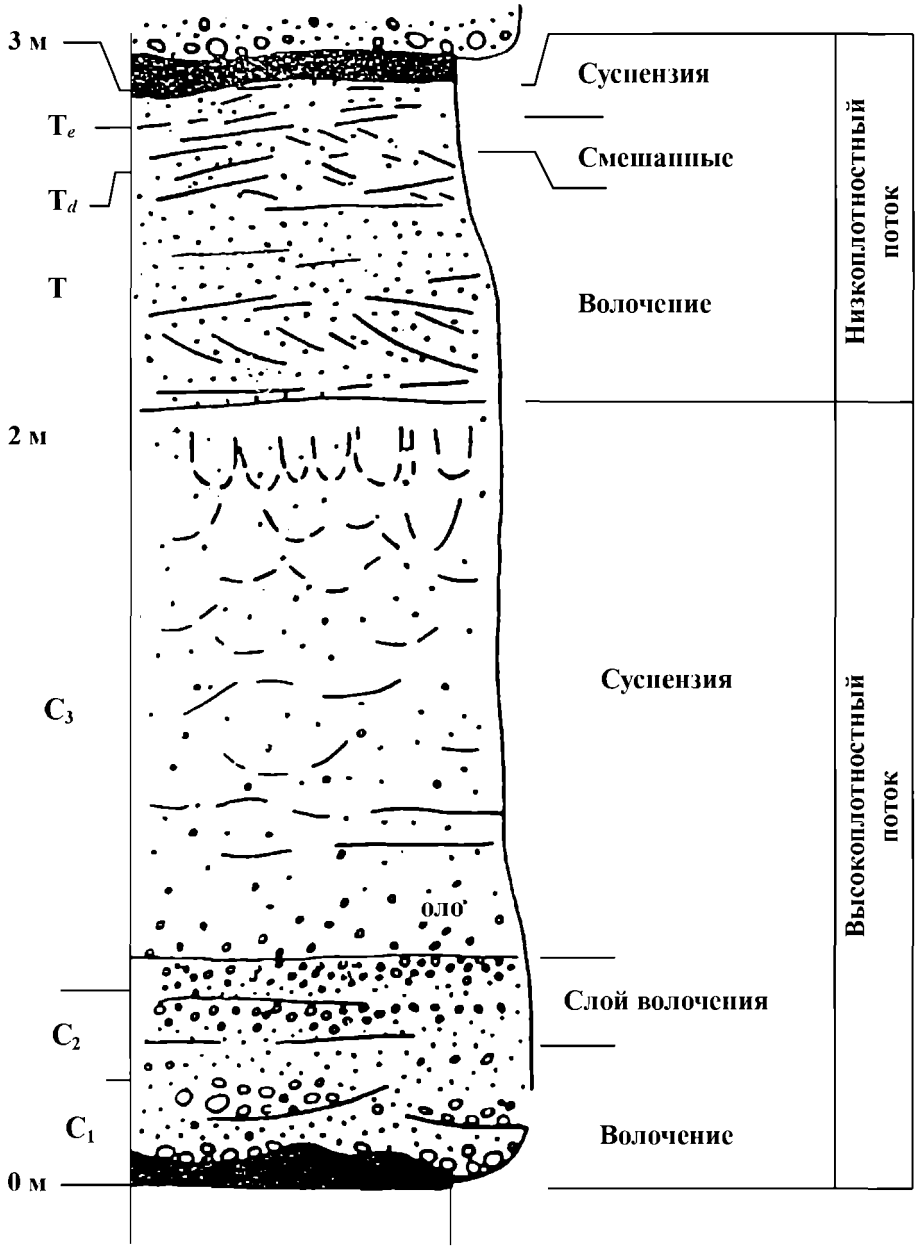


Рис. 11.1. Схематический разрез отложений турбидитных потоков высокой (внизу) и низкой (вверху) плотности (Lowe, 1982)

более крупным размерам, уже осаждаются по законам обычной механической седиментации. Подробно вопросы биофильтрации рассмотрены А.П. Лисицыным [2008].

По сути дела те же процессы происходят при транспортировке материала ветром, и результаты получаются аналогичные. Своеобразие заключается в том, что поскольку транспортирующая энергия ветра меньше чем воды, даже небольшие изменения его скорости, а они для ветра типичны, ведут к мгновенному осаждению материала.

Специфично осаждение обломочного материала, переносимого льдом. Перемещаемый фронтом движущегося ледника грубообломочный несортированный материал остается («осаждается») на месте его остановки в виде конечной морены. При таянии находящийся на леднике обломочный материал остается на том же месте. Частично или полностью этот материал может затем выноситься и переоткладываться временными водотоками, образующимися в теплые сезоны, с образованием флювиогляциальных отложений. Значительная часть обломочного материала поставляется в моря и океаны плавающими льдами. При этом образуются ледниково-морские (ледниково-маринные) отложения своеобразной структуры и текстуры.

Своеобразие структуры таких отложений заключается в резком различии размеров слагающих осадок (и породу) фрагментов – наряду с тончайшим, характерным для этих обстановок «фоновым» материалом, присутствуют и весьма крупные обломки, принесенные льдом и попавшие в воду при его таянии. При осаждении последних и возникают соответствующие текстуры. Галька или даже валун, опускаясь на дно, вдавливаются в ил, сминают, деформируют вниз тончайшие слойки осадка. Позднее тонкозернистые осадки облекают это твердое тело и в итоге этот «инородный» обломок как бы облекается тонкой слоистостью коренного осадка (рис. 11.2). Если принесенная айсбергом галька не сферическая, а уплощенная (а это наиболее обычная форма) то она ложится на дно не плашмя, а заостренным краем, частично внедряется в осадок, но не остается в таком вертикальном положении, а наклоняется. Далее она также облекается новыми порциями осадка. В итоге в тонкозернистой основной массе породы располага-

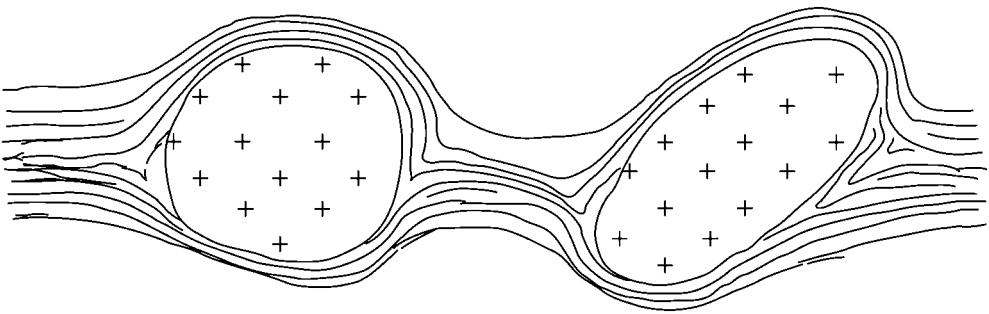


Рис. 11.2. Схема взаимоотношения принесенных айсбергом крупных обломков с тонкозернистыми тонкослоистыми глубоководными осадками

ется наклонно к наслоению (а иногда даже и вертикально) крупный обломок, окруженный со всех сторон тонкой слоистостью вмещающей массы.

11.2. ОСАЖДЕНИЕ РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

Поскольку растворенные вещества мигрируют в двух формах – коллоидных и истинных растворов, то и осаждение, перевод растворенных компонентов в твердую фазу происходит различными путями.

Осаждение коллоидов в природе возможно при снятии заряда, нейтрализации заряженных коллоидных частиц. В свою очередь это осуществляется двумя основными способами.

Во-первых, это действие электролита. Реально такие процессы происходят при смешении пресных вод с морскими. Последние представляют собой электролит с различными ионами. Переносимые реками коллоиды, попадая в морскую воду, теряют заряд, коагулируют и образуют хлопья уже нерастворимых соединений. Подобный механизм характерен и обычен для гидратов оксидов трехвалентных железа и марганца. Во-вторых, при взаимодействии разнозаряженных коллоидов происходит взаимная нейтрализация зарядов и выпадение их в осадок. Предполагается, что таким образом при взаимодействии положительно заряженных гидроксидов железа и отрицательно заряженных коллоидов оксида кремния формируются, например, керченские железные руды. Возможно, что при взаимодействии гидратов окиси алюминия и кремнезема могут формироваться некоторые глинистые минералы.

Надо сказать, что коагуляция коллоидов, как правило, не ведет сразу к осаждению образовавшихся продуктов. При коагуляции формируются твердые нерастворимые соединения в виде хлопьев, которые обладают высокой плавучестью, и они могут достаточно долго мигрировать уже как частицы. Другими словами, миграция в растворенной форме переходит в миграцию твердых частиц. Последние осаждаются только в очень спокойных условиях – в изолированных заливах, в зоне островов, где нет волнений и т.д.

Важно отметить, что при этом вместе с коллоидами происходит и соосаждение сорбированных ими и мигрировавших вместе с ними малых элементов, таких как ванадий, уран, молибден, а также захваченных из морской воды натрия, калия, кальция. Последние входят в состав образующихся таким путем глинистых минералов.

Значительно более разнообразны способы ***осаждения истинно растворенных веществ***.

С той или иной степенью условности эти способы можно объединить в три группы:

1. Достижение и превышение предела растворимости.
2. Деятельность организмов.
3. Сорбция.

Осаждение за счет достижения предела растворимости, по-видимому, является наиболее распространенным, и реализуется разными путями, среди которых можно указать: 1 – достижение предела растворимости за счет повышения концентрации; 2 – появление менее растворимых соединений в результате тех или иных химических реакций; 3 – осаждение при изменении геохимической обстановки; 4 – в какой-то степени близко к последнему изменение концентрации углекислого газа (режима CO_2).

1. Повышение концентрации растворенных веществ до достижения, а затем и превышения предела растворимости, которое ведет к их осаждению, достигается главным образом удалением растворителя, то есть, проще говоря, удаления воды, главным образом за счет ее испарения. В наиболее отчетливой и массовой форме это осуществляется в изолированных и полуизолированных водоемах аридной климатической зоны. Здесь удаление воды за счет испарения превышает поступление пресных и/или морских вод, благодаря чему концентрация растворенных веществ непрерывно повышается. При этом последовательно достигается предел растворимости разных веществ, которые также последовательно выпадают в осадок. Подобный механизм в полной мере реализуется при образовании соляных пород, которые благодаря этому получили второе название – эвапориты (evaporation – испарение). При этом выпадение тех или иных солей происходит последовательно, по мере достижения свойственных каждой соли пределов растворимости. Вначале осаждаются сульфаты кальция (гипс – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и ангидрит – $CaSO_4$), затем хлориды натрия (галит – $NaCl$), хлориды и сульфаты калия и магния (сильвин – KCl, карналлит – $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, полигалит – $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 6H_2O$), и наконец – хлориды магния (бишофит – $MgCl_2 \cdot 6H_2O$).

2. Определенные реакции, а особенно процессы окисления и восстановления, в ряде случаев ведут к появлению менее растворимых соединений и выпадению их в осадок в виде твердой фазы. Подобные механизмы важны только для соединений, в состав которых входят элементы с переменной валентностью. Наиболее распространенным элементом такого типа безусловно является железо, целый ряд соединений которого в условиях восстановительной обстановки и соответственно наличии двухвалентной формы растворимы. При наличии кислорода, то есть в окислительной обстановке, железо переходит в трехвалентную форму и образует нерастворимые соединения. В качестве примера можно привести следующие схемы:

1) $Fe^{2+}SO_4 + O_2 + H_2O \rightarrow Fe^{3+}(OH)_3 \rightarrow Fe_2^{3+}O_3 nH_2O;$

$\downarrow$

2) аналогично поведение марганца

$Mn^{2+}SO_4 + O_2 + H_2O \rightarrow Mn^{3+}(OH)_3;$

$\downarrow$

3) имеются и противоположные случаи уменьшения растворимости, образования нерастворимых соединений и выпадения их в осадок при восстановлении

$$Cu^{2+}SO_4 + C_{орг} \rightarrow Cu_2^+S + CO_2\uparrow .$$
$$\downarrow$$

3. Большое влияние на осаждение имеет изменение кислотно-щелочных свойств среды. Дело в том, что целый ряд соединений растворим в кислых или нейтральных средах, то есть при pH менее или равном семи, и нерастворим при более высоких значениях pH, то есть в слабо щелочных или щелочных условиях (табл. 11.1). Различны pH осаждения минералов: сидерит образуется при pH = 6,6–7,2; кальцит – 7,5–8; магнезит – не менее 9,5.

В природе кислотно-щелочные свойства среды меняются весьма значительно и на рис. 11.3 показаны диапазоны изменения значений pH в различных природных средах. Поэтому при миграции вещества и переходе из одной геохимической обстановки в другую растворимость меняется, и оно выпадает в осадок.

4. Режим углекислого газа, то есть изменение его содержания в воде, имеет определяющее значение при осаждении карбонатных минералов и образовании карбонатных пород. Образование карбонатного осадка или, напротив, его растворение описывается реакцией карбонатного равновесия:

$$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2\uparrow .$$
$$\downarrow$$

Таблица 11.1

pH поверхностных вод и pH осаждения гидроксидов металлов (Беус и др., 1976)

pH	Природные системы	Гидроксид	pH осаждения
11,0–9,0	Щелочные почвы	$Mg(OH)_2$	9,4–10,9
8,5–8,0	Вода морей и океанов	$Mn(OH)_2$	7,9–9,4
8,0–7,5	Пресные воды рек и озер в районах развития карбонатных пород	$Fe(OH)_2$	7,4–8,8
7,0	Морская вода с сероводородным заражением (Черное море)	$Pb(OH)_2$	7,2–8,7
7,0–6,5	Пресные воды озер и рек	$Co(OH)_2$	7,2–8,7
6,0–5,0	Дождевые воды	$Cu(OH)_2$ $Cr(OH)_3$	5,4–6,9 4,6–5,6
4,5–4,0	Воды торфяников	$Al(OH)_3$	3,2–4,8
3,5–3,0	Рудничные воды и воды окисления сульфидных месторождений	$Fe(OH)_3$	2,2–3,2



Рис. 11.3. Величины pH различных природных вод (Алекин, 1970)

Реакция эта обменная, то есть может идти слева направо или, напротив, справа налево. По законам химии равновесие смещается в ту сторону, где из сферы реакции удаляется какой-либо компонент. В данном случае находящийся в растворе бикарбонат кальция будет разлагаться с осаждением карбоната, если будет удаляться углекислый газ, как это и показано на схеме. Удаление последнего возможно за счет чисто физических изменений – повышения температуры, снижения давления, но наиболее мощным фактором удаления этого газа являются процессы фотосинтеза, когда растения усваивают этот газ и синтезируют органические вещества. Процесс осаждения, таким образом, является не чисто химическим, а биохимическим.

Заметим попутно, что осаждение карбонатного материала в максимальной степени происходит в мелководных морях тропических и частично умеренных широт. В этих условиях воды теплые, давление небольшое, наличие света создает здесь оптимальные условия развития бентосной флоры. Напротив, на больших глубинах, где температура понижена и составляет примерно 4 °С, а давление резко возрастает, в воде растворен значительный объем углекислого газа и попадающие туда карбонатные остатки живущих в приповерхностном фотическом слое воды организмов растворяются. Поэтому на больших глубинах карбонатные осадки (и карбонатный материал вообще) отсутствуют.

Деятельность организмов является одним из важнейших факторов осаждения вещества, образования осадков и осадочных пород. Только что приведенный пример биохемогенного осаждения карбонат-

ного материала – наглядное тому свидетельство. В целом процессы биогенного осаждения материала и влияния организмов на осаждение можно объединить в четыре группы.

Прежде всего, это непосредственное извлечение из окружающей среды тех или иных компонентов для построения своих тел, включая скелеты. Наиболее ярким и массовым примером подобного процесса является построение карбонатных раковин и вообще скелетов. В максимальной степени это происходит в водоемах, преимущественно морских, но существуют и чисто наземные организмы. Таким путем осаждаются карбонаты – арагонит, кальцит, в том числе высокомагнезиальный, частично стронцианит. Другим важнейшим компонентом скелетов является кремнезем в виде опала ($SiO_2 \cdot nH_2O$), из которого строят свой скелет диатомеи, радиолярии, отдельные группы губок. Некоторые древнейшие радиолярии строили свой скелет из целестина. Аналогичным путем осаждаются фосфаты – в виде фосфатов кальция костей. Немаловажное значение имеет и осаждение самого органического вещества отмирающих организмов (мортмассы) с последующим образованием углей, нефти и газа

Одним из способов осаждения за счет жизнедеятельности организмов является биофильтрация. В Черном море биофильтрация мидиями ведет к осаждению вещества в количестве 25–283 г/м^2/сут (среднее 80,55 г/м^2/сут), в то время как фоновое – не биогенное – осаждение составляет 0,5–15,0 г/м^2/сут (среднее 4,10 г/м^2/сут) [Хрусталев и др., 2001].

Жизнедеятельность организмов определяет осаждение материала не только непосредственно, но и косвенным путем, который является не менее, а может быть и более массовым и важным способом. Биота в целом создает общую геохимическую обстановку на Земле – кислородную, окислительную среду и одновременно само захороненное органическое вещество является активным восстановителем. Одновременно, через цикл кальция она определяет кислотно-щелочные свойства среды [Заварзин, 2002].

Наконец, органическое вещество, как сапропелевого, так и особенно гумусового ряда является активным сорбентом, с которым соосаждается целый ряд элементов, в том числе малых, концентрация которых не позволяет им осадиться другим путем.

Осаждение за счет сорбции является одним из способов, который имеет существенное значение для элементов с низким кларком. Сорбенты, а именно, глинистые минералы, гидроксиды железа и марганца, коллоидный кремнезем, фосфаты, в том числе в виде костных остатков организмов, само органическое вещество и др., частично сорбируют и осаждают их из воды бассейнов седиментации, но значительно большая часть этих элементов приносится сюда уже сорбированной на коллоидах и соосаждается с ними.

Надо отметить, что при осаждении вещества в природе чаще всего реализуется целая серия указанных процессов. Сложные и разнообразные процессы происходят, например, в устьях рек при контакте прес-

ных речных вод с солеными морскими. Эти области седиментации даже получили особое название – маргинальные фильтры [Лисицын, 1994, 2008].

Современные реки вносят в Мировой океан 35 550 км^3 воды со средней величиной взвеси 460 мг/л, что обеспечивает суммарное поступление 18,53 млрд т взвешенных веществ. Среднее содержание взвеси в морской воде составляет 0,1–0,2 мг/л, то есть на границе река-море оседает 17,05 млрд т твердого вещества (92–93 %). В составе взвеси содержится 392 млн т $C_{орг}$ (в значительной степени в виде растительного детрита), из которых 360 млн т осаждается здесь же.

Основная часть взвешенного материала – это тонкодисперсные глины (16,8 млрд т), причем в маргинальных фильтрах осаждается около 15,2–15,5 млрд т, а вместе с ними, как важными сорбентами со-осаждаются и другие компоненты. Вторым по значимости сорбентом является органическое вещество, поступающее сюда в разных формах – взвешенной и коллоидной. Важными сорбентами, наконец, являются гидроксиды железа, количество которых оценивается величиной 1,2–1,3 млн т. Примерно половина этих соединений приносится в такой форме уже в речной взвеси, а половина образуется непосредственно здесь из растворенных форм.

Кроме чисто механического осаждения и сорбции в зоне маргинальных фильтров активно функционирует и биогенное осаждение в самых разных формах. Бурное развитие фитопланктона обеспечивает образование и осаждение органического и минерального (в виде скелетов) материала. Вещество многих скелетов – хитин, опал – тоже является активным сорбентом. Наконец, мощным механизмом осаждения является биофильтрация.

Таким образом, в устьях рек, при впадении их в море, происходит прежде всего подпруживание течения, его энергия резко падает и влекомый по дну и переносимый во взвеси обломочный материал осаждается. Одновременно соприкасаясь с соленой морской водой (электролитом), коагулируют и осаждаются коллоиды – глины, органический материал, гидроксиды железа и др. Наконец, биофильтрация извлекает из речной воды и в итоге осаждает тончайший глинистый материал и вода в море уже чистая.

11.3. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАЖДЕНИЯ ВЕЩЕСТВА – ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАТЕРИАЛА ПРИ ПЕРЕНОСЕ И ОСАЖДЕНИИ

Таким образом механизмы и процессы осаждения весьма разнообразны и зависят как от свойств самих веществ, так и от свойств внешней среды – переноса и осаждения.

К внутренним факторам миграции и осаждения относятся:

– степень дисперсности, то есть обломочная это форма (и каков размер обломков), коллоидная или истинно растворенная;

– плотность вещества в случае обломочной формы;

– химические свойства вещества – его растворимость, сорбируемость, наличие постоянной или переменной валентности, и др.

Среди внешних факторов можно отметить:

– рельеф суши и дна бассейна, то есть косвенное влияние тектоники;

– количество областей питания и расстояние от них;

– климат области переноса и осаждения;

– среда переноса и осаждения (водная или воздушная);

– режим среды осаждения – стабильный, переменный, активный или пассивный и т.д.;

– физико-химические показатели среды осаждения – соленость, pH, Eh и др.;

– наличие и состав организмов, характер их жизнедеятельности и др.

Казалось бы, при таком разнообразии причин и факторов осаждения и огромного числа их возможных сочетаний, никаких закономерностей осаждения и пространственного размещения продуктов осаждения быть не может. Это, однако, не так. Главные, определяющие осаждение факторы изменяются все же достаточно закономерно, что обусловливает и определенную закономерность осаждения и распределения в пространстве отложений разного состава и типа.

Впервые эту закономерность выявил один из выдающихся отечественных литологов член-корреспондент АН СССР Л.В. Пустовалов и описал в виде учения об осадочной дифференциации вещества [Пустовалов, 1940].

О механической осадочной дифференциации Л.В. Пустовалов писал: «... транспортирующийся материал обычно выпадает из путей миграции не сразу, а в известной закономерной последовательности» [1940], что и было иллюстрировано соответствующим рисунком (рис. 11.4). Позднее это положение было отражено на классификационном треугольнике песчано-алеврито-глинистых пород (см. рис. 3.2). Здесь впервые было выделено поле полностью несортированных «мусорных» пород – хлидолитов (от греческого хлидос – мусор), которые, главным образом, представляют собой исходный механически раздробленный материал, не подвергавшийся еще переносу и дифференциации, и, как сейчас становиться ясно – продукты смешения разнородного материала. В процессе переноса сначала образуются песчаные осадки, а более тонкий материал проносится дальше, затем алевро-песчаные, алевритовые и, наконец, алевро-глинистые и глинистые. Продукты смешения, «интеграции» – это существенно более редкие супеси, суглинки и соответствующие хлидолиты.

Л.В. Пустовалов отмечал, что при переносе и осаждении обломки размещаются не только по их крупности, но и по удельному весу

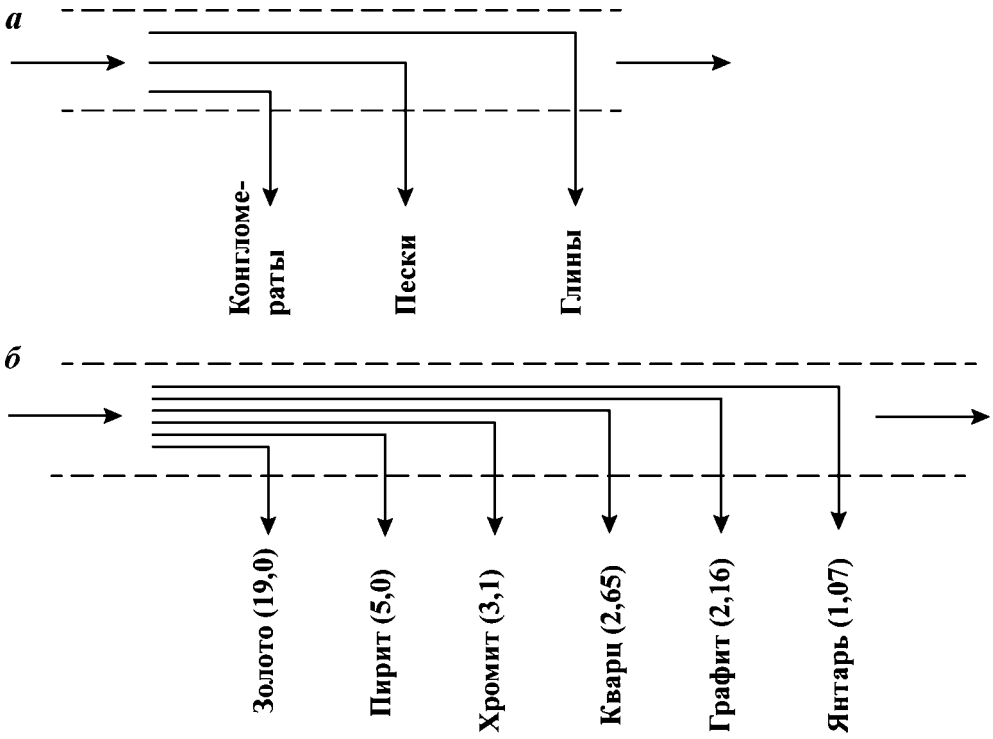


Рис. 11.4. Схемы механической осадочной дифференциации Л.В. Пустовалова: *а* – по размеру обломков; *б* – по плотности

(плотности) и форме обломков, то есть тем показателям, которые ныне объединяются понятием «гидравлической крупности». Надо сказать, что разделение обломков по гидравлической крупности указывалось Л.В. Пустоваловым на путях транспортировки вообще, однако вскоре это стало восприниматься как перемещение «от берега вглубь бассейна», чему в частности, способствовал и приводимый им пример верхнепермских отложений северо-востока европейской части страны.

Вместе с тем стал появляться материал, который на первый взгляд противоречил правилу механической дифференциации. Было установлено, что на литорали уменьшение размера обломков происходит в направлении от моря к суше – на уровне максимального отлива осаждается более грубый материал, на уровне максимального прилива – наиболее тонкий.

Лагунные, примыкающие к берегу осадки значительно более тонкозернисты по сравнению с отложениями отделяющих эти лагуны от открытого моря баров.

Близкая картина наблюдается в ряде морских отложений. Например, в Чешской и Индигской губах Баренцева моря в прибрежной зоне,

где относительно слабое движение воды, отлагаются тонкие алевритовые осадки, в более мористых частях, где гидродинамическая активность выше, тонкий материал вымывается и остаются более крупнозернистые пески.

Существенно более грубые осадки формируются на отмелях, отделенных от суши более глубоководными обстановками, где осаждаются тонкозернистые осадки. Наконец, широко известен факт наличия более грубозернистых осадков на бровке шельфа и часто в турбидитах склона по сравнению с отложениями глубокого шельфа.

Перечень подобных примеров можно было бы продолжить, но это те «исключения, которые лишь подтверждают правило»; последнее, по-видимому, должно быть сформулировано в более общем виде – механическая осадочная дифференциация связана с изменением энергии транспортирующей среды, или, для наиболее распространенной водной миграции – гидродинамической активности. В самом общем, практически абстрактном случае, энергия транспортирующей среды действительно падает от суши к конечным водоемам стока и даже к их центральным частям, однако многочисленные «исключения», обусловленные конкретными геологическими (географическими и палеогеографическими) условиями не меняя сути положения, определяют специфику механической дифференциации в данных условиях. Это, в конечном счете, позволяет более детально и более корректно реконструировать обстановки осадконакопления.

Наряду с разделением при переносе и осаждении обломочного материала по гидравлической крупности, происходит определенное изменение его минерального состава. По мере перемещения наименее устойчивые минералы – оливин, пироксены, а также, и прежде всего, обломки эффузивных пород разрушаются механически, продолжается начавшееся при выветривании химическое разложение. В итоге во время переноса и сопутствующего отложения происходит упрощение минерального состава, относительное обогащение устойчивым кварцем. Эта ситуация усугубляется при неоднократных перемывах и переотложениях вещества. Как результат – возникают все более «зрелые» олигомиктовые и мономиктовые осадки, а затем и породы (рис. 11.5).

Значительно более существенные изменения произошли с положением о химической осадочной дифференциации и, может быть, не столько в последовательности разделения вещества, сколько в ее причинах и большей конкретики, перехода от самой общей, а потому во многом абстрактной, не соответствующей природным обстановкам схемы, к реальной ситуации.

Прежде всего выяснилось, что единая схема по сути дела состоит по крайней мере из двух практически независимых ветвей. Левая часть схемы Л.В. Пустовалова в той или иной степени реализуется в условиях гумидного климата, а правая – аридного. При этом породы средней части схемы – карбонаты – формируются в водоемах обеих климатических зон. Подробно проблемы дифференциации и схемы разделения вещества в гумидных и аридных условиях, равно как и общие

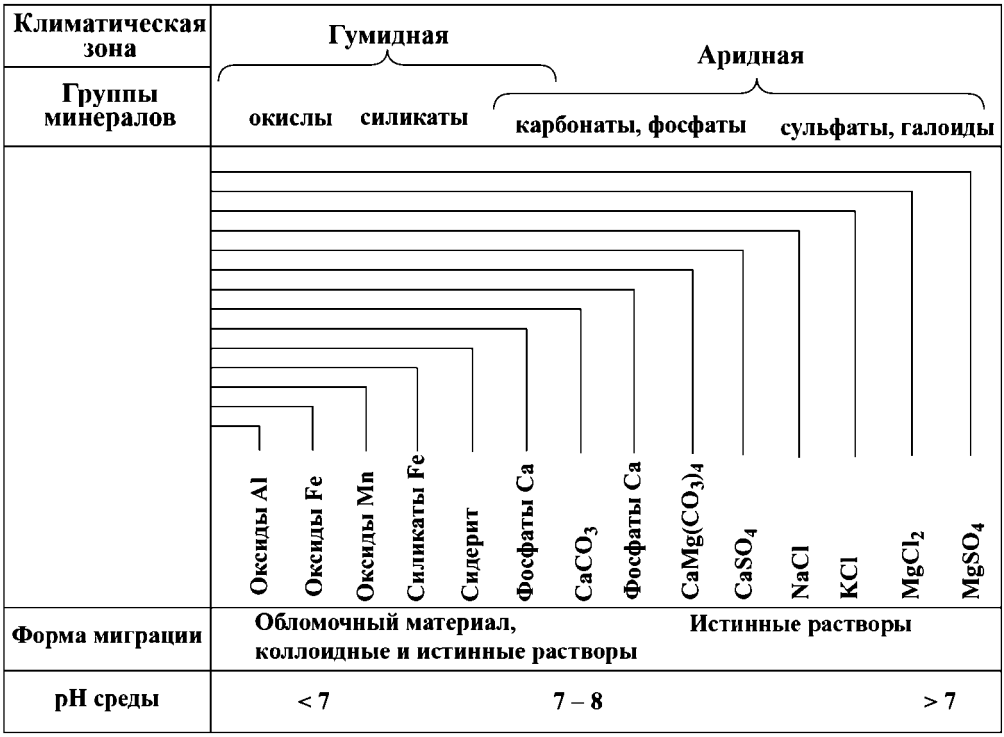


Рис. 11.5. Схема химической дифференциации осадочного материала в процессе переноса и осаждения в различных климатических условиях

вопросы дифференциации, рассмотрены Н.М. Страховым [1960] и, несколько позднее, В.Т. Фроловым [1992] и В.Н. Холодовым [1993, 2006].

Л.В. Пустовалов рассматривал химическое разделение вещества по мере удаления от источников сноса, постулируя поступление вещества с суши. В настоящее время показано, что значительная часть катионов действительно мобилизуется на суше и поступает в миграцию за счет химического выветривания пород континентов. Вместе с тем весьма существенна роль поставки материала непосредственно в воды Мирового океана за счет подводных эксгаляций в виде вулканизма, гидротермальной деятельности («черные курильщики») и др. Основной же источник анионов – это именно вулканизм, в том числе подводный. В любом случае многие элементы, даже если они поступали с суши, весьма продолжительное время находятся в растворе, то есть в состоянии миграции (повторим – K – $1 \cdot 10^7$, Na – $2 \cdot 10^8$, Cl – $2{,}4 \cdot 10^8$ лет); при этом собственно источник сноса не определен, элементы «обезличиваются». Следствием этого является то обстоятельство, что источником вещества для образования осадков является не суша непосредственно, а Мировой

океан. Это касается в первую очередь солей, кремнистого вещества, практически всех или абсолютного большинства карбонатов, фосфатов и ряда других соединений.

Следующее и, по-видимому, наиболее принципиальное изменение и дополнение схемы Л.В. Пустовалова – это иное объяснение причин химической дифференциации и, в частности, признание огромной, а часто и ведущей роли организмов, роли, которую сам Л.В. Пустовалов, к сожалению, практически отрицал, и не выделял отдельного биогенного типа дифференциации.

Л.В. Пустовалов видел основную причину химической дифференциации в разных значениях pH и закономерное в пространстве изменение кислотно-щелочных свойств природных сред от кислых и слабо кислых на суше (болота, эвтрофные озера) до слабо щелочных в морях и океанах и щелочных в некоторых лагунах с повышенной соленостью и содовых озерах. Такое изменение pH природных вод действительно имеет место в природе, что показано выше на (см. рис 11.3). При этом известно, что различные вещества выпадают в осадок при разных значениях pH (см. табл. 11.1).

Ясно, что изменение pH лишь первое и самое общее объяснение и подобная смена кислотно-щелочного режима не всегда реализуется в природе строго линейно по направлению от суши к морю. К примеру, в гумидной зоне обстановки в области суши, где происходит мобилизация вещества в зоне выветривания действительно часто кислые, а в аридной зоне выветривание идет по щелочному типу и обстановки здесь характеризуются щелочными средами. Эти и другие подобные обстоятельства привели к обоснованию и других типов дифференциации, в частности, физико-химической и биогенной.

Выделяемая некоторыми авторами (Н.В. Логвиненко, Б.К. Прошляков) физико-химическая дифференциация – это по сути дела некоторое соединение двух типов дифференциации Л.В. Пустовалова. Вещества, мигрирующие в коллоидной форме, попадая в обстановки, где происходит их коагуляция (например, в устьях рек, где пресные речные воды смешиваются с электролитом – морской водой), образуются хлопья («химический процесс»), которые уже разносятся и осаждаются по законам механической дифференциации («физический процесс»). Аналогичная картина и с истинно растворенными компонентами, так как от момента и места их перехода в твердую фразу до осаждения, закрепления в осадке, может проходить определенное время, и сама фиксация далеко не всегда происходит там и тогда, где и когда они образовали нерастворимые продукты. Выделение подобной дифференциации – это определенное выражение идей Н.М. Страхова о важной роли форм миграции в разделении вещества при их осаждении.

Неизмеримо большее значение имело выделение, обоснование и характеристика биогенной дифференциации. Осаждение вещества биогенным путем и при этом его разделение, было осознано достаточно давно, но четко сформулировал и обособил специфическую биогенную дифференциацию Г.Ф. Крашенинников [1985]. Он выделил пять групп про-

дуктов биогенной дифференциации или, точнее, биогенного осадконакопления:

а) минеральные вещества скелетов – главным образом карбонат кальция (арагонит, кальцит, высокомагнезиальный кальцит), опал, в меньшей степени фосфаты, сульфаты (целестин у некоторых радиолярий) и др.; б) собственно органические соединения, которые обычно образуют примеси в осадочных породах, но иногда их концентрация резко возрастает (горючие сланцы, доманикиты, баженовиты) или даже становятся абсолютно преобладающей (торф, каменный уголь, после ряда сложных превращений – природный газ и нефть); в) органо-минеральные соединения костных и хитиновых покровов; г) соединения металлов, которые переходят в нерастворимые формы в результате специфических геохимических условий среды, создаваемой разлагающимся органическим веществом на дне водоемов и в иле; д) продукты жизнедеятельности человека и прежде всего различные техногенные и бытовые отходы и отбросы. Им же предложена схема размещения этих продуктов по фациальному профилю от внутренних частей материков до океанов с разделением последних по глубине (рис. 11.6). Другими словами, была составлена схема площадного, латерального разделения вещества, обусловленного биогенным фактором, в определенной степени аналогичная схемам Л.В. Пустовалова для механической и химической дифференциации, но только в приложении к дифференциации биогенной.

С позиций современных знаний к схеме Г.Ф. Крашенинникова можно сделать ряд конкретных замечаний, но само выделение и обоснование наличия биогенной дифференциации – факт очень важный.

Прекрасным примером биогенной дифференциации вещества, не связанной непосредственно с расстоянием от суши, является распределение кремнистых осадков в Мировом океане. Здесь установлено три пояса биогенного кремненакопления. Южный пояс почти сплошной полосой обрамляет Антарктиду и имеет ширину от 900 до 2000 км; северный пояс развит в Тихом океане и его морях – Охотском, Беринговом и Японском; наконец, экваториальный в виде отдельных пятен-областей четко выражен в Тихом и Индийском океанах и слабее в Атлантическом [Лисицын, 1978].

Г.Ф. Крашенинников справедливо отметил две области концентрации органического вещества – прибрежную, по сути дела дельтовую, где накапливается органический материал гумусового типа, и континентальный склон с накоплением сапропелевого органического вещества. Этот факт наглядно свидетельствует о том, что накопление органического материала связано не только, а часто не столько с его продукцией, сколько с условиями его захоронения и фоссилизации.

Осознание важной роли биогенного осаждения и соответственно биогенной дифференциации вещества позволяет уточнить существующее мнение о том, что значительная, если не основная часть элементов и соединений мигрирует в форме взвеси или сорбированной на обломках форме, а растворенные, попадая в иную геохимическую среду, пе-

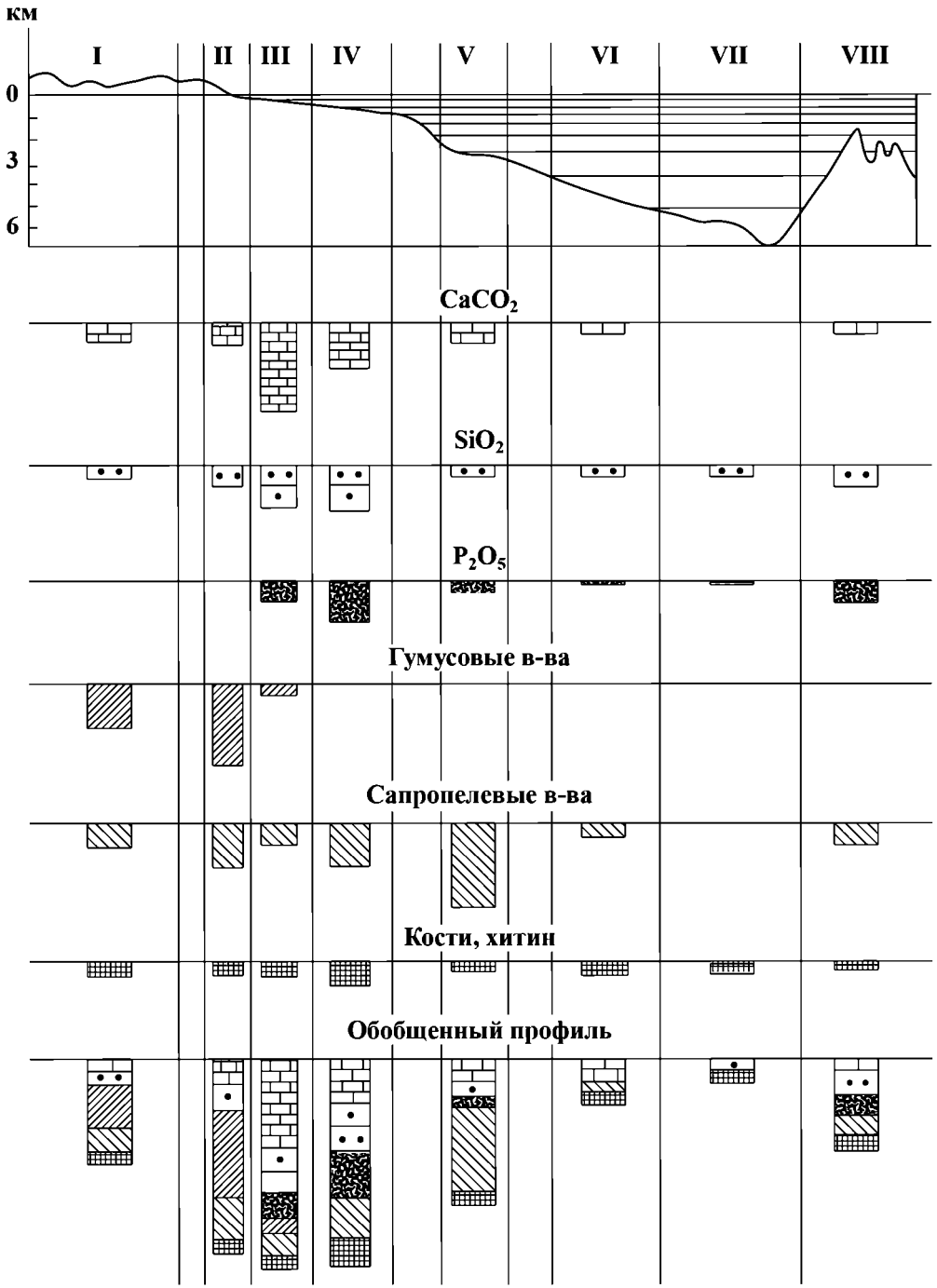


Рис. 11.6. Распределение главных компонентов биогенной дифференциации в процессе осаждения по зонам фациального профиля.
I–VIII – зоны фациального профиля по Г.Ф. Крашенинникову, 1985

реходят в твердую фазу и далее осаждаются по законам механической дифференциации, то есть по схеме, близкой той, которая получила позднее название физико-химической дифференциации. Примат обломочной формы переноса, видимо, не совсем верен. Так, образование основной массы карбонатных пород за счет накопления скелетов организмов как бентосных, так и планктонных, а также значительной части известняков и, видимо, доломитов биохемогенным путем, однозначно показывает, что кальций, видимо, в форме бикарбоната был растворен в морской воде, откуда и извлекался организмами. То же самое можно сказать о кремнеземе, поскольку значительная, если не основная его часть извлекается из морской воды диатомеями, радиоляриями и др. организмами с кремневой функцией и осаждается в виде их скелетов.

В итоге не менее четверти всех осадочных пород (карбонатные и кремнистые породы, соли) образуются из растворов, а не в результате механического переноса и осаждения.

Таким образом, по отношению к представлениям Л.В. Пустовалова о причинах химической дифференциации вещества в самом широком его понимании в настоящее время внесены существенные коррективы. Так, выделена и обоснована биогенная дифференциация, осознана роль климата и выделено две ветви дифференциации – гумидная и аридная.

Введение в научный обиход литологов количественных показателей, позволило оценить поверхностную осадочную дифференциацию не только качественно, но в определенной мере и количественно. Так, по данным А.П. Лисицына в объеме поступающего с суши в Мировой океан материала 92,4 % составляет терригенный и только 7,6 % растворенный. Осаждение этих двух форм по основным зонам океана резко различно. По периферии океанов осаждается 92,2 % терригенного, а в центральные его зоны поступает лишь 7,8 % твердого вещества. Для растворимого вещества картина существенно иная. Из указанных почти восьми процентов этого материала по периферии океанов осаждается 58 %, а 42 %, то есть почти половина выносится в пелагические области, где осаждается биогенным путем [Лисицын, 1978]. Другими словами, происходит отчетливое разделение вещества переносимого и осаждаемого разными способами. Подобную ситуацию предвидел и Л.В. Пустовалов, который считал, что на начальных этапах переноса механическая и химическая дифференциации происходят параллельно, накладываются друг на друга, а позднее механическая затухает, исчерпывает себя и преобладает уже чисто химическая.

Говоря о количественных показателях дифференциации нельзя не коснуться и еще одного момента. Осадочный материал отлагается по всей площади бассейна седиментации крайне неравномерно, а образует определенные зоны концентрации. Наиболее четко в глобальном масштабе это проявляется в выделении трех уровней лавинной седиментации А.П. Лисицына, который показал, что основной объем обломочного материала очень быстро осаждается в трех относительно изолированных друг от друга зонах – устьях мощных рек, у основания континентального склона и в глубоководных желобах [Лисицын, 1988].

Таким образом, в поверхностных условиях во время транспортировки и осаждения происходит процесс глобального качественного и количественного разделения вещества. Вещественная качественная дифференциация проявляется в осаждении из общей массы гетерогенного осадочного материала относительно чистых мономинеральных пород – карбонатов, сульфатов, железных руд и т.д. Количественная сторона этой дифференциации заключается в том, что большая часть обломочного материала осаждается на шельфах и континентальных склонах, а растворенного, хотя его суммарное количество в 5–6 раз меньше – проносится в океаны и вообще центральные части бассейнов седиментации. Возможно, что подобные соотношения изменялись в истории Земли. Так, в палеозое абсолютно большая часть карбонатного материала осаждалась биогенным и биохемогенным путем на обширных шельфах. Это, однако, не меняет сути дела.

Л.В. Пустовалов говорил о поверхностной дифференциации в площадном, латеральном плане и именно так она обычно и рассматривается, но он же отмечал и разделение вещества и пород во времени. Исходя из положения И. Вальтера (или, по современному, Головкинского–Вальтера), он указывал, что смена пород во времени отражает и смену их в пространстве, то есть ту же дифференциацию.

В наиболее общем виде такая временная дифференциация выражается в глобальных изменениях осадочного породообразования и обусловлена эволюцией геологических процессов в истории Земли. Так, во времени циклически преобладает то накопление карбонатных, то обломочных пород; имеются периоды мощного соленакопления, образования фосфоритов и т.д. В этом отношении разделение вещества такого рода в осадочном процессе смыкается с проблемой эволюции, направленного и одновременного циклического развития Земли как геологического тела. Знаменательно, что как таковую проблему эволюции осадочного процесса, эволюционное направление в литологии поставил именно Л.В. Пустовалов.

Осадочная дифференциация, как разделение вещества в осадочном процессе, происходит не только на стадии переноса и осаждения. Первый этап глобального разделения вещества связан с начальной стадией осадочного, или в более общей форме, экзогенного процесса – химическим выветриванием, которое проходит различно в обстановке разного климата и на разных субстратах, однако с точки зрения рассматриваемой здесь проблемы их химическая суть одна – какие-то элементы быстро переходят в раствор, выносятся и поступают в процессы миграции. Другие переходят в раствор позднее, наконец, третьи обладают минимальной миграционной способностью и остаются в зоне выветривания, образуя специфическую первую экзогенную формацию – кору выветривания с иными относительно исходных материнских пород и в целом более однородными по химическому составу породами. В классическом примере выветривания алюмосиликатов и, в частности, в составе гранитоидов, в условиях гумидного климата вначале отделяются и поступают в миграцию щелочные металлы, затем щелочноземельные и

на заключительной, латеритной, стадии – кремнезем. Гидроксиды алюминия при этом остаются в коре выветривания.

Этот вид экзогенного разделения, как-то выпал из внимания литологов, или, точнее не был связан в единую систему дифференциации вещества в осадочном процессе, хотя сам факт был известен давно.

Таким образом, в осадочном процессе выделяется, по крайней мере, два этапа глобального разделения вещества: первый на стадии выветривания и второй – на стадии переноса и осаждения материала. В итоге можно утверждать, что коренное, принципиальное свойство осадочного процесса, его суть – это дифференциация, которая ведет к разделению вещества исходных относительно гетерогенных по химическому составу пород и формированию весьма «чистых» гомогенных по химическому и минеральному составу пород.

Эмпирически это положение было установлено практически уже на этапе становления литологии как науки. Выше (см. гл. 2) было указано, что в 1932 году А.Н. Заварицкий [1932] дал графическое изображение сравнения среднего химического состава магматических и осадочных пород (см. рис. 2.1). Было показано, что все разнообразие магматических пород в использованных им координатах укладывается в центре нижней части треугольника. Из осадочных пород лишь глины и граувакки имеют аналогичный магматическим валовый состав, а в целом осадочные породы занимают практически всю площадь треугольника, причем имеются весьма чистые, практически мономинеральные породы однородного, относительно простого химического состава: трепела, опоки, кварцевые пески и песчаники в одном углу, бокситы и железные руды в другом, соли и известняки в третьем. Во времена А.Н. Заварицкого это был лишь установленный факт, генетический смысл которого становится ясным лишь сейчас – это результат осадочной дифференциации вещества, как сути всего осадочного процесса.

Другими словами, ***осадочный процесс – это глобальный, многостадийный и многоуровенный по масштабам и результатам процесс количественного и качественного разделения вещества, его дифференциации в пространстве и времени.***

На разных этапах осадочного процесса могут реализовываться различные механизмы разделения и осаждения вещества (преобладание механического разделения на начальных стадиях транспортировки, чисто хемогенное в зависимости от растворимости по мере увеличения солености, биогенное в бассейнах среднеокеанической солености и т.д.), но нередко они и накладываются друг на друга.

ГЛАВА 12
ДИАГЕНЕЗ

12.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ДИАГЕНЕЗ»

Диагенез (дословно – перерождение) – в отечественной литературе это стадия превращения осадка в породу. В связи с этим прежде всего следует найти и сформулировать отличия породы от осадка. Как правило, считается, что осадок – это нечто полужидкое или, по крайней мере, рыхлое, в то время как порода – это субстанция твердая. Строго говоря, это обстоятельство действительно часто имеет место, но не является универсальным.

Так, в Подмосковье известны совершенно не сцементированные сыпучие пески аптского и волжского (верхняя юра) ярусов с возрастом соответственно не менее 120 и 150 млн лет. В Ленинградской области известны очень пластичные «синие» глины нижнего кембрия с возрастом более 500 млн лет, которые во влажном состоянии превращаются в пасту. Ясно, что за эти миллионы лет процессы диагенеза уже прошли и это настоящие породы. С другой стороны, строматолитовые доломиты и коралловые известняки сразу образуются как твердая субстанция.

Что физическое состояние не является принципиальным, отмечал еще Ч. Лайель: «название горная порода ... применяется геологами безразлично ко всем ... веществам, будут ли они каменисты или рыхлы: глина и песок также включаются в это общее понятие, а некоторые включают сюда и торф» [Ляйэлль, 1866].

Тем не менее, отличия осадка от породы существенны. Дело в том, что свежеобразовавшийся осадок – это очень неустойчивая, физически и геохимически часто крайне разнородная система. Тут, к примеру, могут находиться соединения трехвалентного железа, то есть окисленная форма и активный восстановитель в виде органического вещества.

В отличие от осадков осадочные породы – системы физически и геохимически уже значительно более уравновешенные. Впервые на это

обратил внимание Л.В. Пустовалов, который указал, что «стадия диагенеза характеризуется взаимодействием составных частей осадка между собою и с окружающей их средой, стремящимся к установлению между ними равновесия» [Пустовалов, 1940, т. 1]. Позднее Н.М. Страхов, исследования которого по диагенезу стали почти классическим, дал несколько более строгое определение диагенеза как процесса «...уравновешивания сложной и часто многокомпонентной системы реакционноспособных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры» [Страхов, 1960], указав при этом на приоритет Л.В. Пустовалова в толковании сути этой стадии.

Таким образом, движущими силами диагенетических процессов являются «внутренние противоречия» при незначительном в целом внешнем воздействии, проявляющимся преимущественно в давлении накапливающихся новых порций осадка. При этом уплотнение, достижение определенной прочности и геохимическое уравновешивание происходят не одновременно. Так, детальные исследования керна скважин Алятыморе, специально пробуренных в акватории Каспийского моря около Баку, показали, что определяемые внутренней неравновестностью геохимические процессы происходят до глубины не менее 90 м от поверхности осадка и при этом уже с 8 м отложения становятся достаточно прочными [Коробанова и др., 1965].

В очень большой степени, особенно в осадках водоемов, энергетика диагенетических процессов определяется наличием в осадках организмов и прежде всего бактерий. Организмы воздействуют на осадок непосредственно в процессе своей жизнедеятельности, поскольку потребляют кислород и выделяют углекислый газ, то есть определяют окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства иловой воды, а также опосредовано, после гибели в процессе преобразования произведенного ими органического вещества.

Термодинамические условия диагенетической стадии в целом близки поверхностным (для водных осадков – придонным). Это особенно касается температуры, в то время как давление может несколько повышаться, но все-таки весьма незначительно, так как общая мощность осадков, где происходят эти процессы, невелика и составляет обычно метры, десятки, редко, в особых условиях, первые сотни метров.

С определенной степенью условности и существенно упрощая природную ситуацию, процессы этой стадии можно объединить в несколько групп:

– уплотнение осадка и удаление воды;

– цементация из иловых вод;

– преобразование неустойчивых минералов в устойчивые;

– растворение и разложение неустойчивых в данных условиях соединений и минералов;

– кристаллизация и перекристаллизация вещества;

– образование новых минералов, в том числе за счет перераспределения вещества.

12.2. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Литификация, «окаменение» не является ведущим процессом диагенеза, хотя и очень важным и физически наиболее представимым процессом. Проявляется это прежде всего в уплотнении осадков, сопровождающимся удалением межзерновой воды, снижением пористости и увеличением плотности.

Так, начальная пористость и соответственно водонасыщенность илистых глинистых осадков составляет 65–85 % при плотности 1,2–1,3 г/см^3. К концу диагенеза она снижается до 40–60 % и, соответственно, плотность возрастает до 1,6–1,8 г/см^3. Для песчано-алевритовых осадков, образовавшихся в водных условиях, плотность составляет 1,5–1,7, а в субаэральных обстановках – 1,3–1,4 г/см^3. К концу диагенеза она возрастает до 1,7–1,9 г/см^3.

Как специфический пример наземных осадков можно указать грунты в районе Марьинского парка г. Москвы. Их пористость составляет 65–86 %, причем, что самое важное, соотношение минеральных веществ к органическим равно 4:1. Такое экстремально высокое отношение объясняется тем, что этот район – законсервированные поля аэрации. В диагенезе это органическое вещество будет разлагаться и удаляться в виде газов и произойдет резкое сокращение объемов. Определенным природным аналогом подобной ситуации являются болота, в осадках которых генерируется большое количество болотного газа – метана. Его образование продолжается и на последующих стадиях изменения уже не торфа, а углей, результаты чего проявляются в постоянных взрывах в угольных шахтах.

Характер и степень уплотнения тесно связаны с петрографическим составом осадков. В максимальной степени уплотняются глинистые илы и микрозернистые карбонатные осадки, в минимальной – изначально твердые биоморфные и особенно биогермные известняки и доломиты.

Говоря об уплотнении даже наиболее подверженных его воздействию глинистых пород, надо иметь в виду, что основная, самая быстрая часть этого процесса происходит на первых метрах, а затем его темп резко падает (рис. 12.1). Примеры подобного рода по самым различным бассейнам и типам осадков весьма многочисленны. При всех различиях, что вполне естественно и связано с конкретными условиями, главное уплотнение в 1,5–2 и более раз происходит в первых 1,5–2–3 метрах осадка.

Показательные данные по уплотнению и снижению влажности были получены для глинисто-алевритовых осадков Берингова моря. Мощности изученных разрезов достигали 32 м, причем все осадки датируются четвертичным периодом. В этих разрезах на протяжении первого метра влажность падает в среднем на 10 %, второго – уже только на

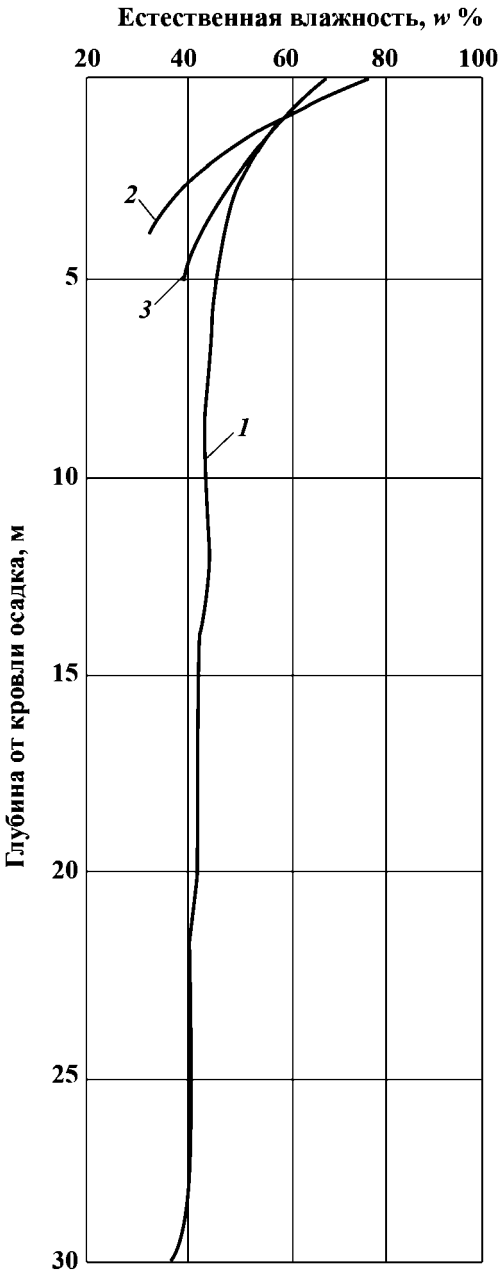


Рис. 12.1. Изменение естественной влажности илов с глубиной на стадии диагенеза (по И.Н. Нестерову, 1965).
Илы: *1* – Берингова моря; *2* – Тихого океана; *3* – Черного моря

5 %. Если верхние 2 м осадков дают снижение влажности в 15 % (причем основное падение приходится на верхние 30–40 см), то на остальные 30 м приходится всего 10–12 %.

В упоминавшихся в начале раздела разрезах скважин Аляты-море вблизи Баку, в пределах первых 8 м пористость осадков сокращается с 66 до 43 %. В этом интервале осадки переходят из неуплотненного скрытотекучего состояния в мягкопластичное малоуплотненное, соответственно чему меняются показатели пластической прочности от ничтожных величин (близких к 0) до 1,43 кг/см^2. В следующем интервале глубин – от 7–8 до 70–90 м, то есть в 10 раз большем, темп снижения пористости резко сокращается и к его основанию пористость равна 38 %. Другими словами, на первых 7–8 м абсолютное снижение пористости составляет 20–23 %, а в нижележащем интервале в 70–80 м – только 5–7 %. Еще медленнее с 43 до 35 %, то есть на 8 % в абсолютных значениях, сокращается пористость в следующем интервале: 70–90–550–600 м, то есть на расстоянии в 500 м [Коробанова и др., 1965].

Обобщая целый ряд подобных определений, И.Н. Нестеров показал, что на первой стадии – стадии свободного уплотнения, в осадке мощностью 2–5 м, градиент уменьшения абсолютной пористости составляет 6–10 % на 1 м. Ниже этот градиент составляет всего 0,4 % на 1 м [Нестеров, 1965].

Из этого следует очень важный вывод. Пласт глины мощностью 2 м мог иметь первичную мощность осадка примерно в два раза больше. Но глинистая пачка мощностью в 200 м, не образовалась из осадка мощностью 400 м. По мере накопления новых порций осадка, нижележащие интервалы уже были уплотнены и теряли способность к последующему столь значительному сокращению объема. Это обстоятельство важно учитывать, в частности, при тектоническом анализе мощностей.

Следует также иметь в виду, что уплотнение глинистых илов происходит не только за счет нагрузки накапливающихся выше осадков. В тонкодисперсных системах происходят и сложные физико-химические взаимодействия иной природы, свойственные именно дисперсным, частично коллоидным системам. Это, однако, не меняет итоговых результатов – удаления воды и уплотнения.

К литификации, образованию твердой субстанции ведет и ***цементация осадка*** за счет образования аутигенного цемента, хотя процесс этот принципиально отличен от простого уплотнения. Таково, например, в большинстве случаев формирование кальцитового цемента в обломочных породах. Наиболее ярко подобная цементация проявляется в карбонатных осадках, сложенных скелетными остатками или какими-либо другими структурными компонентами карбонатного состава – оолитами, пеллетами и т.д.

Дело в том, что иловые воды таких осадков практически всегда пересыщены карбонатами (в виде бикарбонатов), в частности, за счет частичного растворения карбонатных фрагментов. При изменении условий, в том числе дегазации CO_2, бикарбонаты выпадают в осадок вокруг этих структурных (форменных) элементов. Вначале обычно происходит обрастание карбонатных зерен радиально-лучистыми кристаллами с образованием либо игольчатых каемок с фибровой структурой, либо в виде скаленоэдрических кристаллов, образующих крустификационные каемки – цемент «зубов собаки» (dog tooth) в англоязычной литературе. Несколько позже оставшееся пространство заполняется блоковым кальцитом более поздней генерации. Весьма активно подобные процессы происходят в осадках, образованных каркасными организмами, например, в рифах. В этом случае имеются многочисленные пустоты, где и образуются подобные инкрустации, причем устанавливается несколько генераций их образования.

Образование устойчивых минеральных модификаций – важный диагенетический процесс в хемогенных и частично биогенных осадках. Дело в том, что многие минералы, образовавшиеся на стадии седиментации или в самом начале диагенеза, являются неустойчивыми, метастабильными, и в диагенезе превращаются в стабильные модификации.

Многие организмы строят свой скелет из арагонита и высокомагнезиального кальцита, то есть минерала с кристаллической решеткой кальцита, но содержащего до 15–20 % $MgCO_3$. Подобная структура из-за существенных различий ионных радиусов кальция и магния крайне

неустойчива и это соединение очень быстро распадается с образованием обычного кальцита с его кристаллической решеткой и удалением магния. Этот процесс завершается в течение сотен и первых тысяч лет и в основании голоценовых отложений современных морей уже практически завершается. Несколько медленнее происходит перекристаллизация (инверсия) ромбического арагонита в тригональный кальцит. Поскольку плотность кальцита меньше плотности арагонита (2,6–2,8 против 2,9–3,0 г/см^3), то при этом примерно на 9 % увеличивается объем твердой фазы, что ведет к сокращению объема пустотного пространства. Данный пример – образование стабильного кальцита за счет метастабильного арагонита и высокомагнезиального кальцита – наглядное проявление диагенетической «стабилизации системы» в условиях твердого «осадка».

Многочисленны примеры подобного рода в хемогенных соляных осадках [Валяшко, 1962]. Метастабильный астраханит ($Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$) в присутствии галита превращается в эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$); последний в свою очередь обезвоживается и через гексагидрит ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$) образует кизерит ($MgSO_4 \cdot H_2O$). Мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) при неглубоком погружении в озерах теплого климата вначале обезвоживается и переходит в тенардит (Na_2SO_4), но в массе же своей этот минерал вообще не сохраняется. Известны и другие превращения солевых минералов.

Достаточно распространенными процессами диагенеза являются ***растворение и разложение*** ряда компонентов осадка, обусловленные специфическим составом иловых вод, своеобразными показателями их кислотно-щелочных свойств и окислительно-восстановительного потенциала среды. Так, при окислительном разложении органического вещества образуется диоксид углерода, который способствует растворению карбонатов, например, кальцита и особенно арагонита раковин, перевода его в растворимый бикарбонат с последующим выносом из системы осадка. Собственно говоря, при этом исчезает и само органическое вещество, или его содержание в осадке сокращается.

На стадии диагенеза происходит ***кристаллизация и перекристаллизация вещества***. Так, многие соединения попадают в осадок или образуются в нем в виде коллоидов и последние постепенно теряют воду, кристаллизуются; при этом новообразования несут следы бывшего коллоидного состояния в виде почковидных форм с трещинами синерезиса. Интенсивно перекристаллизуются в диагенезе многие солевые минералы, образуются крупные, иногда гигантские кристаллы. Другой пример – кристаллизация водного сульфида железа – гидротроилита – $FeS \cdot nH_2O$ (о его образовании – ниже) в устойчивые марказит и пирит.

Крайне важная часть диагенетических процессов – ***образование новых минералов***. Среди достаточно известных диагенетических минералов следует упомянуть глауконит. Минерал этот по своей структуре относится к глинистым и формируется в морских условиях частично

за счет изменения обломочных зерен биотита, реже амфиболов. Однако основной механизм его образования – синтез в иловых водах из коллоидов кремнезема, гироксидов железа и алюминия, ионов калия. Кстати, сама морфология аутигенных почковидных зерен глауконита и наличие в них трещин синерезиса указывает на первично коллоидальную форму его появления.

Ряд минералов образуется при перераспределении вещества в иловых водах, причем в этих процессах ведущую роль играют изменения кислотно-щелочных и/или окислительно-восстановительных свойств среды, которые, в свою очередь, определяются наличием организмов и прежде всего бактерий. Организмы, повторим это важнейшее положение, меняют геохимические показатели среды как в процессе метаболизма (выделяя или усваивая кислород и диоксид углерода), так и при посмертном разложении органического вещества.

В общем виде в субаквальных осадках выделяются две зоны – окислительная в верхних частях разреза, где еще сказывается влияние вод бассейна и фотосинтезирующая деятельность автотрофов, и восстановительная, где уже преобладает разложение органического материала.

В начале этого раздела указывалось, что в осадок попадают и находятся в нем весьма разные компоненты, в том числе такие противоположные, как резко окисленные и резко восстановленные. Активным восстановителем является органическое вещество и образующаяся вокруг разлагающегося органического материала среда ведет к появлению новых устойчивых в данной ситуации соединений. Велика, а иногда и определяющая при этом роль различных бактерий.

В качестве примера можно рассмотреть ситуацию вокруг погребенного в морской осадок и разлагающегося организма в присутствии сульфатредуцирующих бактерий (рис. 12.2). Иловая вода морского осадка содержит сульфат-ион и сульфатредуцирующие бактерии используют органическое вещество как пищу, а необходимый кислород извлекают из сульфат-иона, восстанавливая при этом шестивалентную серу с положительным зарядом до двухвалентной с отрицательным зарядом. Вследствие этого вокруг такого органического остатка возникает зона с резко восстановительными условиями, с минусовыми значениями Eh. В этой зоне железо, в какой бы форме оно не находилось, образует практически нерастворимый сульфид, первоначально в виде упомянутого выше гидротроилита, растворимость которого находится на уровне $5{,}36 \cdot 10^{-9}$ г/л. Как следствие в зоне с восстановительной обстановкой все растворенное в иловых водах железо, в какой бы форме оно не находилось, переходит в твердую фазу и осаждается.

В результате содержание железа в иловом растворе в этой зоне резко снижается и из-за разности концентраций начинается диффузионный подток растворенного железа из окружающего осадка, которое, попадая сюда, сразу же осаждается. Этот процесс продолжается до полного разложения органического материала. В итоге происходит,

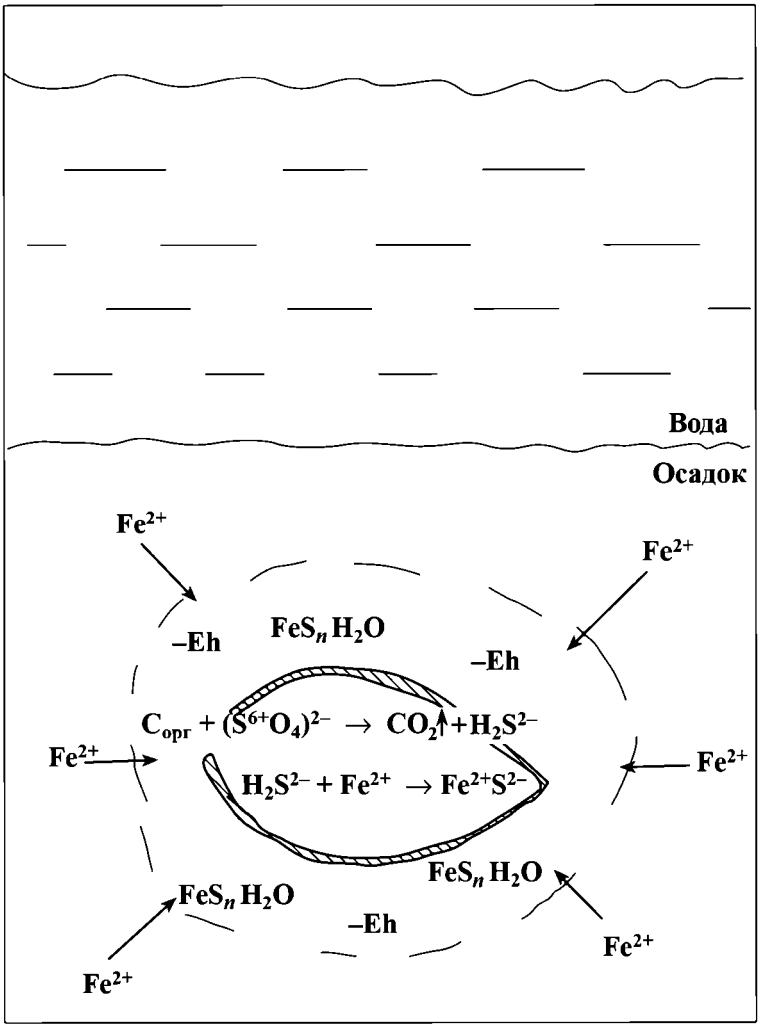


Рис. 12.2. Схема перераспределения вещества в диагенезе с образованием конкреций. Прерывистой линией показана зона сероводородной восстановительной обстановки, обусловленной разложением органического вещества раковины в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий

во-первых, перераспределение вещества и, во-вторых, образование конкреций.

Подобный механизм объясняет нередкое наличие внутри сульфидных конкреций остатков раковин. Прекрасные экземпляры пиритизированных раковин аммонитов встречаются в юрских фосфоритоносных отложениях Подмосковья (рис. 12.3). То же самое происходит, если аналогичная геохимическая система сформировалась вокруг бесскелетных организмов.



Рис. 12.3. Пиритизированные стенки раковины аммонита – результат диагенетического перераспределения вещества и образования новых минералов

Разложение и преобразование в илах органического вещества определяют не только изменение окислительно-восстановительного потенциала, но и кислотно-щелочных свойств среды. Поэтому аналогичен в принципе механизм образования карбонатных, кремнистых и иных по составу конкреций. К примеру, в пресноводных и опресненных водоемах, где нет сульфат-иона, восстановительная среда возникает не в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, а за счет связывания кислорода в диоксид углерода. В этом случае железо осаждается в виде карбоната – минерала сидерита.

Диагенетические преобразования, обусловленные бактериальной деятельностью, определяют появление в осадке-породе таких минералов, которые, казалось бы, противопоказаны тем условиям, в которых шло формирование осадка. Например, в карбонатных и глинисто карбонатных отложениях хорошо аэрируемых морей среднеокеанической солености находятся доломит, ангидрит и пирит. Такая «необычная»

ассоциация встречается в цианобактериальных пленках – матах, и обусловлена специфической трофической структурой подобного мата, описанной Г.А. Заварзиным [2003], Л.М. Герасименко и Г.Т. Ушатинской [Бактериальная палеонтология, 2002].

Верхний слой мата населен оксигенными фототрофами, генерирующими кислород, и, что важно в данном случае, утилизирующими углекислоту, что ведет к повышению щелочности. Этому способствует также то обстоятельство, что в аноксичных условиях нижележащего слоя углерод образует метан, который и удаляется из иловых вод. Общим следствием повышения щелочности среды является осаждение карбонатов, в том числе, магнезиальных, образующих доломит. Ниже располагается слой пурпурных серобактерий, деятельность которых обусловливает генерацию гипса. Наконец, в основании биомата обитают сульфат-редуцирующи бактерии, создающие не просто восстановительную, а именно сероводородную обстановку. Наличие фрамбоидальных выделений пирита лишний раз подтверждает именно бактериальную природу их образования, а не просто создания восстановительной среды за счет оксигенной деструкции мортмассы. Подобная схема объясняет и спорадическое появление ангидрита, не имеющего ничего общего с повышением солености водоема.

Заканчивая краткую характеристику стадии диагенеза, следует подчеркнуть, что рассмотренные выше процессы являются лишь общей схемой, и эти процессы реализуются, во-первых, по-разному в разных условиях – субаквальных и субаэральных, мелководных и глубоководных и пр., и для разных петрографических типов осадков (глинистых, песчаных, карбонатных); и, во-вторых, происходят не изолированно, а совместно, часто очень сложно взаимодействуя друг с другом. Так, в большинстве водоемов, где имеется донная биота, в том числе бактериальные сообщества в самом осадке, именно организмы и генерируемое ими органическое вещество являются ведущим фактором диагенеза. В ультрасоленых водоемах аридной зоны, где практически отсутствует биос, диагенез заключается преимущественно в уплотнении, перекристаллизации и образовании стабильных минеральных форм.

По-разному идут диагенетические процессы в разных фациях. К примеру, мелководные карбонатные осадки литифицируются и превращаются в твердые породы, сложенные стабильными минералами очень быстро. В пляжевых условиях за десятки и сотни лет формируются твердые породы – *beach rock*, в то время как глубоководные осадки сохраняют полужидкую «иловую» консистенцию в течение сотен тысяч и миллионов лет (несколько подробнее в разделе о катагенезе).

Более полные сведения о стадии диагенеза и происходящих в это время процессах, о различиях диагенетических процессов в разных условиях, в том числе фациальных, изложены в специальных изданиях и статьях [Геология океана..., 1979, 1980; Диагенез и катагенез..., 1971; Кузнецов, 1985; Страхов, 1960–1962 и др.].

В итоге диагенеза в результате ряда физических и химических процессов осадки с той или иной скоростью преобразуются в осадочную горную породу.

12.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Важной, практически универсальной характеристикой диагенеза, что вытекает из самого определения этой стадии, являются геохимические условия его протекания. Они частично предопределяются обстановками седиментации и наследуют их, но частично, а может быть в большей степени, свойственны именно этой стадии.

Это положение было осознано и развито Л.В. Пустоваловым, который ввел понятие «геохимическая фация» и под современной геохимической фацией понимал часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород.

Ископаемая геохимическая фация определялась им как пласт или свита пластов, которые на всем своем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы и проявляющейся в повсеместном нахождении одного и того же комплекса сингенетичных выделений, которые образуют между собой закономерные ассоциации, обусловленные физико-химическими условиями формирования породы. Л.В. Пустовалов выделил морские и континентальные геохимические фации, провел их дальнейшее подразделение по ряду различных показателей – солености, окислительно-восстановительным условиям и т.д.

Эти разработки высоко оценил крупнейший отечественный геохимик академик А.Е. Ферсман, который включил их главой в свою «Геохимию» [Ферсман, 1955]. Учение о геохимических фациях разрабатывали и использовали в дальнейшем Г.И. Теодорович [1947], В. Эрнст [1976], В.С. Крамбейн и Р.М. Гаррелс [1960] и др.

Важно понять и осознать соотношение этого понятия с общим понятием геологических фаций.

С одной стороны, геохимическая фация, отражая лишь определенные свойства среды (соленость, окислительно-восстановительный потенциал, кислотно-щелочную реакцию и т.д.), является частью более общего понятия «фация» (подробнее см. ниже). С другой стороны, указанные геохимические параметры (особенно Eh и pH) в большинстве случаев характеризуют не только и не столько обстановку в наддонном слое воды – собственно условия накопления осадка (обстановку седиментогенеза), сколько обстановку в иле – условия его преобразова-

ния в осадочную породу (обстановку диагенеза). Более того, многие минералогические показатели геохимических фаций – сульфиды, сидерит, глауконит и шамозит и т.д., формируются главным образом именно в диагенезе. В этом случае правильнее говорить о геохимических фациях стадии диагенеза, хотя они и могут быть, а в значительной степени и обусловлены, обстановками седиментогенеза.

Таким образом, в отличие от фаций в общегеологическом смысле, геохимические фации во временном отношении более широкое понятие, так как характеризуют не только обстановки седиментогенеза, но и диагенеза. Если говорить о геохимических фациях только седиментогенеза, когда можно достаточно достоверно установить, что эти обстановки характерны именно для данной стадии, то геохимические фации оказываются лишь частью фаций в общегеологическом понимании их.

В.С. Крамбейн и Р.М. Гаррелс [1960], подойдя к этой проблеме с точки зрения физикохимии, на основе окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотно-щелочных свойств, характеризующихся концентрацией водородных ионов (pH), выделили поля образования многих минералов, которые и определяют различные геохимические фации (рис. 12.4).

Наибольшее распространение выделения геохимических фаций по значениям окислительно-восстановительного потенциала (Eh) получило в связи с задачами нефтегазовой геологии. По этому показателю геохимические фации можно объединить в три большие группы – восстановительные, характеризующиеся отрицательными значениями Eh, окислительные, с положительными значениями Eh, и промежуточные, в которых значение окислительно-восстановительного потенциала близко к нулю.

Восстановительные геохимические фации формируются при дефиците свободного кислорода и избытке органического углерода. При этом элементы с переменной валентностью (главным образом, это отмечается на примере железа, как наиболее распространенного элемента) образуют минералы, в которых они находятся в виде ионов низшей валентности.

Наиболее распространены сероводородная или сульфидная восстановительная геохимическая фация, в которой железо находится в форме пирита, и могут присутствовать также разнообразные сульфиды меди, галенит, сфалерит и др., а также сидеритовая, где железо входит в состав сидерита. В этой геохимической фации образуется главная масса осадочного родохрозита. Абсолютные значения Eh в обоих случаях могут быть весьма низкими. Формирование той или иной фации при общем отрицательном значении Eh обусловлено наличием или отсутствием сероводорода. А последний, как правило, образуется при восстановлении шестивалентной серы из сульфат-иона сульфатредуцирующими бактериями. Поэтому сульфидная геохимическая фация возникает обычно в морских или солоноватоводных условиях, где воды содержат сульфатные ионы. В пресных водоемах при отсутствии или

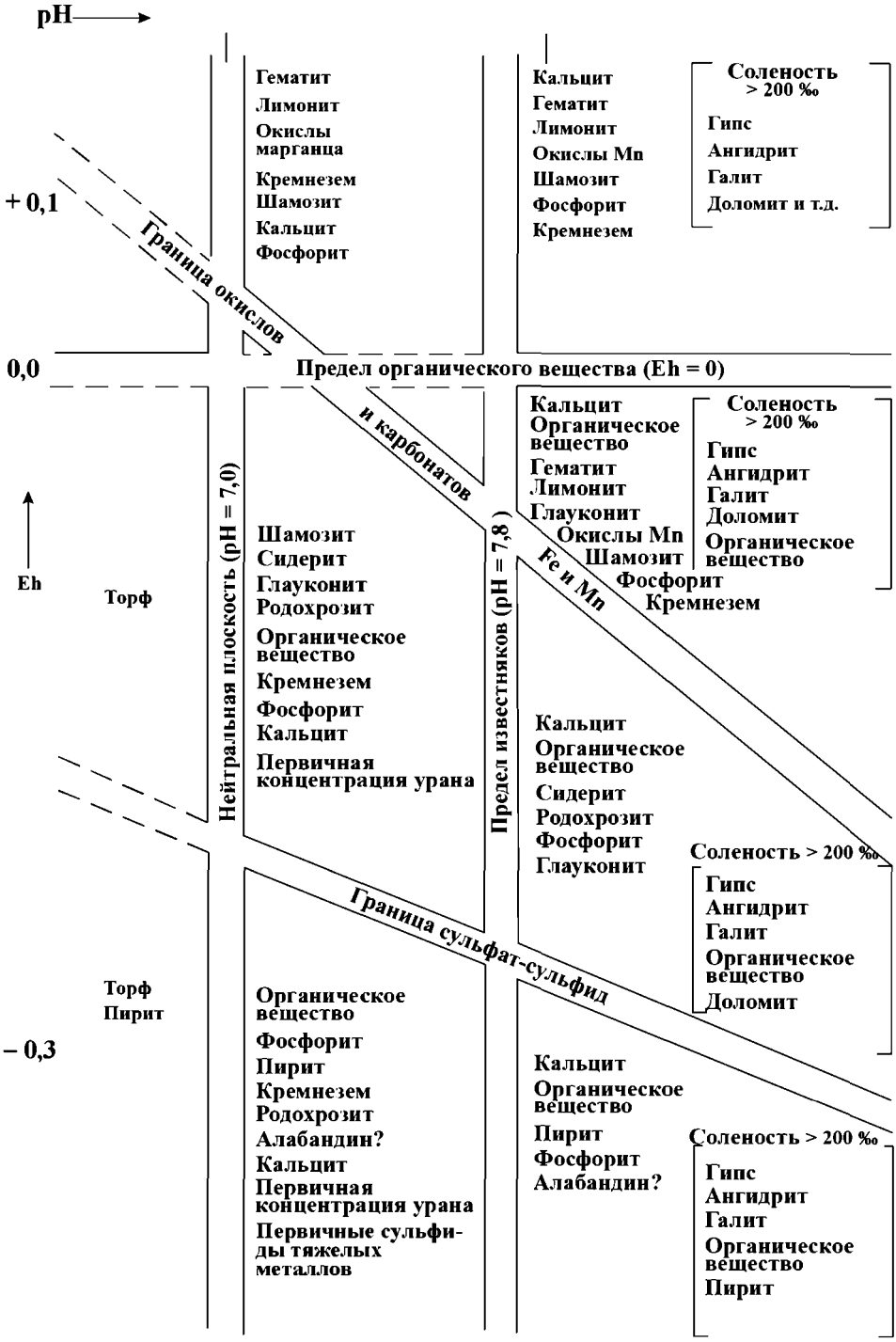


Рис. 12.4. Ассоциации аутигенных минералов осадочных пород при разных значениях Eh и pH среды осадкообразования (Крамбейн, Гаррелс, 1960)

дефиците сульфатов формируется восстановительная обстановка, но без сероводорода – глеевая. Восстановительные геохимические фации характерны для многих котловинных полуизолированных относительно глубоководных водоемов, особенно с нарушенным гидрологическим режимом, для многих болот и озер.

При отсутствии органического вещества или нахождении его в нереакционноспособной форме формируются окислительные геохимические фации, характерная черта которых – наличие железа в виде гематита или лимонита, а марганца в виде его окисных соединений. Подобные геохимические фации характерны для большинства континентальных образований, многих мелководных и прибрежно-морских обстановок, где, в частности, формируются лимонитовые железные и окисные марганцевые руды, а также абиссали с красной глубоководной глиной и др.

В промежуточных геохимических фациях, где количество кислорода достаточно лишь для практически полного окисления органического углерода и где нет значительного избытка ни органического вещества, ни кислорода, образуются шамозит и глауконит, содержащие в своем составе железо в форме оксида и диоксида.

Учение о геохимических фациях получило достаточно широкое распространение при изучении связанных с осадочными горными породами полезных ископаемых. Так формирование стратиформных полиметаллических месторождений обусловлено наличием резко восстановительных сульфидных геохимических фаций, марганцевых месторождений типа Чиатури и Никополя – окислительных и т.д. Наибольшее же значение оно имеет в нефтегазовой геологии, так как накопление в значительных количествах органического вещества и его дальнейшее преобразование в направлении нефтеобразования возможно либо исключи-

Таблица 12.1

Содержание органического вещества и его характеристики в различных геохимических фациях девонских отложений Волго-Уральской области, по К.Ф. Родионовой

Показатели	$C_{орг}$, %	Сумма битуминозных веществ, %	Хлороформенный битумоид А, %	УВ в органическом веществе, %	УВ в породе
Слабовосстановительная фация	0,43	0,097	0,022	1,18	0,007
Восстановительная сульфидная фация	1,48	0,443	0,270	4,91	0,084
Превышение, раз	3,5	4,6	12,3	4,2	12

тельно, либо преимущественно в восстановительных – сероводородной и сидеритовой геохимических фациях.

Например, по данным К.Ф. Родионовой в промежуточных и слабовосстановительных фациях девонских отложений Волго-Уральской области содержится 0,43 % органического углерода, а в сульфидной оно возрастает до 1,48 %, увеличивается общая сумма битуминозных компонентов, при этом наиболее интенсивно (в 12 раз) возрастает количество хлороформенного экстракта битумоида. Содержание углеводородов в органическом веществе увеличивается с 1,18 до 4,9 %, а в породе в 12 раз. Таким образом в резко восстановительных геохимических фациях не только резко возрастает количество органического вещества, но и более активно происходит его преобразование в углеводороды (табл. 12.1).

ГЛАВА 13
КАТАГЕНЕЗ

13.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБСТАНОВОК КАТАГЕНЕЗА

После образования из осадка осадочной горной породы наступает период существования уже породы, тех или иных ее изменений, завершающийся ее ликвидацией либо за счет перехода в породу метаморфическую в результате процессов метаморфизма (регионального при погружении на большие глубины, локального при стрессовых давлениях, метасоматоза и пр.), либо за счет разрушения, выветривания в поверхностных условиях (при подъеме и длительном экспонировании на земной поверхности).

Стадия эта получила в отечественной научной литературе названия катагенеза, заменив более старый термин – эпигенез (подробнее см. [Вассоевич, 1957; Перельман, 1959] и др.). В англоязычной литературе обычно весь постседиментационный этап и все происходящие в это время изменения обозначаются термином диагенез, который иногда подразделяется на ранний (аналог диагенеза русскоязычной литературы) и поздний (соответственно – катагенез). Дело в том, что нередко точно окончание диагенеза и начало катагенеза в осадочных образованиях установить действительно очень сложно, сколько-нибудь четкие и однозначные критерии обычно отсутствуют. Правда, при изучении и характеристике изменений органического материала в западной литературе используется именно термин катагенез (см., например, [Лидер, 1986]). Причина этого в том, что вторичные процессы преобразования органического вещества в нефть и газ были изучены российскими учеными (Н.Б. Вассоевич, В.А. Соколов и др.), их работы стали образцовыми и используемая терминология вошла в мировую лексику как признание приоритета и значимости этих исследований.

Вместе с тем, обстановки протекания, а главное энергетика диа- и катагенетических процессов принципиально различны. Если процессы диагенеза осуществляются за счет внутренней энергии, внутренних, присущих именно осадку противоречий и неравновесности системы, то процессы катагенеза определяются преимущественно внешними воздействиями.

Среди последних ведущими являются три фактора: изменение давления, температуры (увеличение этих параметров при погружении) и воздействие пластовых вод. Очень многие процессы катагенеза проходят в водной среде, воды также поставляют в систему те или иные компоненты и удаляют продукты соответствующих реакций.

При этом важное значение в проявлении тех или иных процессов и главное – их результатов, имеют сами породы – их состав, строение, формы нахождения и т.д.

Так, к примеру, катагенез песчаников, глин и карбонатных пород при общности причин (давление, температура, действие вод и др.) проходит по-разному и дает разные результаты. Катагенез мощной однородной толщи глин и глинистой толщи такой же мощности, но с прослоями и пачками песчаников и алевролитов, протекает различно.

Длительность катагенетической стадии различна, причем это различие может быть весьма существенным. Так, известны осадочные (совершенно не метаморфизованные!) породы рифея с абсолютным возрастом 1,0–1,5 и более млрд лет, и в то же время имеются юрские метаморфические (парапороды, то есть образовавшиеся из осадочных) породы, возрастом менее 200 млн лет.

Диапазон изменения параметров внешней среды в катагенезе весьма велик. Если температура в процессе диагенетических изменений в целом близка поверхностной, то в катагенезе по мере погружения она повышается, причем темп этого повышения различен на различных тектонических структурах. Наиболее «холодными» являются щиты древних платформ, где геотермический градиент составляет 0,8–1,5 °С/100 м. В зонах развития осадочных отложений древние платформы тоже более холодные по сравнению с горноскладчатыми и предгорными областями. Так, геотермический градиент в Белоруссии, Башкирии, Поволжье находится в пределах 0,9–2,0 °С/100 м, в то время как в Предкавказье он составляет 8,3 °С/100 м [Логвиненко, Орлова, 1987].

Таким образом, в глубоких впадинах, где еще имеются осадочные породы, то есть катагенетические процессы еще не перешли в метаморфические, температуры, по-видимому, составляют порядка 250–300 °С. Литостатическое (горное) давление на этих глубинах по расчетным данным составляет около 350–400 МПа.

В пелагических областях океанических бассейнов, вне зоны срединноокеанических хребтов, «черных» и «белых» курильщиков, эти показатели ниже: максимальные температуры, видимо, не превышают десятков градусов, давление не более 90–100 МПа.

13.2. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ КАТАГЕНЕЗА

В зоне катагенеза происходят различные и многообразные процессы, частично наследующие и продолжающие диагенетические, но в новых термодинамических условиях, частично принципиально иные.

Среди основных процессов можно отметить:

– уплотнение, отжатие и удаление воды;

– дегидратация минералов;

– кристаллизация, перекристаллизация и регенерация минералов;

– минеральные новообразования, в том числе переход одних минералов в другие;

– растворение и др.

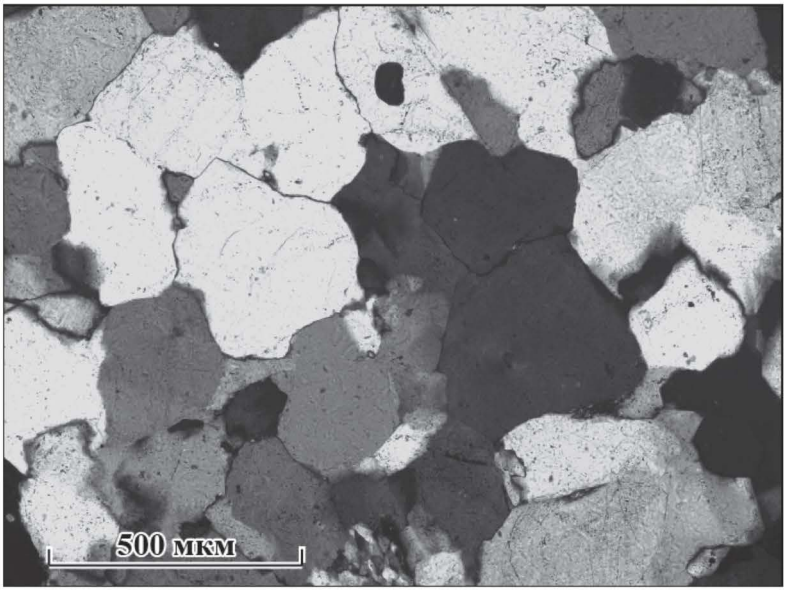
В катагенезе продолжаются и по сути дела завершаются процессы ***уплотнения*** и ***цементации*** (литификации, окаменения). Как и в диагенезе, эти процессы и их результаты имеют свою специфику для разных петрографических типов пород.

В обломочных породах самым простым и наглядным результатом действия увеличивающегося по мере погружения давления является изменение характера укладки зерен и их контактов, что было детально изучено А.В. Копелиовичем [1965].

На начальных стадиях зерна механически перераспределяются таким образом, что происходит их взаимное приспособление, «притирание» друг к другу с появлением конформных контактов (от латинского conformis – исходный, подобный). Дальнейшее возрастание давления и уплотнение ведут к внедрению одних зерен в другие с частичным растворением последних и появлению инкорпорационных контактов или структур внедрения (от латинского incorporation – включение в состав чего-либо). Наконец, под давлением происходит частичное растворение вещества зерен уже не в точках, а по плоскости контактов и формируются микростилолитовые контакты (рис. 13.1). Подобные процессы растворения материала в одном месте сопровождаются его переотложением в другом, смежном, с обрастанием зерен того же состава регенерационными каемками.

Достаточно часто, например, образование кварцевых каемок, обрастающих обломочные зерна кварца (рис. 13.2). Процесс идет в направлении регенерации (от латинского regeneration – восстановление, возрождение, возобновление), то есть восстановления первичной кристаллографической формы, поэтому кварц в каемках имеет ту же оптическую ориентировку, что и в обломке. Границы нарастания и первичного зерна часто фиксируются в виде теней, тончайших пленок, образовавшихся на поверхности зерен при их переносе и т.д., либо сами зерна несколько отличаются от совершенно чистых каемок.

а



б

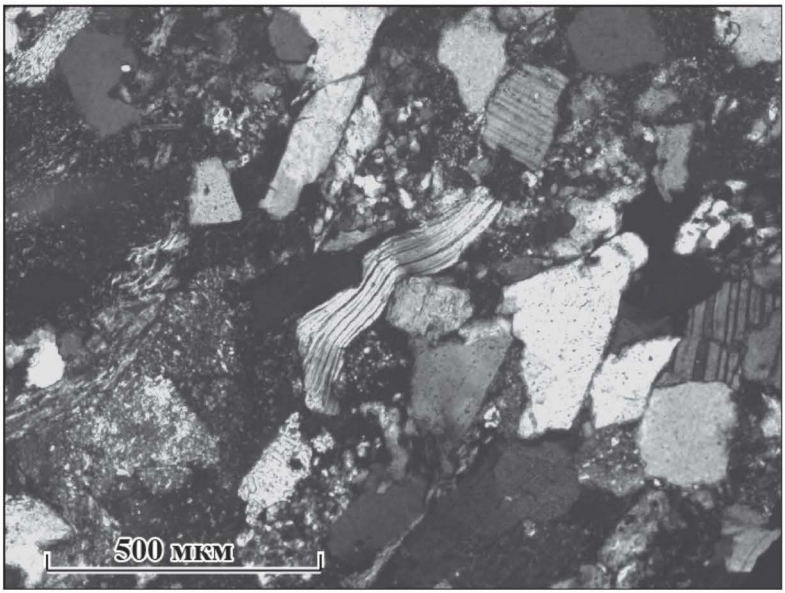
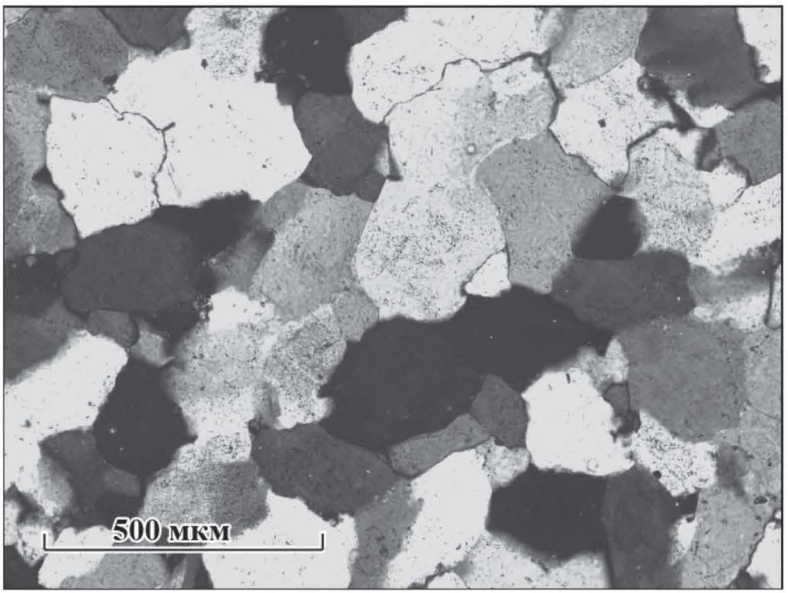
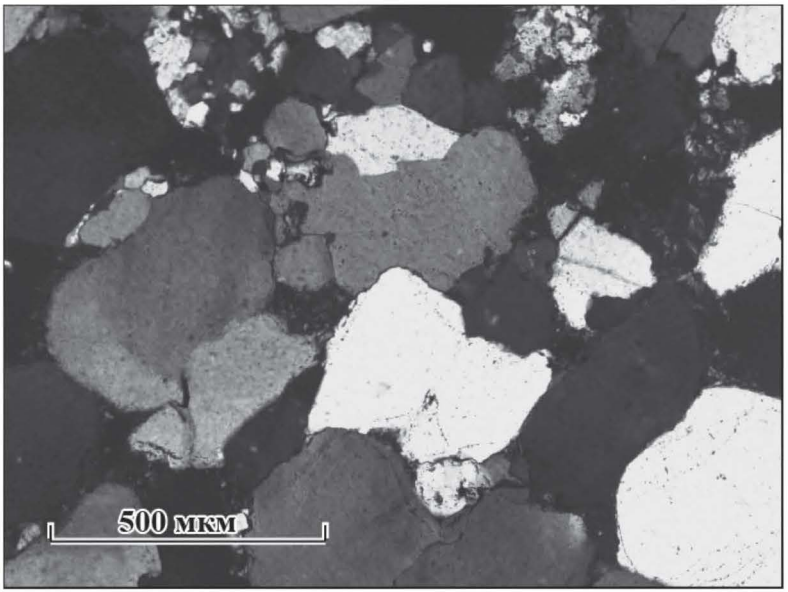


Рис. 13.1. Типы контактов зерен в «бесцементных» песчаниках:
а – конформные контакты в кварцевом среднезернистом песчанике; *б* – конформные контакты и катагенетическая пластическая деформация биотита за счет давления зерен кварца, халцедона и плагиоклаза; *в* – конформные и частично инкорпорационные контакты зерен в мелко-среднезернистом кварцевом песчанике; *г* – конформные и час-

в



г



тично инкорпорационные контакты зерен кварца. Часть зерен имеет регенерационные каемки, причем они сформировались до инкорпорации; *д* – конформные, инкорпорационные и местами микростилолитовые контакты зерен в разнозернистом кварцевом песчанике

д

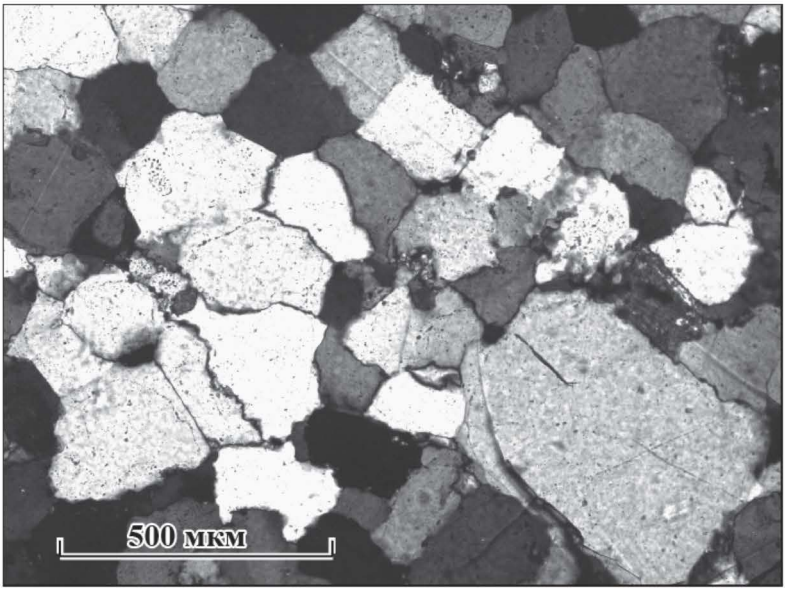


Рис. 13.1. Продолжение

Подобное выделение катагенетических каемок ведет к появлению регенерационного цемента, что резко снижает объем первичного пустотного пространства – межзерновой пористости.

Очень показательный пример изменения характера укладки зерен и типов их контактов в песчаниках, залегающих на разных глубинах, приводит Дж. Тейлор [Taylor, 1950]. Она выделила несколько видов контактов, относительное количество которых закономерно меняется при погружении.

При небольших глубинах залегания песчаников преобладают тангенциальные контакты, когда зерна соприкасаются углами. По мере увеличения глубины залегания, а, следовательно, и давления, зерна переориентируются таким образом, что укладываются и соприкасаются друг с другом по линейным удлиненным контактам. Следующая стадия уплотнения ведет к определенному вдавливанию зерен друг в друга с формированием выпукло-вогнутых контактов. Два последних типа – это по сути дела формы указанных выше конформных контактов. Наконец, следующая стадия – формирование сутурных (микростилолитовых) контактов.

Параллельно с этим переориентировка зерен и более плотная их укладка ведут к увеличению числа контактов зерен между собой – числа контактов на зерно (рис. 13.3).

Катагенетическое уплотнение при погружении ведет к снижению пористости. Для песчано-алевролитовых пород оно составляет 6–9 % на 1 км на глубине до 3,5 км и 3–5 % на 1 км при больших глубинах. Для

глинистых пород темп снижения составляет в среднем 11–15 % до глубин 1 км, 6–9 % в интервале 1–2 км, 4–5 % в интервале 2–3 км и 1–3 % на глубинах больше 3 км. Напомним, что в диагенезе на первых *метрах* (а не километрах!) пористость снижается на десятки процентов.

Повышение давления при погружении ведет к уплотнению также и карбонатных пород, причем характер уплотнения зависит от первичной структуры пород и условий ее образования (рис. 13.4).

Существенно иначе, и прежде всего по длительности отдельных стадий диа- и катагенеза, происходят эти процессы в глубоководных океанических отложениях. Очень важные материалы были получены по результатам изучения керна скважин проекта глубоководного бурения (Deep-Sea Drilling Project/Ocean Drilling Project – DSDP/ODP);

Дж. Грютзнер и Ю. Минерт [Gruetzner, Mienert, 1999] выделили 5 стадий преобразования и соответственно 5 зон разного физического состояния и свойств карбонатных илов и пород в разрезах мощностью до 1000 м. Их материалы в обобщенном виде показаны на рис. 13.5.

Первая стадия – уплотнения илов – охватывает интервал до 70–100 м. Эта зона характеризуется высоким градиентом сокращения пористости и увеличения объемной плотности, что обусловлено чисто гравитационным уплотнением без повреждений и изменений остатков микрофоссилий.

На второй стадии изменений начинается растворение скелетных органических остатков и переотложение кальцита. Карбонатные частицы становятся более гладкими, округлыми, поскольку неровности и выступы растворяются. Объем порового пространства осадков этой зоны (интервал 70–100 – 200–250 м) остается практически постоянным, так как то, что растворяется, практически тут же и переоткладывается. В связи с этим характерен очень низкий градиент изменения всех параметров. В первых двух зонах сохраняется иловая консистенция (*ooze*).

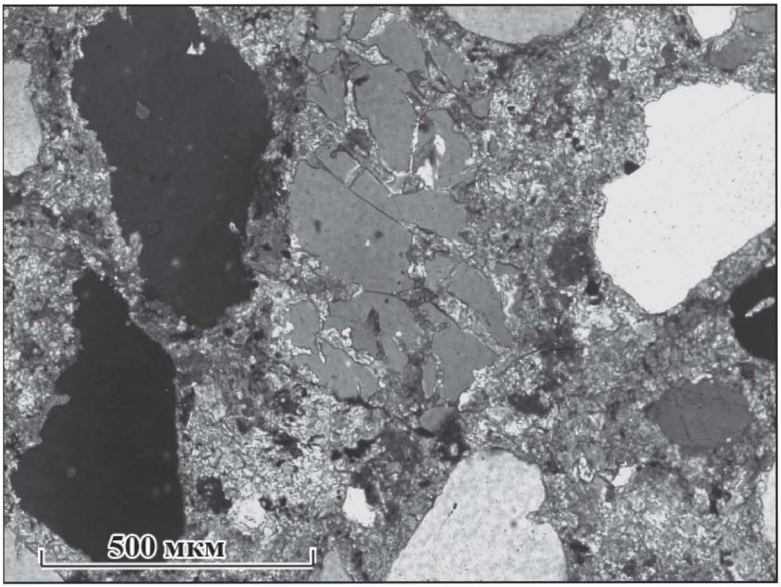
Третья стадия характеризуется процессами интенсивной межзерновой (интерстициальной) цементацией и инкрустацией, выполнением раковинок кальцитом. При этом частицы срастаются, связываются цементом и поровый объем минимизируется, что определяет довольно высокий градиент сокращения пористости и повышения плотности. Иловая консистенция сменяется более плотной субстанцией – это зона существования мела; она находится в интервале 200–250 – 700 м от поверхности осадка.

Четвертая стадия (интервал глубин 700–850 м) по сути дела переходная – дальнейшая цементация приводит к переходу мела в плотные известняки.

Наконец, пятая стадия (отложения ниже 850 м) – это стадия гравитационного уплотнения уже известняков, состоящих из относительно крупных вторичных кристаллов кальцита. Темп изменения основных параметров – пористости и плотности – максимален.

Постепенное изменение свойств осадков-пород, отсутствие каких-либо резких границ – одна из причин, почему в западной литературе все постседиментационные процессы описываются одной стадией диагенеза.

а (1)



а (2)

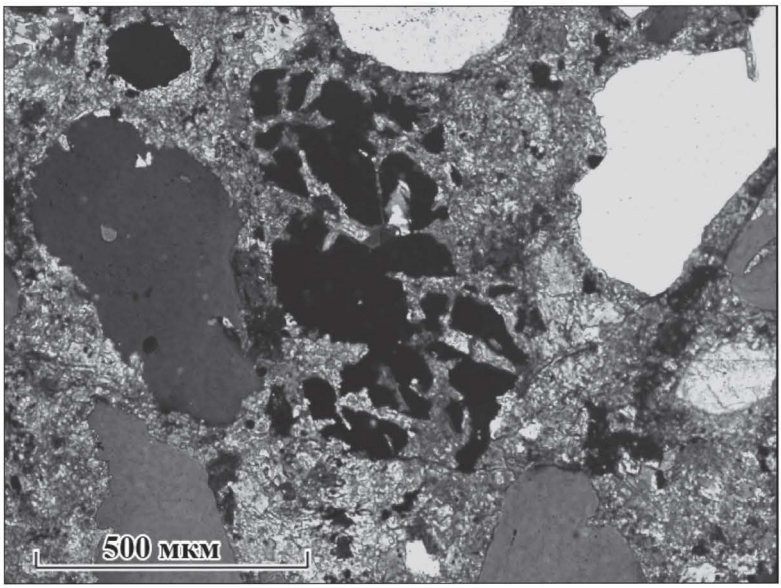
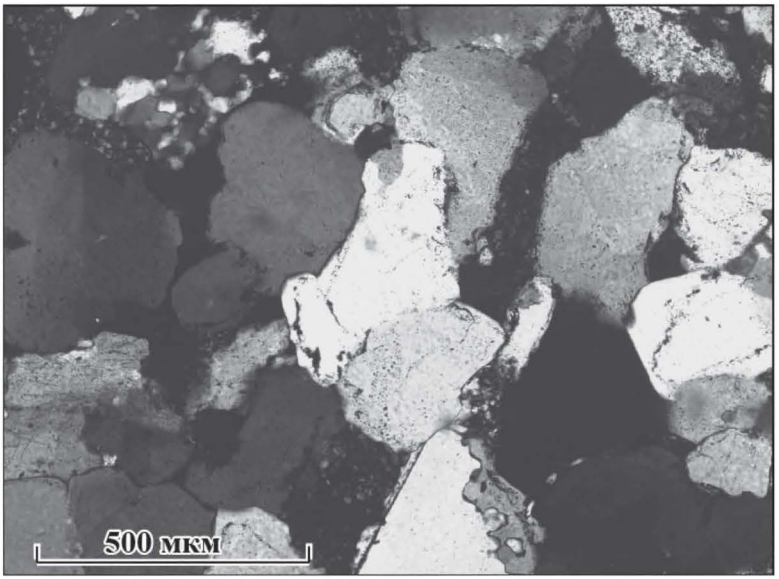
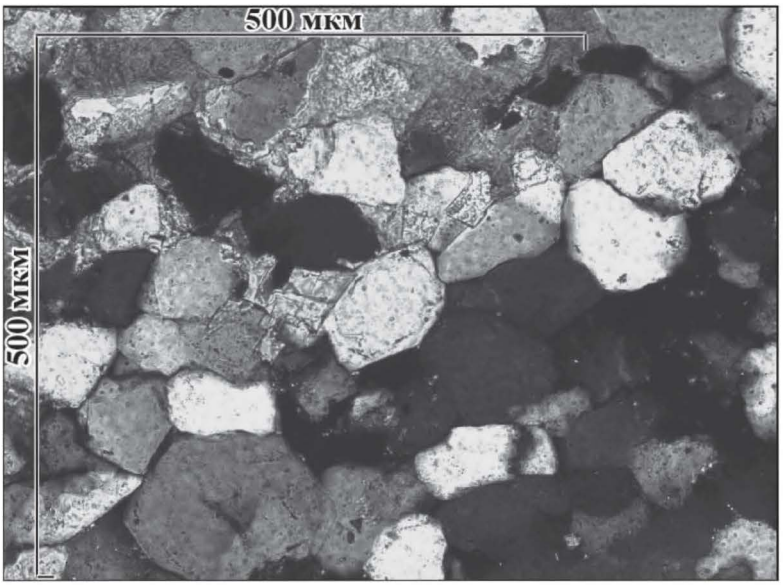


Рис. 13.2. Коррозия и регенерация обломочных зерен:
а – кварцевые песчаники с сульфатно-карбонатным цементом. Интенсивное растворение обусловило зубчатые, извилистые границы зерен. За счет коррозии зерно в центре снимка оказалось разделенным на множество фрагментов. На фото *а* (1), сделанном в положении угасания, видно, что это все фрагменты одного зерна; *б* – мелко-среднезернистый кварцевый песчаник. Отчетливо видны регенерационные каемки, после об-

б



в



разования которых произошла перегруппировка зерен, образование конформных, а местами и микростилолитовых контактов; *в* – регенерационные каемки на обломочных зернах кварца – практически полное восстановление кристаллической формы. Оренбургская область. Верхний девон

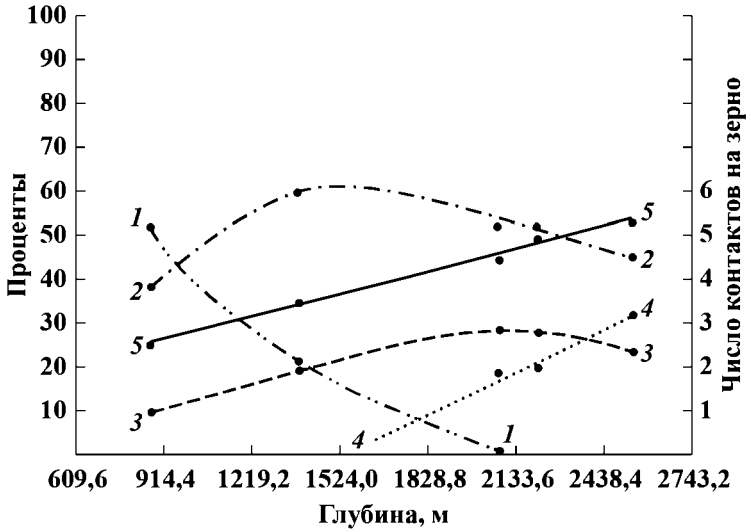


Рис. 13.3. Изменение числа контактов зерен и их типов в песчаниках, залегающих на разных глубинах (Taylor, 1950).
Контакты: *1* – тангенциальные; *2* – удлиненные; *3* – выпукло-вогнутые; *4* – сутурные; *5* – число контактов на зерно

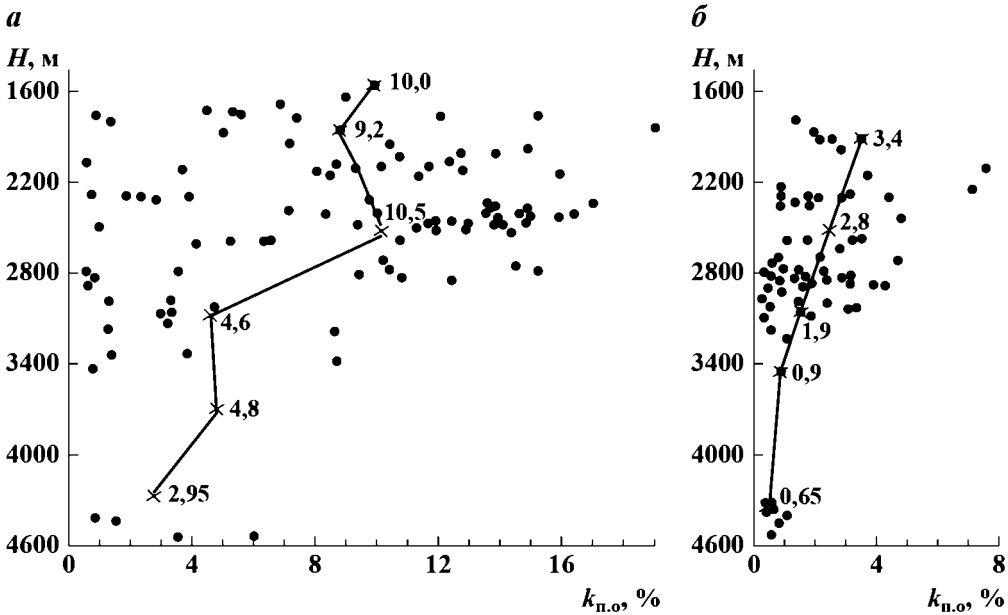


Рис. 13.4. Изменение величины коэффициента открытой пористости ($k_{п.о}$, %) различных структурных типов известняков с глубиной (по И.В. Безбородовой, 1997, с дополнениями):
а – известняки с форменными элементами с цементацией порового и контактного типа; *б* – известняки кристаллические с редкими форменными элементами. Цифры у крестиков показывают средние значения $k_{п.о}$ по интервалам глубин в 600 м

Стадия	Характер отложений	Глубина от поверхности дна, м	Длительность, млн лет	Средняя пористость, %	Градиент сокращения пористости, %/м	Плотность объемная, кг/м^3 · 10^3	Градиент увеличения плотности, кг/м
Уплотнения илов	Илы	0–100	0–4	63	–0,08	1,68	1,5
Растворения раковин	Илы и мел	100–250	4–112	56	–0,02	1,78	0,2
Осаждения кальцита	Мел	250–700	12–38	46	–0,05	1,93	0,7
Дальнейшей цементации	Мел и известняки	700–850	38–46	31	–0,02	2,15	0,3
Уплотнения кристаллов кальцита	Известняки	>850	>46	24	–0,17	2,26	3,0

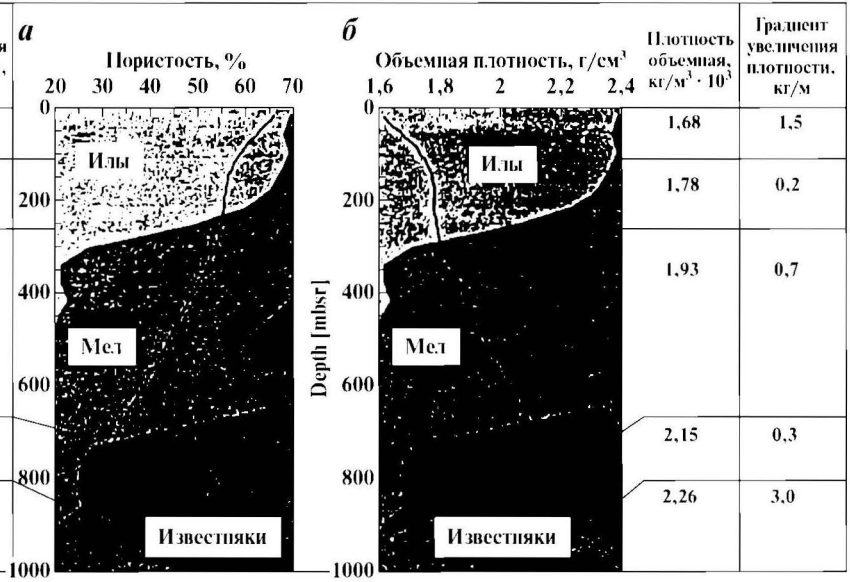
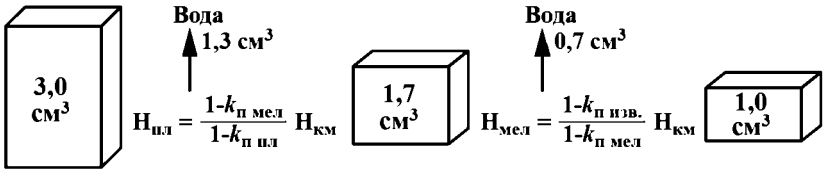


Рис. 13.5. Диагенетические и катагенетические изменения пелагических карбонатных отложений (Gruetzner et al., 1999)

Принципиально такие же процессы и результаты описаны С. Шлангером и Р. Дугласом [Schlanger, Douglas, 1977]. Они изучили также количественный баланс изменения объемов твердой фазы, воды, содержания различных компонентов осадков-пород и изменения их физических свойств, приведенный на рис. 13.6.

Уплотнение при погружении сопровождается и более сложными процессами, некоторые из которых в той или иной форме отмечались выше. Это ***растворение*** и ***переотложение*** материала – карбонатного, силикатного, кварцевого, с образованием соответствующих контактов и регенерационных каемок. Для карбонатных и солевых пород характерны ***кристаллизация*** и ***перекристаллизация***, то есть превращение мелких кристаллов в более крупные, а также появление специфических катагенетических структур. Подобные процессы, сопровождающиеся дегидратацией, то есть удалением воды, входящей в состав минерала, обусловливают появление новых минералов. Так, первичный аморфный опал (опал А) через кристобалит-тридимит (опал КТ) переходит в халцедон, то есть минерал уже с кристаллической структурой, и далее в кварц с дальнейшим увеличением размеров кристал-



Компоненты	Объем, %	Масса, г	Объем, %	Масса, г	Объем, %	Масса, г
Фораминиферы	10	0,82	12	0,55	5	0,14
Нанофоссилии	10	0,82	18	0,82	25	0,68
Цемент и обрастания	0	0,00	5	0,27	30	0,82
Вода	80	2,40	65	1,10	40	0,40
Сумма твердой фазы	20	1,64	35	1,64	60	1,64
Плотность	$\frac{4,04\ г}{3,00\ см^3} = 1,35\ г/см^3$		$\frac{2,74\ г}{1,7\ см^3} = 1,61\ г/см^3$		$\frac{2,04\ г}{1,00\ см^3} = 2,04\ г/см^3$	
Пористость, %	80		65,0		40	
Межзерновая	35		35		35	
Внутрираковинная	45		30		50	

Рис. 13.6. Баланс изменения содержания твердой фазы, воды, плотности и пористости при переходе глубоководных планктоногенных илов к известнякам (Schlanger S.O., Douglas R.G., 1977)

лов. Водный сульфат кальция – гипс теряет воду и превращается в ангидрит. Глубина такого перехода составляет обычно 100–150 м.

Принципиально важные изменения, ведущие к ***изменению минерального состава,*** претерпевают в катагенезе глинистые породы. Продолжается их уплотнение и обезвоживание, хотя они резко ослаблены. Основные же катагенетические процессы приобретают новое качество и ведут к изменению минерального состава глин, превращению одних минеральных видов в другие. Эти преобразования рассмотрены в главе 4. Повторим, кратко, что на основе многочисленных анализов было показано, что с определенных глубин исчезает монтмориллонит, затем каолинит и смешанослоистые, и возрастает количество гидрослюд и хлоритов. Сами значения глубин исчезновения минералов группы смектитов и каолинита могут быть различны. Последнее совершенно естественно, поскольку переход их в гидрослюды и хлориты зависит от конкретных геологических условий – геотермического градиента, скорости прогибания, то есть времени нахождения в определенных термодинамических условиях и т.д. Важен сам факт подобной трансформации.

Практически во всех случаях параллельно с сокращением пустотного пространства происходит и ***удаление межзерновой воды***. Подсчитано, что из песчаных пород при снижении пористости с 40 до 5 % отжимается до 350 млн т воды на 1 км^3 исходной породы. При этом она, во-первых, горячая и, во-вторых, находится под большим давлением, то есть приобретает свойства кислоты и соответственно растворяет многие компоненты из минеральной части. В итоге эти высокоминерализованные растворы содержат Na^{1+}, K^{1+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^{1-}, SO_4^{2+}, HCO_3^{1-} и целый ряд малых элементов. Эти воды в свою очередь воздействуют на породы, вызывая образование новых минеральных форм. При подъеме к поверхности, например, по системе трещин и разломов, они попадают в иные, менее жесткие термобарические условия, растворимость находящихся в растворе компонентов снижается. Вследствие этого они выделяются в виде твердых продуктов, в том числе рудных, причем форма выделения может быть и нередко бывает жильная. Тем самым образуются настоящие гидротермальные жильные месторождения (действительно, «гидро» – из вод и «термальные» – из вод горячих), но никак не связанных с эндогенными магматическими и постмагматическими процессами.

Процессы ***растворения*** в той или иной форме происходят в разных по составу породах и сопровождают те или иные, рассмотренные выше процессы. Однако, они имеют нередко особое значение в нефтегазовой геологии, поскольку влияют на формирование коллекторских свойств. В этом отношении наибольший интерес имеет катагенетическое растворение карбонатного материала.

При изучении керна глубоких скважин было обнаружено несколько неожиданное явление. На фоне общего уплотнения и снижения пористости песчаников с глубиной, в определенном интервале глубин пористость оказывалась аномально высокой для данных условий

(рис. 13.7). Это явление получило название вторичного разуплотнения или пояса оптимальных коллекторов [Минский, 1979, Прошляков и др., 1987]. Абсолютные значения глубин этого интервала и его диапазон различаются в разных геологических условиях и прежде всего при разном геотермическом градиенте, но сам факт устанавливается достаточно часто. Дело в том, что при температурах 75–150 °С карбонаты начинают разлагаться с выделением CO_2. Последнее определяет дополнительное растворение карбонатных минералов, ионы кальция и магния переходят в раствор, количество карбонатного цемента песчаников уменьшается, что, в конечном счете, ведет к увеличению пористости (см. рис. 13.7).

Аналогичным образом происходит растворение и вынос растворенных компонентов в карбонатных породах, образуются каверны и существенно увеличивается объем пустотного пространства. Важным условием протекания подобных процессов является наличие изначально проницаемых пород и фильтрация по ним, которая обеспечивает приток новых порций воды и вынос образовавшихся продуктов, то есть открытой системы. Именно поэтому выщелачиванию в наибольшей степени подвержены первично пористые и проницаемые породы. В пелитоморфных и микрозернистых разностях отсутствует или резко ограничена фильтрация, система по сути дела закрытая, и эти породы практически не содержат вторичных пустот выщелачивания, исключая выщелачивание по трещинам.

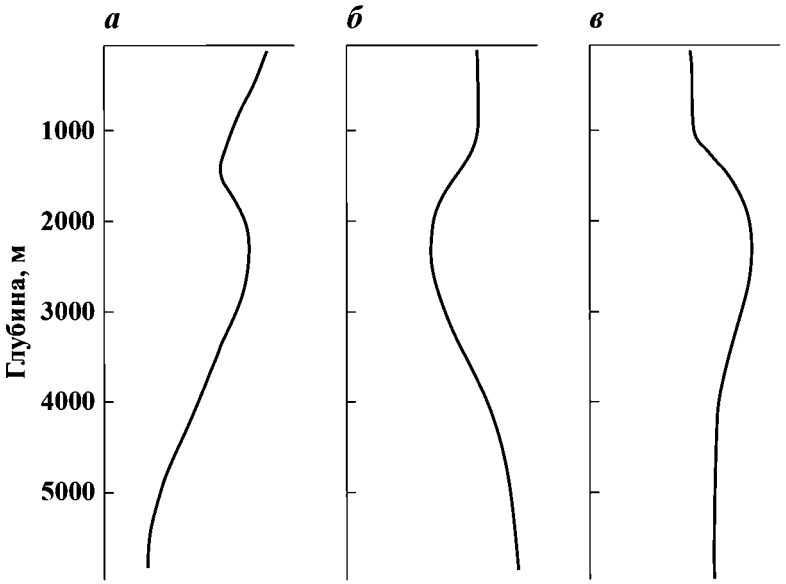


Рис. 13.7. Принципиальная схема изменения пористости песчаников (*а*), содержания в них карбонатного цемента (*б*) и ионов щелочноземельных элементов в пластовых водах (*в*) с глубиной

Катагенетическое растворение карбонатного материала при неравномерном давлении обусловливает появление стилолитовых текстур.

Наличие равномерно рассеянного в породе глинистого, кремнистого и органического материала резко ослабляет процессы выщелачивания. В сульфатных водах более активно растворяется доломит, в гидрокарбонатных – карбонаты кальция, причем арагонит растворяется легче, чем кальцит. Последнее объясняет частое выщелачивание раковин, сложенных первоначально арагонитом, появление «отрицательноооолитовых» структур, то есть структур, обусловленных выщелачиванием оолитов при сохранении цементирующей массы.

С воздействием пластовых вод в открытой системе связаны и многие вторичные катагенетические процессы минералообразования, важнейшим из которых является доломитизация (см. главу 5).

Крайне важные процессы происходят на стадии катагенеза с органическим веществом, как концентрированным, так и рассеянным.

Прежде всего, именно в катагенезе происходит преобразование рассеянного органического вещества в углеводороды – нефть и природные газы. Последние, по крайней мере большая их часть, исключая биохимическую генерацию на стадии диагенеза, образуется именно на катагенетической стадии. В катагенезе происходит преобразование торфа (продукта диагенетического преобразования накопившегося растительного материала) в угли разных марок, а затем и в антрацит. При погружении и связанном с ним повышении давления и температуры, происходит сложная молекулярная перестройка органического вещества, изменяются его состав и физические свойства.

По мере повышения температуры и давления торф превращается в бурые угли (Б), последние переходят в длиннопламенные (Д), далее газовые (Г), жирные (Ж), коксовые (К), отощенно-спекающиеся (ОС), тощие (Т), полуантрациты (ПА) и, наконец, в антрациты (А). В угольной геологии эти изменения принято называть метаморфизмом углей. Побочным продуктом такого «метаморфизма» является метан, поэтому в угольных пластах глубокой степени «метаморфизма» содержится значительное количество этого газа, что, к сожалению, ведет к частым взрывам и авариям.

Именно такие и подобные им изменения гумусового органического вещества являются чуткими показателями изменений условий в зоне катагенеза. На этой основе выделено три подстадии (зоны) катагенеза – прото(ранний)-, мезо(средний)- и апо(поздний) катагенез с более дробными подразделениями на градации (табл. 13.1). Апокатагенез иногда выделяют как предметаморфическую стадию – метагенез.

Эта «угольная» шкала катагенеза в природных условиях устанавливается и по характеру изменения частых в породах мельчайших углистых включений, точнее, основного углеобразующего компонента – витринита. Это гелефицированная растительная ткань, причем по мере ее изменения меняется сохранность исходного клеточного строения и, что особенно важно в практических целях, отражательная способность, которая определяется специальными методами в аншлифах под

Таблица 13.1

Схема углефикации органического вещества и шкала катагенеза осадочных пород

Ориентировочные глубины, км		Шкала углефикации		Граничные температуры, °С		Показатели отражательной способности витринита		Шкала катагенеза	
Min	Max	Группа стадий	Стадии	Н.Б. Вассоевич	И.И. Амосов	10 R^a, усл. ед.	R^a, %	Подстадия	Градация
1	3	Бурые угли	Б1	60–70	95	54–58	0,1–0,26	Протокатагенез ПК	ПК1
			Б2			58–66	0,26–0,41		ПК2
			Б3			66–70	0,41–0,50		ПК3
2	6	Каменные угли	Д	70–90	100–130	70–75	0,50–0,62	Мезокатагенез МК	МК1
			Г	100–120	135–165	75–85	0,62–0,94		МК2
			Ж	140–160	170–205	85–91	0,94–1,17		МК3
			К	170–180	210–230	91–99	1,17–1,56		МК4
			ОС	180–210		99–108	1,56–2,04		МК5
3	9	Антрациты	Т	До 350	230–250	108–116	2,04–2,50	Апокатагенез (метагенез) АК	АК1
			ПА		Более 250	116–130	2,50–3,47		АК2
			А1						АК3-4
4	12		А2						
			А3			130–180	3,47–8,0		
5	15		А4						

микроскопом. Этот показатель измеряется в условных единицах в воздухе (R^a) и в масле (R^o). Для каждой марки углей и соответственно градаций катагенеза свойственны свои значения этих показателей (табл. 13.1).

Установлены также примерные глубины и температуры, при которых происходят соответствующие преобразования, то есть термобарические условия подстадий и градаций катагенеза (см. табл. 13.1).

Совершенно ясно, что описанные выше процессы и их результаты, – это лишь часть многообразных и часто сложно сочетающихся друг с другом процессов. Они по-разному протекают при погружении (прогрессивный катагенез) и при подъеме (регрессивный катагенез), в разных тектонических условиях, при воздействии элизионных или, напротив, инфильтрационных вод и т.д. Подобные проблемы в настоящее время активно разрабатываются и более подробно освещены в специальной, в том числе учебной литературе [Геология океана, 1980; Диагенез и катагенез..., 1971; Логвиненко, Орлова, 1987; Махнач, 1989, 2000; Копелиович, 1965; О вторичных..., 1960; Холодов, 2006; Япаскурт, 1995, 2005 и др.].

ГЛАВА 14
ВНЕШНИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС

14.1. ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИКИ НА ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Одним из важнейших факторов, влияющих на осадочный процесс, на состав и строение осадочных пород и осадочных комплексов, является характер тектонических движений и определяемый им тип тектонических структур.

Чаще всего влияние тектоники рассматривается в плане формирования мощностей осадочных отложений, исходя из предположения, что темп и амплитуда тектонического прогибания компенсируются осадконакоплением и, соответственно, мощность отражает величину прогибания. Эта идея была широко распространена в нашей стране в конце 40–50-х годах прошлого столетия и послужила основой соответствующего метода тектонического анализа.

Действительно, подобная ситуация нередко имеет место, достаточно широко распространена, но все же это частный случай формирования мощностей отложений. Уже в 60-е годы прошлого века стало ясно, что имеется масса исключений и проведение такого анализа *только* по мощностям без учета фациальной природы отложений чревато значительными ошибками. Весьма подробно эти вопросы были рассмотрены Р.Г. Гарецким и А.Л. Яншиным [1960], работа которых до сих пор в этом отношении является образцовой и непревзойденной.

Самый известный и широко распространенный случай несоответствия мощностей и тектонического прогибания – соотношение мощностей одновозрастных отложений в океанах, где они минимальны, и в мелководных эпиконтинентальных морях, и тем более на континентальных склонах и их подножьях, где они неизмеримо больше. В горных и предгорных районах при подъеме формируются мощные толщи грубообломочных пород – конгломератов, мощности которых больше величины прогибания.

Своеобразные соотношения устанавливаются на перегибах дна водоемов. В 1951 году Джон Лион Рич опубликовал статью, в которой на основе топографии дна водоема выделил и описал три критические обстановки субаквального осадконакопления [Rich, 1951]. Мелководная зона была названа им ундаформой (undaform), комплекс соответствующих отложений – ундатемой (undathem), глубоководная – фондоформой (fondoform), соответственно отложения фондотемой (fondothem), а разделяющий их склон клиноформой (clinoform), отложения – клинотемой (clinothem).

Нельзя сказать, что эта работа была абсолютно оригинальна и ее положения были сформулированы впервые. Многие вещи были известны и раньше. К примеру, уже в первом издании «Учения о фациях» в 1932 г. Д.В. Наливкин отметил увеличение мощностей на склонах, причем замеренные по правилам, то есть перпендикулярно границам пластов, значения оказываются больше, чем глубина бассейна, то есть величина прогибания [Наливкин, 1932]. Работа Дж. Л. Рича оказалась сделанной «вовремя», обобщила многие известные представления, поэтому стала широко известной, а его терминология широко применимой. В современной отечественной литературе используется лишь слово «клиноформа» как комплекс склоновых отложений, то есть он заменил авторский англоязычный термин «клинотема».

Соотношения мощностей в этих трех областях осадконакопления схематически показаны на рис. 14.1.

Существуют области с компенсирующим тектоническое прогибание осадконакоплением. Как правило, это области мелководной седиментации и в этих случаях использование метода анализа мощностей для реконструкции тектонических движений в его традиционном самом простом, если не сказать примитивном, варианте в целом дает удовлетворительные результаты. В противоположность этому имеются области некомпенсируемого осадконакоплением прогибания, которые в рельефе выражены в виде более или менее глубоководных водоемов или его частей.

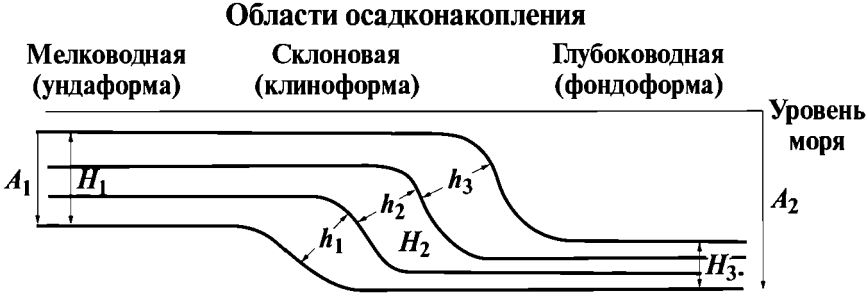


Рис. 14.1. Схема соотношения мощностей отложений и амплитуды тектонических прогибаний в различных батиметрических областях водоема

Возникновение компенсированного или некомпенсированного прогибания в конечном счете определяется соотношением скоростей прогибания и осадконакопления. Некомпенсированное прогибание может быть связано с дефицитом поставки осадочного материала, что характерно для терригенного осадконакопления. Так, в Мировом океане большая часть обломочного материала отлагается на шельфе, континентальном склоне и его подножье, а в абиссальные области он не поступает и мощности осадков минимальны. Аналогична ситуация при планктоногенной карбонатной или кремнистой седиментации.

Известны также случаи перекомпенсации, когда мощность отложений больше величины прогибания. Наиболее наглядным примером являются упоминавшиеся выше предгорные конгломераты. Их мощность частично обусловлена синхронным прогибанием, а частично связана с указанной перекомпенсацией и нарастает уже за счет «избыточного» накопления и увеличения абсолютной высоты их залегания.

По сути дела перекомпенсирующими являются в большинстве случаев соленосные толщи, особенно гомогенные моноциклические. Та глубокая впадина, которая заполняется солями, сформировалась до соленакопления, а синхронное осаждению солей прогибание, если и происходило, то было незначительно и несопоставимо со скоростью осаждения солей, которые в итоге в результате перекомпенсации выполнили эту впадину.

Обсуждая схему осадконакопления в различных топографических зонах, надо отметить, что осознание разного характера осадконакопления в разных областях, привело к ряду важных выводов, иногда принципиально меняющих привычные и, казалось бы, устоявшиеся представления.

Например, комплекс склоновых отложений (клиноформа) со временем смещается в сторону центральной глубоководной части бассейна и удаляется от суши. В традиционном «классическом» варианте следовало бы говорить о регрессии, но фактически уровень моря со временем повышался, то есть при трансгрессии происходит «регрессивное» смещение фациальных зон. В этом случае правильнее перейти от генетической терминологии (трансгрессии – регрессии) к морфологической, то есть фиксировать факт без его генетического объяснения; последнее – это следующий шаг в исследовании объекта. Подобное смещение получило название проградация. Связано это явление с тем, что поступление материала и скорость его осаждения превосходят скорость погружения, или, правильнее, скорость подъема уровня моря.

Подобная ситуация проявляется не только при терригенной седиментации, когда происходит интенсивный принос обломочного материала. Область склона благоприятна, например, для развития рифов. Организмы-рифостроители обладают высокой скоростью роста, генерируют большое количество карбонатного материала, поэтому рифы растут быстрее, чем происходит прогибание, и очень скоро достигают уровня моря. В этом случае организмы селятся уже не на кровле рифа, которая находится на уровне моря или даже выше него, а на обращенном в

сторону глубокого моря склоне – предрифовом шлейфе (рис. 14.2). Со временем при трансгрессии происходит аналогичное «регрессивное» смещение, или, точнее проградация.

Еще одно важное замечание. В 1891 г. один из выдающихся геологов Иоганн Вальтер сформулировал важное положение – характер седиментации определяется «изменением расстояния от дна до поверхности моря», а оно может быть обусловлено самыми разными причинами – скоростями прогибания, подъемом уровня моря, в том числе атектоническим за счет, например, гляциоэвстатики.

Осознание важности изучения соотношения осадочных тел, которое наиболее четко проявляется в районе склонов и их переходе на мелководье, с одной стороны, и в глубоководную часть бассейна, с другой, привело к развитию нового, весьма эффективного направления, или, точнее, метода геологических исследований – секвентной стратиграфии. Оно стало возможным, прежде всего благодаря высокой разрешающей способности современной сейсморазведки, которая позволяет выделять отдельные осадочные комплексы, «сейсмофации», картировать их и, соответственно, изучать их взаимоотношения. Поэтому первоначально это направление получило название сейсмической стратиграфии (см., например, русское издание: [Сейсмическая..., 1982]), а позднее, с привлечением и других геологических и прежде всего литологических

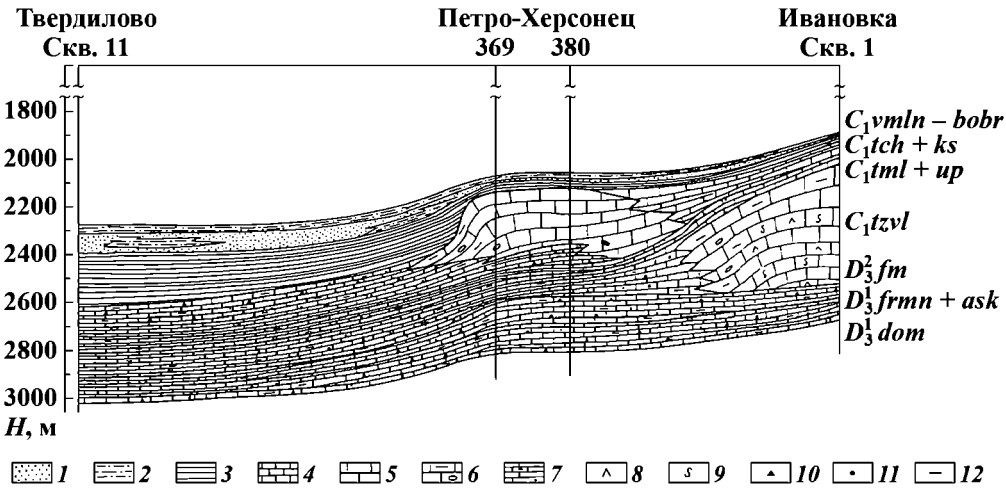


Рис. 14.2. Схема «регрессивного» смещения верхнетурнейских рифов относительно нижнетурнейских на склоне Камско-Кинельской впадины, Оренбургская область:
1 – песчаники; *2* – алевролиты; *3* – глины; *4* – светлые слоистые мелководные известняки и доломиты; *5* – массивные рифовые известняки и доломиты; *6* – известняки грубослоистые, комковатые, шламовые, органогенно-детритовые, глинистые; *7* – темные тонкослоистые кремнисто-битуминозные и глинистые глубоководные известняки и доломиты; *8* – сульфатность; *9* – кавернозность; *10* – битуминозность; *11* – окремнение; *12* – глинистость

данных, таких как установление цикличности, наличие перерывов, характер контактов, фациальный анализ, и др. – приобрело современное название секвентной стратиграфии. Рассматривая непосредственно вопрос о конкретной роли тектоники в осадкообразовании, надо отметить, что это влияние реализуется двумя путями – во-первых, через прогибания и подъемы, которые вызывают трансгрессии и регрессии, и, во-вторых, опосредованно через создаваемый ею рельеф.

Рост срединно-океанических хребтов сокращает объем общей ванны Мирового океана, что, при постоянстве количества воды, обусловливает глобальное повышение уровня Мирового океана и глобальные трансгрессии.

Региональные тектонические прогибания вызывают региональные же трансгрессии, а подъемы – регрессии. Естественно, что в обоих случаях формируются различные типы пород и разные их соотношения в разрезе и пространстве.

Заметим, однако, что трансгрессии и регрессии, особенно глобальные, определяются не только тектоникой, но и другими причинами, в частности климатом, что будет рассмотрено в следующем параграфе.

Области тектонического подъема в целом являются областями образования осадочного материала. Так, континентальные блоки поставляют осадочный материал в океанические бассейны. Это не значит, что континенты, равно как и другие положительные структуры, являются только районами образования осадочного материала. Эти области в огромной степени являются также и областями осадконакопления. Более того, и подводные возвышения в океанах во многих случаях служат источником обломочного материала, из которого формируются эдафогенные отложения.

Характер рельефа во многом определяет не только само наличие тех или иных пород, но также их структуру, а нередко и состав отложений.

В спокойных тектонических условиях при плоском рельефе формируются относительно тонкозернистые осадки (а затем и породы) – пески, алевриты, глины, в соответствующих обстановках солености, температуры и т.д. – карбонатные (известняки, доломиты) и/или кремнистые (опоки, трепелы) отложения. В условиях контрастного рельефа, который, как правило, определяется активной тектоникой, образуются преимущественно обломочные, часто грубообломочные породы вплоть до конгломератов и брекчий.

Степень контрастности рельефа часто влияет и на строение осадочных комплексов. В обстановке расчлененного рельефа изменение характера отложений, типов пород по площади происходит весьма быстро. При пологом спокойном рельефе такие изменения происходят постепенно и площади распространения однотипных пород весьма обширны.

Состав обломочного материала тоже в определенной степени определяется тектоническим положением областей сноса и накопления. На платформах песчаники и алевролиты, как правило, представлены оли-

гомиктовыми и мономинеральными разностями, а также аркозами. Дело в том, что источником сноса многих, если не большинства, платформенных относительно мелкозернистых обломочных пород являются древние магматические и осадочные породы самих платформенных областей (автохтонные терригенные формации по терминологии Н.С. Шатского). Среди магматических пород преобладают кислые разности, которые состоят из кварца, калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов, что определяет аркозовый состав образующегося обломочного материала. Кроме того, на платформах нередки многократные размывы и переотложения обломочного материала и каждое переотложение ведет к разрушению и исчезновению менее устойчивых минералов и относительному обогащению оставшихся осадков кварцем, то есть к «созреванию» обломочного материала.

Материнские породы океанических областей, которые потом слагают горно-складчатые области, содержат много основных эффузивов, в том числе андезитового состава, и здесь образуются граувакки.

На характер отложений влияет и подводный, обусловленный тектоникой рельеф, в том числе слабо выраженный, причем в разных петрографических типах пород это влияние может проявляться поразному.

В условиях общего мелководного бассейна, на подводных поднятиях, отмелях, глубина еще более сокращается, волнение в придонной части более сильное, динамика активная. В этих условиях относительно тонкий материал осаждаться не может, поэтому здесь накапливаются более грубые песчаные осадки, а алеврито-глинистые смещаются на склоны, где волнение в придонном слое более слабое. При этом меняется не только состав, но и мощности отложений – в сводах поднятий на мелководье они меньше, чем на склонах.

При карбонатной седиментации ситуация принципиально иная. На мелководье больше света, а следовательно, более благоприятные условия развития водорослей, которые сами генерируют значительные массы карбонатного материала и являются основой питания животных организмов. Благоприятным фактором развития последних является также большее количество кислорода за счет перемешивания воды. В итоге здесь более активно развивается бентос, что определяет соответствующие структуры осадков – биоморфную и биокластовую, в то время как в более погруженных участках на склонах отмелей накапливается более тонкозернистый карбонатный осадок с меньшим количеством органических остатков. При этом мощность карбонатных осадков, а затем и образовавшихся из них пород, на отмели больше, чем на ее склонах, поскольку скорость биогенной седиментации достаточно велика.

Другими словами, при относительно близкой структуре – более крупнозернистой на выраженном в виде отмели тектоническом поднятии, и тонкозернистой вне ее, мощности отложений оказываются прямо противоположными – сокращенными при терригенном осадконакоплении и повышенными при карбонатном.

Подобные изменения позволяют выявлять конседиментационные тектонические структуры, то есть структуры, формирующиеся одновременно с осадконакоплением, изучать историю их развития и отделять от постседиментационных, которые образуются после накопления осадков. В последнем случае и мощности, и характер осадков принципиально однотипны как в своде, так и на крыльях структуры. Этот пример еще раз показывает, что формирование мощностей – далеко не простой процесс, и тектонический анализ мощностей должен обязательно сопровождаться анализом фаций, то есть условий образования отложений.

Нельзя не отметить значение в осадочном процессе такого, связанного с тектоникой явления, как вулканизм. Основное влияние вулканизма на осадочный процесс – это поставка осадочного материала в различных формах. Выбросы при извержении твердых продуктов – бомб, лапиллей, вулканического пепла – являются материалом вулканогенно-обломочных – туфов, туффитов, туфогенных пород. Газообразные продукты эруптивной и поствулканической деятельности – важнейший источник таких компонентов, как CO_2, SO_2 и др. Подводный вулканизм прямо, а наземный опосредовано через атмосферу поставляет эти газы в морскую и океаническую воду, определяя ее основной анионный состав. Сами вулканические постройки – выраженные в рельефе поднятия – источник обломочного материала, как в наземных, так и подводных условиях.

Заканчивая краткое рассмотрение влияния тектоники на осадочный процесс, надо повторить, что оно очень велико, многогранно и далеко не просто. Поэтому тип и степень такого влияния необходимо анализировать в каждом конкретном случае.

14.2. ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА

Одним из мощнейших внешних факторов, влияющих, а иногда и определяющих ход осадочных процессов является климат. Прежде всего, разные температурные условия различных климатических областей непосредственно влияют на ход, точнее скорость, тех или иных реакций. Само увеличение температуры на 10 градусов в 2–2,5 раза ускоряет ход реакций. Далее. Температура влияет на растворимость газов, в частности CO_2, что определяет кислотно-щелочные свойства среды, а последние обусловливают осаждение карбонатного материала. Поэтому, например, карбонатные осадки более свойственны бассейнам низких и умеренных широт, где температура относительно высока, и ограничены в холодных водоемах высоких широт. Еще более важное, по сути дела определяющее, влияние климата опосредовано – через развитие биоса,

плотность которого в климатических зонах с различной температурой и влажностью, и соответственно воздействие на осадочный процесс, резко различно.

Роль климатического фактора впервые столь отчетливо показал академик Н.М. Страхов [1960–1962, 1963], который выделил четыре типа литогенеза: ледовый, гумидный, аридный и, рассмотренный в предыдущем параграфе по сути дела азональный, эффузивно-осадочный.

Ясно, что четких и резких границ между климатическими типами нет. Строго говоря, ледовый тип реализуется только при наличии льда, но тут периодически, хотя может быть и кратковременно, присутствует вода и осадочные процессы идут уже совершенно иначе. Гумидная климатическая зона крайне обширна, включает области умеренного, субтропического и тропического климата, осадочные процессы и их результаты в каждой из них довольно существенно различаются, но их объединяет нечто общее и самое важное. Точно также в аридной зоне имеются семиаридные области со своей спецификой.

С учетом этих замечаний и следует рассмотреть основные характеристики осадочного процесса и образующиеся в каждом типе осадочные породы.

Ледовый тип литогенеза развит в областях, среднегодовая температура которых существенно ниже нуля. Это определяет присутствие воды почти исключительно в твердом виде – в форме льда. Для этого типа был предложен также термин нивальный, по-видимому, более подходящий (от латинского – nivalis – снежный, холодный), так как дает более общую характеристику условий, не ограничивая область распространения этого типа только зоной развития льдов. Термин «полярный» представляется менее удачным, поскольку исключает покрытые снегом и льдом высокогорные, но низкоширотные области.

Низкие температуры и практическое отсутствие воды определяет крайне ограниченное развитие организмов и, соответственно, их воздействие на осадочный процесс на всех его стадиях.

Выветривание, как стадия образования осадочного материала, резко подавлено и ограничено практически только физическим выветриванием – механическим дроблением ложа ледников и морозным выветриванием на непокрытых льдом участках. Результатом его является появление только обломочного материала, причем нередко грубообломочного и крайне разнородного по размерам.

Главным агентом второй стадии – стадии переноса – является лед, в ограниченном масштабе – текучие воды. Последние появляются либо на внешних границах нивального климатического пояса, либо спорадически в кратковременные сезонные потепления.

Соответственно транспортировка осадочного материала, причем только обломочного, осуществляется льдом и, ограниченно, непостоянными водными потоками. Его осаждение обусловлено остановкой движения ледника, когда формируются конечные морены, его таянием, и при водном переносе – снижением скорости водотоков.

В результате в зоне нивального климата, то есть в условиях нивального литогенеза, образуются практически только обломочные горные породы, правда, широкого гранулометрического спектра – от алевритово-глинистых до конгломератов. Главные генетические типы – морены – отличаются крайне низкой отсортированностью материала; флювиогляциальные образования, озы и камы – отложения межледниковых озер и частично водных потоков – более тонкозернисты, лучше отсортированы и обладают определенной слоистостью. Повторим, что древние ледниковые отложения и прежде всего моренные, называются тиллитами. Петрографический состав обломочной части, как правило, практически целиком определяется составом покрытых льдом коренных пород, которые захватываются и переносятся самим ледником, а затем и талыми водами.

Диагенетические процессы из-за отсутствия органического материала резко редуцированы и представлены практически только механическим уплотнением.

Надо еще раз подчеркнуть, что приведенная характеристика нивального литогенеза весьма упрощена, схематизирована и показывает лишь основные процессы и продукты. Освоение северных территорий обусловило более тщательные и детальные исследования происходящих здесь процессов. Более подробные сведения приведены в специальной литературе [Данилов, 1978; Лаврушин и др., 1986].

Наиболее широкое площадное распространение на земной поверхности занимает гумидная климатическая зона и соответственно ***гумидный тип литогенеза***. В эпохи глобальных похолоданий и оледенений, когда расширялись области нивального и аридного литогенеза, площади гумидного явно сокращались, но даже тогда были весьма значительны. Повторим, в эту зону объединяются обширные площади умеренных субтропических и тропических широт и естественно, что обстановки здесь весьма различны. Достаточно напомнить, что в современной гумидной зоне располагаются тайга Сибири, джунгли Индии, экваториальной Африки и бассейна Амазонки. Общим является главное – обилие влаги и плюсовая среднегодовая температура. Именно наличие влаги и положительные температуры, отсюда и обилие различных форм жизни, определяют ход и, главное, интенсивность всех осадочных процессов, практически на всех его стадиях и его результаты.

В зоне гумидного климата, и прежде всего в тропиках и субтропиках происходит интенсивное выветривание, особенно химическое. Именно здесь коры выветривания достигают максимальной мощности и полноты. В итоге в корах образуются большие массы глин, в том числе каолинитовых, только здесь формируются элювиальные бокситы. В результате подобного выветривания в минеральном составе остаточных продуктов преобладает кварц, переотложение которого дает мономинеральные и олигомиктовые песчаники. В раствор в той или иной форме поступают многочисленные компоненты – щелочные и щелочноземельные элементы, железо, марганец, фосфор и многие малые элементы.

Ведущей формой переноса осадочного материала является водный – в многочисленных, в том числе очень многоводных, реках, а затем и морях. При этом транспортируется как обломочный, так и, в относительно большой пропорции, – растворенный в виде коллоидов и истинных растворов. Обилие растений и животных определяет весьма важную роль в этой климатической зоне биогенной миграции, в том числе в составе органических коллоидов, например, гуминовых кислот.

Осаждение обломочного материала происходит по законам механической дифференциации. Что касается осаждения растворенных веществ, то тут явно преобладают биогенные и биохемогенные механизмы осаждения. Таким путем осаждаются карбонаты, преимущественно известняки, но в ряде случаев и доломиты, хотя последние больше тяготеют к семиаридной и аридной зонам, кремнистый материал в виде трепелов, опок, фосфаты. Чисто хемогенное осаждение крайне ограничено и связано в основном с коагуляцией соединений, переносимых в коллоидной форме при взаимодействии речных вод с морскими.

Все это обусловливает и специфический набор образующихся осадков и пород.

Среди обломочных пород преобладают, или, по крайней мере, очень широко представлены олигомиктовые и даже мономинеральные разности, среди глин велика доля каолинитовых. В зонах умеренного климата гумидного типа литогенеза формируются многие фосфаты, кремнистые породы – диатомиты, трепела, опоки, в более теплых условиях – карбонатные породы, преимущественно известняки. Правда, сейчас установлено довольно много «внетропических» карбонатных отложений, формирование которых происходило в средних широтах с умеренными положительными среднегодовыми температурами. Специфическими именно для данного типа литогенеза являются такие породы, как бокситы, железистые и марганцевые руды, в значительной степени каменные угли и горючие сланцы – глинистые породы, резко обогащенные органическим веществом преимущественно сапропелевого типа.

Диагенез осадков гумидного типа литогенеза наиболее сложный и полный, поскольку на дне и в осадках всегда обильны организмы, в том числе микробиальные сообщества и здесь протекают все те процессы, которые описаны в разделе о диагенезе (см. главу 12).

Для обстановок ***аридного литогенеза*** определяющими условиями являются положительные и часто весьма высокие среднегодовые температуры и одновременно резкий дефицит влаги, явное преобладание испарения над количеством атмосферных осадков. При этом во многих случаях при общей сухости сезонные и даже суточные колебания температур весьма значительны. Эти условия определяют относительную скудность органического мира и соответственно ограниченное влияния биоты на все процессы литогенеза.

Среди процессов физического выветривания увеличивается роль дробления, вызванного резкими колебаниями температур. При химическом в целом ослабленном выветривании сокращается вынос щелочно-

земельных элементов, оно идет по щелочному пути. Дело в том, что при отсутствии органического вещества и гумусовых кислот щелочи не нейтрализуются, поэтому вместо каолинита образуются смектиты. В связи с относительной ограниченностью химического выветривания образующийся обломочный материал в значительной мере полимиктовый. Подтягивание к поверхности капиллярными силами грунтовых вод и их испарение ведет к засолонению почв карбонатами кальция и магния, сульфатами кальция и более растворимыми солями вплоть до нитратов – появлению выцветов природной селитры.

Среди агентов переноса существенно возрастает значение эолового переноса обломочного материала. Что касается водной транспортировки, то относительно увеличивается доля переноса временными потоками. В аридной зоне существуют и отдельные реки и моря, где перенос и осаждение происходит по законам механической дифференциации с образованием соответствующих структур и текстур пород. Существенно увеличивается перенос растворенных веществ, поскольку водоемы аридной зоны – озера и моря, особенно внутренние, полуизолированные часто характеризуются повышенной соленостью.

Меняется и соотношение способов осаждения. Как обычно, велика роль механического осаждения материала, переносимого ветром и водой, но возрастает, а местами и явно доминирует чисто хемогенное осадконакопление при резко ограниченном биогенном.

Специфичен и набор, и характер пород аридного типа литогенеза.

Как и везде присутствуют обломочные породы, хотя и несколько иных генетических типов. Сокращается доля аллювиальных образований, но возрастает количество эоловых, в горах и предгорьях – коллювиальных отложений. Достаточно разнообразен вещественный состав обломочного материала. Дело в том, что собственный материал этой же климатической зоны полимиктовый, но сюда поступает заметное количество более зрелого мономиктового и олигомиктового материала из смежных гумидных зон, хотя доля его в общем балансе относительно ограничена. Своеобразием обломочных пород аридной зоны, особенно субаэральных наземных, является состав их цемента. Изначальное засолонение почв обусловливает повышенную карбонатность (порядка 10–20 %), то есть образуется карбонатный цемент, причем карбонаты никак не связаны с водными условиями. Аналогично образуются, хотя и более редко сульфатные цементы, ограниченно, в виде стяжений и гнезд встречается целестин. Отсутствие гуминовых и вообще органических кислот, которые растворяют соединения железа, способствует образованию красноцветов с железистым гематитовым и лимонитовым цементом. Однако подобные образования развиты лишь с девона, поскольку более древние красноцветы известны и в гумидных зонах (см. ниже). Среди глинистых пород преобладают гидрослюды, минералы группы монтмориллонита, появляются магнезиальные силикаты и алюмосиликаты – сепиолит и палыгорскит.

Специфическими, характерными именно для аридного литогенеза, являются чисто хемогенные эвапориты – гипсы, ангидриты, ка-

менная и калийные соли и другие, менее распространенные породы этого типа.

На границах с гумидной зоной образуются карбонатные породы, преимущественно доломиты и связанные с ними руды свинца и цинка, месторождения меди в песчаниках.

Своеобразен и диагенез отложений аридной зоны. Не столь интенсивно как в гумидной зоне, из-за ограниченного количества организмов и органического вещества, происходят обусловленные ими восстановительные процессы. Среди солевых пород преобладают процессы трансформации метастабильных минеральных форм в стабильные, например, астраханит переходит в эпсомит и далее кизерит, мирабилит в тенардит и др.

Учение Н.М. Страхова о климатических типах литогенеза было разработано для континентального сектора стратисферы – областей суши, эпиконтинентальных морей и, частично, окраинных частей океана. Вопрос о распространении климатических типов на океанические пространства вызвал оживленную дискуссию, поскольку влияние основных климатических факторов – температуры и влажности, на первый взгляд, в океанах отсутствует. Температура в придонном слое, где собственно и происходит осадконакопление, постоянная и относительно низкая. При этом температура поверхностного слоя, где в основном обитают организмы, влияющие на осаждение материала, связана с широтой и это оказывает решающее значение на происходящие здесь процессы. Однако, фактически была установлена зональность распределения разных типов осадков в разных климатических зонах Мирового океана, в целом повторяющая аналогичную зональность на континентальном блоке. А именно характер осадков и пород, в конечном счете характеризует тип литогенеза (рис. 14.3).

Разработка учения о климатических типах океанического литогенеза заслуга академика А.П. Лисицына, опубликованные материалы которого по этой проблеме достаточно многочисленны [Лисицын, 1977-1, 2, 1981, 2001, 2008 и др.].

В отличие от континента в океане практически отсутствует, или, точнее, крайне незначительно образование осадочного материала за счет выветривания, за исключением относительно ограниченных объемов эдафогенных осадков. Преобладающая часть материала, как обломочного, так и растворенного поступает в океан с суши, причем агенты его переноса в разных климатических поясах во многом аналогичны таковым в соответствующих зонах суши и шельфовых морей.

В целом, как отмечает А.П. Лисицын, «... главная часть осадочного материала, захваченного в определенных зонах суши, в океане распределяется в основном в пределах тех же климатических зон» [Лисицын, 1981].

Установленные для современного океана закономерности в определенной степени характерны для всего кайнозоя и частично позднего мезозоя, но в каких-то чертах изменяются для более древних эпох. Это связано прежде всего с различным положением континентов и развитых

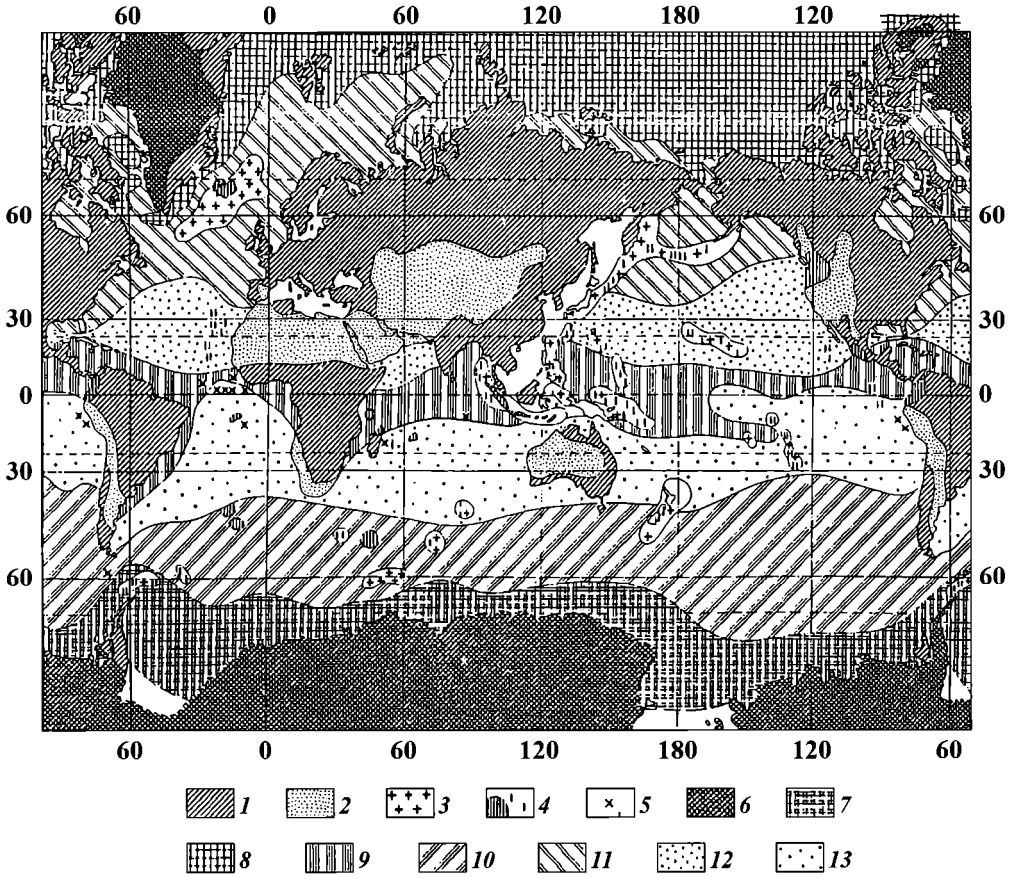


Рис. 14.3. Схема литогенеза на суше, в морях и океанах (Лисицын, 1981).
Типы литогенеза на суше и некоторых морях: *1* – гумидный; *2* – аридный; *3* – эффузивно-осадочный (на суше и в океане); *4* – вулканы и вулканические области; *5* – единичные извержения; *6* – области современного оледенения (ледовый литогенез).
Зоны литогенеза в океанах и морях: *7* – ледовая (южная айсберговая); *8* – ледовая северного полушария; *9* – гумидная экваториальная; *10* – гумидная южного полушария; *11* – гумидная северного полушария; *12* – аридная северного полушария; *13* – аридная южного полушария

на них речных систем, наличием или отсутствием оледенений и т.д., но в той или иной, более контрастной, или, напротив, более сглаженной форме климатическая зональность существовала практически всегда.

Из приполярных областей обломочный материал всегда поступал в океан путем ледового переноса и, при наличии в этих районах континентальных массивов, соответствовал им по составу коренным породам этих континентов. Зона подобных ледово-маринных отложений широким поясом окаймляет, например, Антарктиду.

В полном соответствии с климатической зональностью характера выветривания на суше в областях ледового климата, в океан посту-

пает материал, представленный почти наполовину грубыми обломками, на 40–50 % зернами песчано-алевритовой размерности и лишь 3–5 % приходится на пелитовый материал. При этом в составе последнего преобладают хлорит, гидрослюды. Минеральный состав обломочных зерен разнообразен и включает, в том числе, нестойкие минералы.

В гумидной экваториальной зоне грубообломочного материала около 6 %, а глинистого уже 67 % (в умеренной гумидной зоне доминирует песчано-алевритовый материал). Резко сокращается количество неустойчивых минералов, особенно полевых шпатов. Среди глинистых минералов появляются монтмориллонит и смешанослойные; в экваториальной зоне явно преобладают каолинит, смешанослойные, появляется гиббсит.

Гранулометрия отложений аридной зоны занимает промежуточное положение между ледовой и гумидной (рис. 14.4). При этом важно подчеркнуть, что в аридный пояс океана, в отличие от других климати-

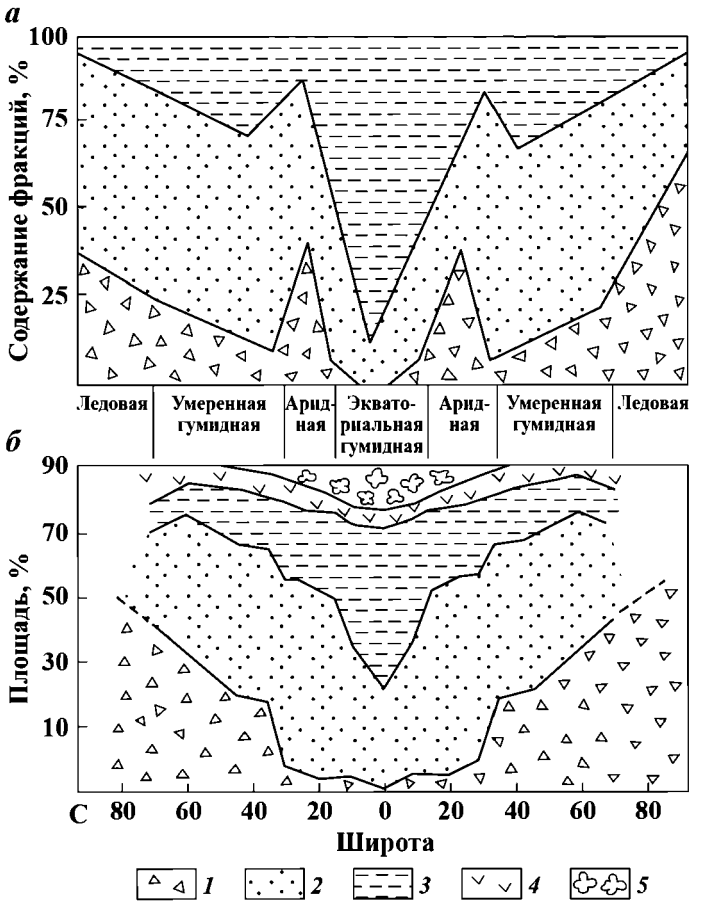


Рис. 14.4. Зональность подготовки терригенного материала в корах выветривания на континенте (*а*) и распределения типов осадков на шельфе (*б*) (Лисицын, 1981):
1 – грубообломочный материал; *2* – песчано-алевритовый материал; *3* – пелитовый материал; *4* – биогенный материал (ракушечники); *5* – коралловые постройки на шельфе

ческих поясов, в значительном, а может быть и преобладающем количестве, обломки поставляются путем эолового переноса в виде аэрозолей тонкозернистого материала, поднятого ветрами на суше и переносимого в океан в широтном направлении. В целом это определяет относительно тонкозернистую структуру терригенных осадков, равно как и достаточно широкий минералогический спектр обломков, где преобладают кварц, полевые шпаты и глины.

Еще более четко климатическая зональность в океанах проявляется в осаждении растворенных веществ, которое практически полностью происходит биогенным путем, причем ведущее значение в этом процессе имеют планктонные организмы и, прежде всего, фитопланктон.

Гумидные зоны и частично прилегающие к ним части ледовых – это области развития диатомей и радиолярий, что и определяет формирование трех поясов пелагического кремненакопления – северного диатомового и радиоляриево-диатомового, южного, преимущественно диатомового и экваториального, преимущественно радиоляриевого (подробнее см. главу 7). В осадках этих климатических поясов максимальны и концентрации рассеянного органического углерода.

Карбонатосаждающий планктон в виде главным образом птеропод и фораминифер развит преимущественно в аридных климатических зонах. По ряду причин (биопродуктивность, условия поступления органического материала в осадок и его захоронение) в осадках аридных зон содержания органического углерода невелико. Добавим, что мало содержание органического вещества и в осадках ледовых обстановок. Основная причина последнего – недостаток света и как следствие – относительно низкая продуктивность фитопланктона.

Различия в характере и интенсивности накопления материала ведут к количественным различиям отложений разных климатических поясов. В пелагических областях океанов мощности осадочного чехла в общем не велики и не превышают 1000 м, (в среднем, по данным А.П. Лисицына, 459 м), но в аридных зонах они обычно менее 100 м.

В определенной степени своеобразие диагенеза в зависимости от климатических зон, установлено сейчас и в глубоководных океанических осадках. Так, формирование известных железо-марганцевых конкреций приурочено к аридным зонам с ограниченным поступлением органического вещества и минимальными скоростями седиментации.

Таким образом, климат через среднегодовые температуры, влажность и развитие биоты определяет тип и интенсивность многих процессов основных стадий литогенеза – выветривания, переноса и осаждения материала, во многом характер диагенетических процессов, и в конечном итоге – наборы осадочных пород и многие их характеристики.

В настоящее время выясняется, что климатическая обстановка влияет не только на состав и наборы пород, но, в значительной степени и на строение осадочных комплексов, сформированных в одинаковых тектонических, но разных климатических условиях.

В качестве примера можно привести различия в составе и строении бентоногенных в своей основе карбонатных формаций древних плат-

форм в зонах аридного и гумидного климатов (рис. 14.5). Различаются две рассматриваемые карбонатные формации в частности по характеру латеральных изменений состава и строения.

Образование таких формаций происходило в обширных эпиконтинентальных морях, то есть на шельфах океанов и их общая площадь определяется практически шириной таких шельфов. В рифее и палеозое она составляла первые тысячи километров и последовательно сокращалась к мезозою и кайнозою. Во всех случаях моря были связаны с Мировым океаном, водообмен с которым обусловливал постоянное поступление вод среднеокеанической солености. На бровках шельфов могли формироваться рифовые системы, которые, однако, не оказывали принципиального влияния на подобный водообмен. Важно подчеркнуть, что поступление вод в целом является односторонним – со стороны океана.

В гумидной зоне привнос пресных вод с суши был достаточно интенсивен, но в целом опреснение распространялось на сравнительно узкую прибрежную зону и не оказывало кардинального влияния на общую соленость и гидрохимию эпиконтинентальных морей.

В подобных условиях ограниченного испарения даже при одностороннем питании бассейна гумидной зоны соленость водоема оставалась более или менее постоянной на всей его акватории, морская биота была

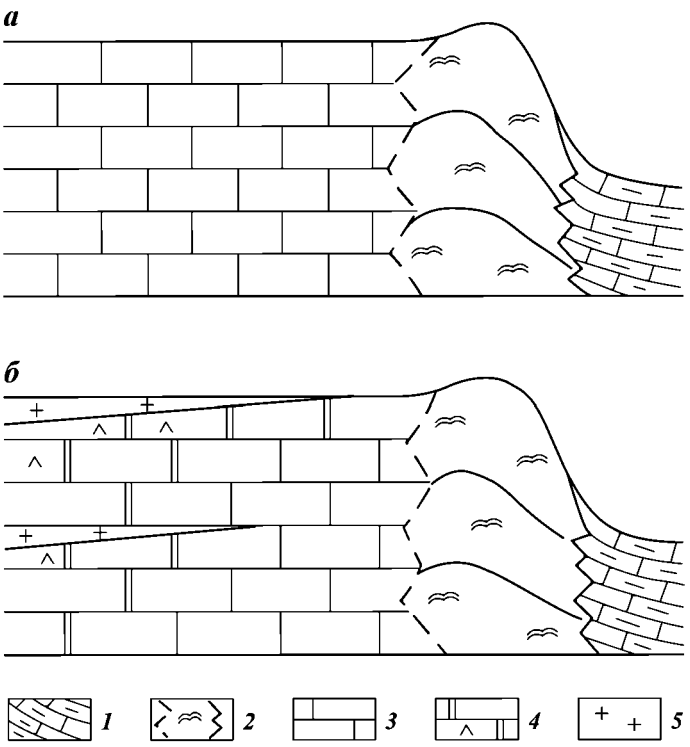


Рис. 14.5. Схема латеральных изменений платформенных карбонатных формаций гумидной (*а*) и аридной (*б*) климатических зон (соотношение масштабов не соблюдено):
1 – отложения водоемов среднеокеанической солености, связанных с Мировым океаном; *2* – зона возможного развития рифов; *3* – область преимущественного развития известняков, в том числе органогенных; *4* – то же доломитов, местами с гипсами и ангидритами; *5* – гипсы, ангидриты, каменная соль

обильна и разнообразна. В итоге на всей площади водоема отлагалось известняки, в основе своей преимущественно органогенные. Другими словами, состав, структура и строение карбонатных формаций гумидных зон были постоянны практически по всей площади их распространения. Это, безусловно, не исключало каких-то относительно локальных изменений.

В бассейнах же аридной климатической зоны ситуация была существенно иной. Поступление пресных вод с суши либо отсутствовало, либо было ограничено устьями редких рек. Интенсивное испарение в проксимальных частях бассейна вблизи края шельфа частично компенсировалось поступлением океанических вод, соленость поддерживалась на уровне среднеокеанической. Здесь отлагались осадки, аналогичные осадкам водоемов гумидных зон – преимущественно известняки биогенные в своей основе. По мере движения от океана к берегу эпиконтинентального моря испарение уже не восполнялось, не компенсировалось притоком океанических вод и здесь соленость последовательно возрастала. Это вело вначале к угнетению и обеднению стеногалинной фауны, появлению толерантных к солености микробиальных сообществ и, как следствие, постепенной смене органогенных известняков известняками биохемогенными, микрозернистыми, а затем и доломитами. В дистальных, примыкающих к суше участках формаций появлялись сульфаты, вначале в виде включений и вкрапленников, а затем и отдельных пластов и пачек. Таким образом, строение мелководных карбонатных формаций аридной зоны резко асимметрично. Во-первых, происходит последовательная смена состава пород – от известняков к доломитам и солям (обычно сульфатам кальция – гипсам и ангидритам). Во-вторых, меняется строение формаций – относительно однородный разрез становится в значительной мере дифференцированным, в разрезе чередуются известняки, доломиты, гипсы (ангидриты) и даже пачки каменной соли.

Подобная асимметрия установлена, в частности, на примере вендкембрийских отложений Сибирской платформы, девонских Западной Канады, пермских Восточно-Европейской платформы и в других районах [Кузнецов, 1992].

Завершая рассмотрение вопроса о влиянии климата на осадочный процесс, следует сделать два замечания.

Во-первых, границы между типами литогенеза не резкие, размытые, в приграничных областях существуют взаимопереходы и достаточно сложные взаимоотношения, материал из одной климатической зоны может поступать в смежную и тем самым нивелировать специфику данного типа литогенеза.

Во-вторых, изменения климата в глобальном масштабе в геологической истории меняли соотношения площадей развития климатических зон и типов литогенеза, объемов различных отложений, а во многом и характер строения осадочных комплексов.

Так, в периоды глобальных похолоданий и массовых оледенений огромные массы воды переходили в лед и уровень Мирового океана

значительно понижался, происходили глобальные гляциоэвстатические регрессии. Только за время последнего, далеко не самого мощного, оледенения 20–30 тысяч лет назад уровень океана был на 130–140 м ниже современного. В периоды подобных похолоданий расширялись области нивального климата и соответствующего типа литогенеза. Но было и еще одно важное следствие. Эти периоды были одновременно эпохой резкой климатической контрастности, сухости атмосферы, появления обширных аридных областей. Одновременно, снижение уровня моря вело к появлению отмелей, и как следствие – к в той или иной мере изоляции многих бассейнов, что в условиях аридизации определяло интенсивное соленакопление. При таянии ледников развивалась глобальная трансгрессия с образованием трансгрессивного строения осадочных толщ.

14.3. РОЛЬ ЖИЗНИ И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

Мощнейшим фактором, влияющим на ход и результаты осадочных процессов на всех стадиях литогенеза и во многом их определяющим, является живое вещество как совокупность всех организмов – бактерий, грибов, растений, животных – и продуктов их жизнедеятельности.

Громадное значение биоты, органической жизни, живого вещества, выраженного в химическом составе организмов, их суммарной массе, в характере размножения и роста, воздействии на окружающую среду, как мощнейшего геологического фактора, впервые осознал, четко сформулировал и аргументировал выдающийся отечественный ученый-энциклопедист академик В.И. Вернадский. Геологическое значение жизни, в том числе в осадочном процессе – одно из важнейших из них. Разработка учения о биосфере и роли биоса в геологических процессах – одна из величайших заслуг В.И. Вернадского в мировой науке.

Основой жизни, началом всех ее проявлений и процессов является усвоение организмами-автотрофами солнечной энергии и генерирование органического вещества, которое обусловливает возможность развития остальных групп организмов-гетеротрофов. Таким образом, фотосинтезирующие организмы (не касаясь древнейших хемосинтезирующих, а также относительно недавно обнаруженных глубоководных организмов, использующих энергию подводных гидротерм – «черных курильщиков») – это мощные аккумуляторы солнечной энергии. Подсчеты разных авторов оценивают потребление углерода современными автотрофами величиной $5 \cdot 10^{10}$–$1{,}7 \cdot 10^{11}$ т. Даже минимальная цифра обеспечивает накопление, аккумуляцию $4 \cdot 10^{17}$ ккал энергии. При этом из атмосферы извлекается лишь $2 \cdot 10^{10}$ т, а из гидросферы, точнее растворенного в воде углекислого газа $1{,}55 \cdot 10^{11}$ т углерода. По другим данным суммарная продукция биомассы в год только в морских организ-

мах составляет 1,0–1,1·10^{11} т, что соответствует суммарной энергии 2,2·10^{17} ккал.

Учение В.И. Вернадского о геологической роли жизни обобщено в виде трех форм биогенной миграции. Применительно к осадочному процессу эти три формы биогенной миграции, следующие одна за другой, практически реализуются на всех стадиях осадочного породообразования – при выветривании, переносе, осаждении, в диагенезе, а в значительной степени и катагенезе.

Первая форма – это разложение горных пород на поверхности Земли под действием биогенных факторов с образованием остаточного твердого вещества и растворимых соединений, которые вовлекаются в последующее перемещение (миграцию в узком смысле слова).

Кроме того, может быть несколько вне понятия биогенной миграции, организмы воздействуют на окружающую среду, определяя те или иные геохимические обстановки. Это косвенное, опосредованное влияние на осадочный процесс менее заметно внешне, но не менее, а может быть и более важно, поскольку определяет самые общие геохимические обстановки во внешних геосферах, что по сути обусловливает характер самого осадочного процесса.

По сути дела, это разные виды участия организмов в подготовке, создании осадочного материала на стадии выветривания. С одной стороны, живые организмы как фактор физического выветривания способствуют дроблению исходных пород за счет «техники жизни» – сверления, внедрения корней растений, создания «построек-жилищ» и т.д. Неизмеримо большее влияние оказывают продукты разложения органического вещества, которые ускоряют, а часто и определяют химические реакции растворения и разложения исходного вещества.

Вторая форма – усвоение организмами из растворов, атмосферы и из пород, и прежде всего почвы, биогенных элементов, а также элементов примесей и накопление их организмами. Это усвоение реализуется двояко. Некоторые элементы входят непосредственно в состав живого вещества. Это прежде всего C, O, H, N, K, Fe, V и некоторые малые элементы. Другие входят в состав скелетов организмов. Это кремний, кальций, те же углерод, кислород (образуют опал, арагонит, кальцит и др. минералы), в меньшей степени магний, стронций и другие элементы.

Совершенно естественно, что в очень большой степени организмами усваивается углерод. Отношение средней величины содержания элемента в организмах к среднему содержанию в литосфере названо кларком концентрации или биофильностью и этот показатель для углерода очень велик. Так, в живом веществе в среднем его в 800 раз больше, чем в литосфере. В процессе преобразования органического вещества в диа- и катагенезе клак концентрации еще более повышается до 2600 в торфе, 3500 в каменном угле, 4200 в антраците, 3700 в нефти [Перельман, Касумов, 1999].

Биогенный углерод переходит в осадки и породы в форме рассеянного органического вещества. Повторим, что кларк его в осадочных от-

ложениях составляет по разным подсчетам 0,54–0,62 % [Вассоевич и др., 1973, Ронов, 1993]. В итоге в течение неогея, то есть за последние 1600 млрд лет в осадочных породах захоронилось по оценке А.Б. Ронова $109{,}5 \cdot 10^{20}$ г органического углерода, а с учетом субдукции осадочных пород с поздней юры – $113{,}2 \cdot 10^{20}$ г. Н.Б. Вассоевич для континентального сектора приводит цифру $72 \cdot 10^{20}$ г.

Концентрация некоторых элементов в организмах возрастает на несколько порядков, относительно их содержания в среде обитания. Конечно, подобные значения никак не определяют образование осадочных пород или сколько-нибудь заметных минеральных выделений, но важен сам факт столь «ураганных», обусловленных жизнью концентраций. Для того же углерода это явление приобретает уже настоящее «породообразующее» значение. Так, концентрация CO_2 в атмосфере, которую усваивают растения, составляет примерно 0,03 %, а кларк концентрации относительно литосферы составляет 0,4. В древесине кларк концентрации равен 2100, а если пересчитать относительно значений в атмосфере, увеличение концентраций составит уже более 5000 раз.

По сути дела это усвоение вещества организмами ведет и к его дальнейшему, и очень скорому, переводу в осадок. О масштабах подобного процесса для органического углерода можно судить по приведенным выше цифрам, значения которых находятся на уровне 10^{21} г.

В еще больших масштабах подобное породообразование осуществляется за счет скелетного вещества организмов. Абсолютное большинство организмов строит свой скелет из карбоната кальция и их остатки слагают мощнейшие толщи органогенных в своей основе известняков. В ряде случаев скелеты сложены магнезиальным кальцитом и тогда в осадок поступает также магний. На втором месте по объему находятся кремнистые породы – диатомиты, радиоляриты, трепелы, опоки, материал которых изначально образован опаловыми скелетами соответствующих организмов. Аналогичным образом поступают в осадок фосфаты, причем в некоторых случаях формируются фосфатные породы, представляющие собой интерес как промышленные месторождения. Таковы раковинные фосфориты, сложенные остатками беззамковых брахиопод – оболусов, некоторые скопления костного детрита рыб. Последние, кроме того, обогащены вплоть до промышленных значений, ураном, редкоземельными элементами. Со скелетами древних радиолярий – спумелярий, которые строили свою раковинку из целестина, поступает в осадок стронций. Концентрации последнего в битуминозно-кремнистых относительно глубоководных отложениях несколько повышены [Кузнецов, 1975].

Важным механизмом осаждения вещества организмами, особенно в океанах, является биофильтрация. При этом идет осаждение не растворенного, а взвешенного материала. Основной вид питания зоопланктона – фильтрация вод и усвоение из них бактерий, фитопланктона и т.д. Вместе с ними через организм попадают и взвешенные в воде частицы микронного размера. Последние из-за броуновского движения будут всегда находиться во взвеси и никогда не осядут, но в организме свя-

зываются в более крупные комочки – пеллеты, которые уже и осаждаются. Мощность подобного механизма, его продуктивность огромны. Подсчеты показывают, что весь объем воды Мирового океана вместе с взвешенным в ней осадочным веществом прокачивается через организмы за 1–1,5 года (см. также главу 11).

Наряду с осаждением материала непосредственно, то есть процессом, определяющим состав отложений, биота влияет и на строение – структуру и, в значительной степени, текстуру образующихся осадков, а затем и пород. Таковы структуры подавляющего количества карбонатных и многих кремнистых пород, текстуры биотурбации, строматолитовые текстуры и др. Кстати, строматолитовые текстуры кроме карбонатных пород, образование которых непосредственно обусловлено жизнедеятельностью цианобактерий, установлены в породах, образование которых с биосом непосредственно не связаны – в ангидритах, баритах и др. По-видимому, микробиальные сообщества, устойчивые к экстремальным, не переносимым другими организмами условиям, создают некую матрицу, основу, которая и фиксируется затем соответствующими абиогенными породами.

Наконец, третья форма биогенной миграции В.И. Вернадского – накопление, разложение и минерализация (фоссилизация) отмерших органических остатков. Микробиальная биота, как донная, так и обитающая в осадке обусловливают и основные диагенетические процессы, связанные с окислительно-восстановительными и кислотно-щелочными свойствами среды, которые и создаются в результате жизнедеятельности организмов и последующего разложения органического вещества мортмассы.

Крайне важно и опосредованное влияние жизни на осадочный процесс за счет создания геохимической среды осадкообразования и осадконакопления. Появление фотосинтезирующих организмов и прежде всего цианобактерий привело к генерации свободного кислорода. Подробнее о истории становления окислительной атмосферы будет сказано ниже, здесь же отметим, что по крайней мере уже более 2 млрд лет осадкообразование и осадконакопление происходят в окислительной обстановке, процессы окисления стали ведущими, или, по крайней мере, важными в истории осадочного породообразования. С другой стороны, само органическое вещество явилось активным восстановителем, правда, в определенных более локальных зонах и на постседиментационных стадиях. С этого времени начались процессы диагенеза в наиболее полной, рассмотренной в пособии о стадиальном направлении, форме.

Кроме того, биота влияет и в значительной степени определяет также кислотно-щелочные условия среды. Это реализуется, по крайней мере, двумя способами. Прежде всего, автотрофы используют в процессе фотосинтеза CO_2, и снижают тем самым кислотность среды, поскольку разрушают угольную, хотя и слабую кислоту ($CO_2 + H_2O \rightarrow$ $\rightarrow H_2CO_3 \rightarrow 2H^+ + CO_3^{2-}$), что ведет к повышению щелочности и, в том числе, биохимическому осаждению карбонатов кальция и магния. По-

дробно и на строгом научном уровне эти процессы рассмотрены академиком Г.А. Заварзиным (2002). Именно в периоды мощного усвоения и удаления углекислого газа из морской воды и связанной с ней атмосферы при практически полном отсутствии гетеротрофов, которые, напротив, в процессе дыхания его выделяют, шло накопление огромных масс карбонатных преимущественно строматолитовых существенно магнезиальных по составу пород в докембрии.

Второй, видимо, менее масштабный и противоположный по сути путь изменения кислотно-щелочных условий – разложение самих органических веществ с образованием органических кислот и соответственно кислых сред. Подобные процессы наиболее ярко проявляются в болотах, а также обогащенных органическим веществом илах на стадии диагенеза. В таких условиях формируются угли и некоторые горючие сланцы.

Таким образом, воздействие жизни на осадочный процесс двояко. Прямое проявление – это извлечение вещества из атмосферы, гидросферы и частично литосферы с образованием твердых продуктов в виде соответствующих пород – карбонатных, кремнистых, фосфатных, каустобиолитов, а также осаждение крайне тонкодисперсных веществ в результате биофильтрации. Второе, косвенное, воздействие – это создание геохимической среды – окислительной или восстановительной и кислотно-щелочной, которые, в свою очередь, и определяют те или иные осадочные процессы и их динамику.

ГЛАВА 15
ОСНОВНЫЕ ОБЛАСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

15.1. ОСНОВНЫЕ ОБЛАСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Осадочное породообразование происходит практически на всей поверхности планеты, как в ее океаническом, так и континентальном секторе. В пределах континентов даже на щитах древних платформ имеется тот или иной слой почвы – первого экзогенного образования. В океанах, в частности, на срединно-океанических хребтах, имеются зоны без осадков, откуда сносится обломочный материал, слагающий эдафогенные отложения, но абсолютно большая часть океанического дна покрыта теми или иными осадками.

В настоящей главе очень коротко, по сути дела конспективно, будут приведены сведения о соответствующих обстановках осадконакопления. Более подробные сведения обычно излагаются в учебных изданиях по фациальному анализу (см., например, [Алексеев, 2003, Безбородов, 2000, Крашенинников, 1971, Кузнецов, 2012, Цейслер, 2009 и др.]. Само понятие о фациях и фациальном анализе кратко рассмотрено в следующей главе.

Спектр континентальных обстановок осадконакопления, равно как и типы образующихся отложений весьма широк. В горных и предгорных районах в условиях контрастного расчлененного рельефа преобладают обломочные, в том числе грубообломочные породы – коллювильно-делювиальные и пролювиальные образования. Подчиненное значение имеют аллювиальные, также часто грубообломочные отложения, местами ледниковые, а также образования высокогорных озер.

В равнинных условиях среди осадочных образований необходимо отметить прежде всего элювий – образования кор выветривания и их верхних горизонтов – почвы. При этом мощности и минеральный состав кор выветривания в громадной степени обусловлен климатической зоной их образования. В аридной климатической зоне в пустынях, а также на некоторых побережьях гумидных зон формируются эоловые отложения.

Достаточно широко развиты озера и болота и, соответственно, лимнические отложения, главным образом, песчано-глинистые. В гумидном

климате эти отложения нередко обогащены органическим веществом с образованием сапропелей, гиттии, торфа; в аридной появляются карбонаты и соленосные осадки, известны озерные диатомиты.

Активное осадконакопление происходит в зонах перехода континентов в моря и океаны. Это собственно прибрежно-морские обстановки пляжей и литорали, с одной стороны, лагуны и лиманы, с другой. Для каждой из них характерна преимущественно терригенная, а местами, в аридных зонах, эвапоритовая седиментация. Наконец, наиболее активное накопление терригенного материала происходит в дельтах рек, особенно крупных. Так, площадь только наземной части дельты рек Ганга и Брахмапутры составляет 80–100 тыс. км^2, а подводной более 2 млн км^2. Объем осадочного материала этой дельты достигает 5 млн км^3 при максимальной мощности до 16 км.

Основная часть осадочного материала поступает в конечные водоемы стока – моря и океаны. Существенно различны моря по морфологии – плоские мелководные и котловинные значительной глубины, а также по положению относительно континентов. Существуют моря внутриконтинетальные и краевые, то есть имеющие прямые связи с Мировым океаном и обладающие поэтому среднеокеанической соленостью. В противоположность этому имеются полуизолированные моря с затрудненным водообменом с отклоняющейся поэтому от среднеокеанической соленостью, как в сторону понижения, так и повышения (соответственно, в областях гумидного и аридного климата). Естественно, что характер отложений в столь различных обстановках резко различен: здесь могут формироваться и формируются практически все известные типы осадочных пород, исключая разве только торфяники и угли.

Вместе с тем, в Мировом океане в целом осадконакопление имеет четко выраженную зональность, причем устанавливается три ее типа.

Циркумконтинентальная зональность связана с поступлением осадочного материала с суши и определяется наличием трех крупнейших морфоструктурных областей океанов – мелководного шельфа, континентального склона и глубоководной области. Она выражается в накоплении основной массы обломочного материала (по А.П. Лисицыну 92,2 %) в приконтинентальной области, что служит одним из показателей глобальной дифференциации вещества в осадочном процессе. В этой области у подножия континентального склона располагается один из уровней «лавинной седиментации» [Лисицын, 1988], локализующейся главным образом в зонах подводных конусов выноса и окраинных морях. Мощность осадочных образований достигает 10–15 км, а скорость осадкообразования 500–1000 мм/1000 лет. Важнейшие факторы среды здесь – резкие перепады глубин, что определяет развитие оползневых и турбидитных процессов, а также активная гидродинамика.

В связи с высокой скоростью седиментации на склонах и их подножиях формируются линзовидные осадочные тела с уменьшающейся мощностью или даже выклинивающиеся как к шельфу, так и в сторону глубокого моря, с первично наклонным залеганием. Отмечается смещение этих линз со временем в сторону впадины.

Как указано выше, такие тела получили название клиноформенных и известны не только на континентальных склонах, но и в более мелководных зонах; принципиально важно лишь наличие перегиба и активное одностороннее поступление осадочного материала.

Широтная (климатическая) зональность определяет биологическую продуктивность и в значительной степени тип организмов, минералогию их скелетов и, соответственно, характер осадков – так образуются три широтных пояса пелагических кремнистых фаций (экваториальный, преимущественно радиоляриевый, и два преимущественно диатомовых в умеренных широтах). Карбонатонакопление локализуется лишь в теплых климатических зонах, практически тропических; оно тесно связано с третьим типом зональности – вертикальной.

Вертикальная зональность обусловлена критической глубиной карбонатонакопления, которая изменяется от 3–4 км в умеренных широтах до 5 км на экваторе. Выше этой глубины в пелагической зоне при благоприятном климате формируются обычно карбонатные осадки, ниже – кремнистые (в зонах высокой биологической продуктивности) или полигенно-глинистые (в зонах низкой продуктивности). Климат определяет и появление в приконтинентальной зоне водоемов аномальной солености.

Этим же типам зональности подчинено и распределение в осадках органического углерода, причем ведущая зональность – циркумконтинентальная. Подавляющая часть органического материала осаждается в приконтинентальной области. Здесь образуются две зоны повышенных концентраций: мелководная, включающая осадки заливов, лагун, бухт, внутренних морей, где в составе органического вещества велика роль гумусовой составляющей, в частности за счет сноса с суши; и глубоководная, представленная илами континентальных склонов и подножий. Здесь, особенно в зонах апвеллинга, содержание $C_{орг}$ достигает 12–14 %. Абсолютные массы органического вещества (ОВ) в красных глубоководных глинах на два порядка ниже, чем в терригенных осадках подводных окраин. Широтная зональность проявляется в виде двух высокоширотных (бореальной и приантарктической) и экваториальной зон повышенных концентраций, однако градиенты концентрации $C_{орг}$ в широтном направлении на порядок ниже, чем в направлении берег – пелагиаль. Вертикальная зональность проявляется в снижении концентраций $C_{орг}$ с глубиной, что связано обычно и с удалением от суши.

15.2. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ. ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗРЕЗОВ

В результате осадконакопления формируются осадочные горные породы, причем формой их нахождение являются те или иные геологические тела, то есть образования более высокого – (надпородного)

уровня. В абсолютном большинстве случаев это слои, то есть геологические тела с четкими нижней (подошва) и верхней (кровля) границами, имеющими плоскую форму, при которой мощность (толщина) неизмеримо меньше площади распространения. Это обстоятельство нашло отражение и в общем названии осадочной оболочки Земли – стратисфера (от латинского stratum – пласт). Другие формы, например, массивы, в общем редки и являются скорее исключением.

В свою очередь, пласты объединяются в пачки, толщи, то есть представляют собой породно-слоевые ассоциации. При этом чередование слоев, как правило, подчиняется определенным закономерностям, имеет определенную повторяемость. Геологическое значение этого явления рассматривается в многочисленных статьях и монографиях, из которых следует отметить работы Л.Н. Ботвинкиной и В.П. Алексеева [1991], Ю.Н. Карогодина [1980], П. Дафф и др. [1971], а также сборники «Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносность» [1987], «Циклическая и событийная седиментация» [1985].

Терминология подобного явления – повторяемости – достаточно разнообразна, но в настоящее время более или менее устоялась, является относительно общепринятой и объединяется понятием цикличности.

Термином «***цикл***» определяется ***процесс, смена направленных и связанных во времени явлений, составляющих целостную совокупность***. Неоднократность появления, повторяемость циклов представляет собой ***цикличность***.

Если цикл – это процесс, то его вещественное, материальное, породное выражение предложено называть термином ***циклит***. Последний представляет собой ***комплекс естественных породных тел (в общем случае пластов, слоев), характеризующийся направленностью и непрерывностью изменения существенных вещественно-структурных свойств***.

Мера длительности процесса, то есть цикла, есть его ***период***, а регулярная более менее равномерная его повторяемость – это ***периодичность***.

В англоязычной литературе аналогом отечественного циклита является термин циклотема (cyclothem), который, однако, употребляется относительно редко и разделение процесса и его результата в виде набора пород относительно несложно определяется по контексту.

Описание некоторых циклитов в разных отложениях приведено ранее при описании отдельных петрографических типов пород, например, солевых.

В качестве примера напомним цикличность ленточных глин и, повторим, турбидитов.

Ленточные глины или варвы (по-шведски – «сезон», термин введен Де Геером в 1910 г.) представляют собой закономерное чередование слойков алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью 4–5 мм и глин мощностью 0,5–1,0 мм, которое наблюдается в озерных отложе-

ниях умеренных и относительно высоких широт, где четко различаются осенне-зимние и весенне-летние сезоны.

В турбидитах нижний элемент циклитов представлен зернистыми породами (песчаниками в кластических отложениях, обломочными известняками в карбонатных и т.д.) с отчетливой градационной слоистостью, то есть с уменьшением размера обломков снизу вверх. Это отложения собственно турбидитных потоков. Верхний элемент – тонкодисперсные породы – глины, планктоногенные известняки и т.д. Это уже результат спокойной – «частица за частицей» – нефелоидной седиментации. Нижняя и верхняя границы циклитов резкие, с перерывом и размывом.

Вообще подобные наборы: песчаник–алевролит–глина, мергель–глинистый известняк–известняк и др., достаточно часты в разрезах осадочных отложений.

В приведенных выше примерах и вообще во всех других видах циклитов важно отметить три принципиальных обстоятельства, иллюстрирующие и объясняющие приведенное в начале определение.

1. В каждом циклите отмечается направленное изменение свойств, причем принципиально важных, существенных, таких как, например, смена типов пород, состава, структуры и т.п.

2. Четкая направленность таких изменений – смена крупнозернистых песчаников мелкозернистыми, затем алевролитами и, наконец, глинами; уменьшение, а затем практическое исчезновение глинистого материала в глинисто-карбонатных разрезах и т.п.

3. Четкий и нередко с перерывом характер границ между циклитами и слабо выраженный между отдельными типами пород внутри них.

Подобное строение позволяет выделять «элементарный циклит», то есть такой, в котором при тех показателях, которые послужили основанием для его выделения (состав, структура и т.д.) более дробное разделение невозможно. Как правило, подобные элементарные циклиты многократно повторяются, образуя более сложную цикличность. Так, в соленосных толщах годовое (сезонное) чередование пород – соленосные глины и обогащенный глинистым материалом галит – чистый галит, объединяются в более крупные 11–12, 22–23-летние и т.д.

Если понятие циклита, как реально существующего вещественно-структурного объекта и закономерной породно-слоевой ассоциации и цикличности, как многократной повторяемости таких ассоциаций, более или менее общепринято, то этого нельзя сказать о мнениях об их происхождении.

Чаще всего традиционно используется представление о прямом влиянии тектоники, о трансгрессиях и регрессиях, существует понятие о трансгрессивных и регрессивных циклах. Все это действительно имеет место, но это лишь частный, хотя, возможно и частый случай. К примеру, цикличность субаэральных образований в принципе не связана с трансгрессиями и регрессиями.

Сейчас можно говорить, по крайней мере, о двух типах циклической седиментации – событийной, незакономерной и систематической,

регулярной. Соответственно выделяются два вида циклитов, которые получили название событийных и периодических (периодиты).

Первые возникают в результате стихийных, или, точнее, незакономерно, нерегулярно проявляющихся процессов. Наиболее ярким примером этого типа циклитов являются турбидиты. Вброс осадочного материала, который образует нижний элемент циклита, происходит неравномерно. Временные интервалы между событиями (в данном случае, появление потоков, несущих по склону грубый материал), то есть время непосредственно нефелоидной седиментации, может меняться в широких пределах. Серия подобных вбросов материала может следовать быстро друг за другом, но может разделяться и длительными, а главное, далеко не равными промежутками времени. При этом никаких трансгрессий и регрессий, никаких принципиальных тектонических прогибаний и подъемов не происходит. Старые осцилляционные представления о формировании флиша в результате частой смены трансгрессий и регрессий предполагали по сути дела тектоническую «лихорадку» района, нереальные непрерывные поднятия и опускания, не говоря о том, что не объясняли многих других особенностей состава и строения циклитов.

Циклиты второго типа формируются в течение относительно более равных промежутков времени, то есть с относительно равной периодичностью.

При этом причины их образования также разные. К примеру, отмеченные выше циклиты в ленточных глинах, в солях и некоторые другие, имеют сезонный характер, определяются в конечном счете изменением температур в течение одного года и формируются при постоянной глубине.

Известны циклиты и более длительного, нежели год, периода, формирование которых также обусловлено климатическими причинами, хотя бы частично. К примеру, в юрской и особенно меловой системах широко распространены отложения со своеобразным наслоением, получившие название известково-мергельного переслаивания или «пара известняк–мергель». Это циклически построенные толщи, отдельные элементарные циклиты которых состоят из двух компонентов – слоев мергеля или известковой глины и известняка, хотя это подразделение не всегда отчетливо выражено. Установлено, что палеотемпературы образования соответствующих элементов различались [Фролов, Джайкришнан, 1996]. А это, в свою очередь, определяло разную биологическую продуктивность и, соответственно, генерацию карбонатного материала и разную интенсивность поступления терригенного материала. Интересно, что длительность формирования этих циклитов примерно соответствует длительности циклов Миланковича – 21 тыс. лет, то есть периоду прецессии оси вращения Земли и 41 тыс. лет – эксцентриситету орбиты Земли [Найдин, 2004, Габдуллин, 2007 и др.].

Другими словами, появление подобной цикличности определяется положением Земли, ее океанической и континентальной частей, относи-

тельно Солнца и соответственно разным нагревом поверхности планеты, то есть, в конечном счете, астрономическими причинами.

Формирование других циклитов, а их, видимо, большинство, связано с изменением глубины водоема, которые далеко не всегда определяются трансгрессиями и регрессиями. В современной терминологии секвентной стратиграфии это называется изменением пространства аккомодации как пространства (объема), которое дает потенциальную возможность для накопления осадков и которое является функцией флуктуации уровня моря и прогибания.

А это «изменение расстояния» определяется, как было отмечено выше, сложным соотношением скоростей прогибания, изменения уровня моря, в том числе эвстатического, и скорости осадконакопления (интенсивности поставки обломочного материала, биогенного производства вещества, прежде всего карбонатного, скорости химического осаждения). Более того, вполне представима и реально существует ситуация, когда расширение площади моря, то есть трансгрессия, сопровождается одновременно тектоническим поднятием в какой-то его части (рис. 15.1), то есть обмелением, и наоборот.

Даже при однотипных в принципе колебаниях уровня моря состав и строение циклитов могут быть различны. Подробнее эти вопросы рассмотрены в специальной статье [Кузнецов, 2012]. В качестве примера можно показать различие в составе и строении разрезов упомянутых выше карбонатных платформенных формаций гумидной и аридной климатических зон (рис. 15.2).

Первое, самое заметное и на первый взгляд самое объяснимое различие заключается в вещественном составе – преимущественно известняковом в толщах, сформировавшихся в гумидном климате, и существенно доломитовом – в аридном.

Второе отличие – разное строение циклитов. В карбонатных толщах аридных зон они имеют трехчленное строение. В основании раз-

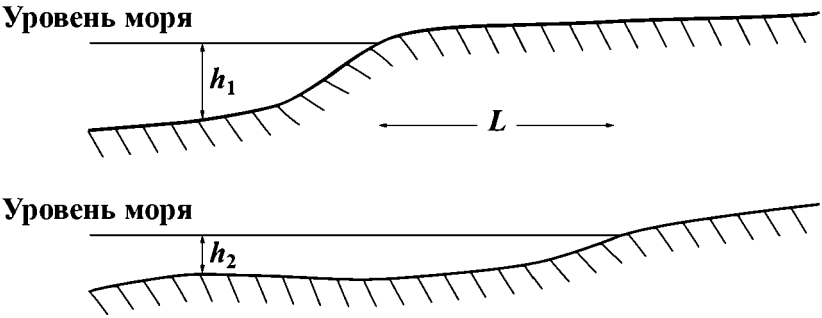


Рис. 15.1. Схема уменьшения глубины бассейна при одновременном расширении его площади (трансгрессии):
L – величина расширения бассейна (трансгрессии); h_1, h_2 – глубина бассейна в определенном месте до и после трансгрессии ($h_1 > h_2$)

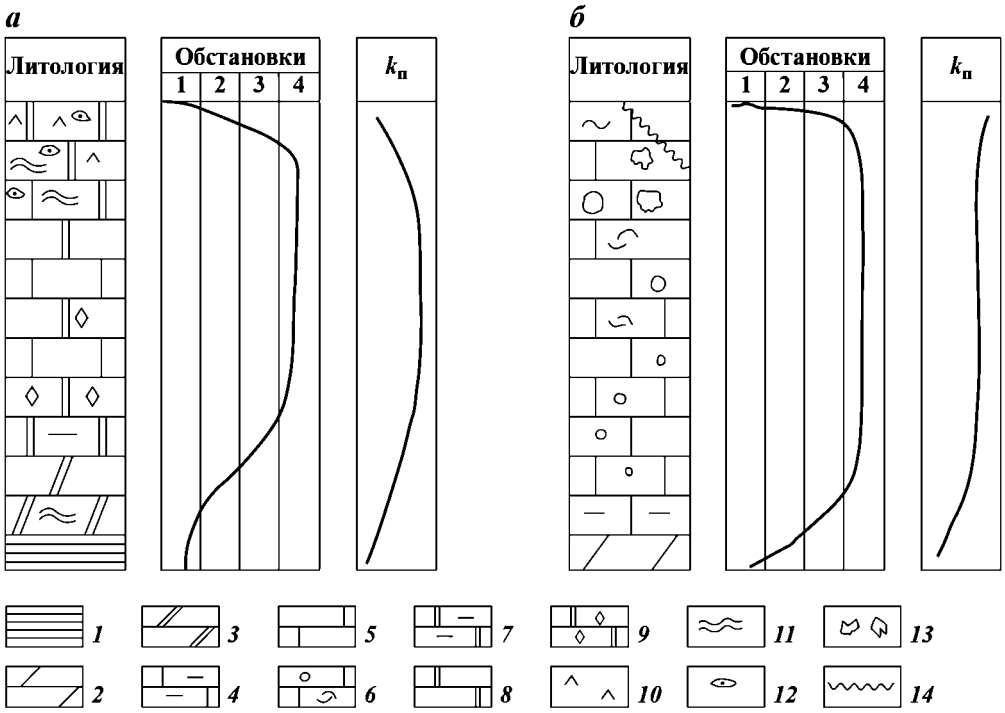


Рис. 15.2. Принципиальные схемы строения циклитов мелководных карбонатных отложений аридной (*а*) и гумидной (*б*) климатических зон.
Обстановки: *1* – супралитораль; *2* – литораль; *3* – сублитораль; *4* – мелководно-морская.
1–10 – породы: *1* – глины, аргиллиты; *2* – мергели; *3* – мергели доломитовые; *4* – известняки глинистые; *5* – известняки микрозернистые; *6* – известняки граноморфные – оолитовые, органогенно-обломочные, пеллетовые, сгустковые и т.д. (размер значков отражает относительные размеры структурных элементов); *7* – доломиты глинистые; *8* – доломиты микрозернистые; *9* – доломиты кристаллические; *10* – ангидриты; *11–12* – текстуры: *11* – микробиальные – ламинитовые, строматолитовые и пр.; *12* – фенестральные (типа «птичьих глазок»); *13* – каверны поверхностного карстования; *14* – поверхности перерывов; $k_п$ – принципиальная схема изменения коэффициента пористости по разрезу

виты микрозернистые, часто глинистые доломиты и доломитовые мергели; в центральной части – зернистые (граноморфные) и органогенно-обломочные, иногда в той или иной мере вторично доломитизированные известняки; в кровле – вновь микрозернистые микробиальные, в том числе строматолитовые доломиты. Циклиты гумидных областей имеют более простое, двучленное строение. В основании залегают микрозернистые в той или иной степени глинистые известняки; в средней и верхней части разреза – граноморфные известняки, как правило, с разнообразной фауной.

В обоих случаях границы циклитов достаточно резкие, имеются следы перерывов, но в кровле циклитов гумидных зон нередко отмечаются следы карстования и поверхностного выщелачивания.

Было бы наивно и слишком примитивно предполагать, что колебания уровня моря, которые, в конечном счете, определяют само возникновение цикличности, в аридных и гумидных условиях происходят поразному, и эти различия определяют неодинаковое строение циклитов. Скорее всего, общая направленность процесса в водоемах разных климатических областей была однотипной: подъем уровня моря после перерыва, а часто и осушения – установление морских условий с умеренными глубинами и среднеокеанической соленостью вод – обмеление и часто осушение. Однако на фоне этих принципиально одинаковых флуктуаций климат, видимо через изменение химизма вод, определяет разный характер осадконакопления.

В обоих случаях при однотипной глубине и одинаковом гидродинамическом режиме в начале циклов формируются литоральные и сублиторальные тонкозернистые осадки с повышенным содержанием глинистого материала. При этом в условиях гумидного климата соленость вод близка среднеокеанической, что, в частности, фиксируется нахождением хотя и не многочисленной, но морской фауны, и идет накопление известняков. В обстановке же аридного климата, при интенсивном испарении воды ее соленость повышалась, что определяло отсутствие или редкое наличие эвригалинной фауны, и эта экологическая ниша оккупировалась цианобактериями. Последние, извлекая растворенный в воде углекислый газ, повышали pH среды, что, в свою очередь, вызывало садку магнезиальных соединений и формирование, в конечном счете, доломитов.

Дальнейший подъем уровня моря ведет к установлению мелководных или умеренно глубоководных условий с высокой гидродинамической активностью, причем из-за значительного объема водной толщи даже в условиях аридного климата сохранялась среднеокеаническая соленость вод. В эти периоды накапливались биоморфные и граноморфные, в том числе детритовые известковые осадки.

Разные последствия в разных климатических зонах имело наступившее после этого снижение уровня моря и обмеление бассейна в заключительные фазы циклов. При этом обмеление может быть обусловлено не только «внешними» причинами – тектоническим поднятием, падением уровня моря и т.д., но и, если можно так выразиться, внутренними. Высокая скорость осаждения карбонатного материала, особенно биогенного карбонатонакопления, ведет к быстрой перекомпенсации и соответственно уменьшению расстояния между дном моря и поверхностью воды.

Последнее, кстати, может объяснить часто отмечаемое кажущееся несоответствие между быстрым прогибанием и, как следствие, быстрым развитием трансгрессии с одной стороны, и медленной регрессией с другой. Флуктуации уровня моря в ту или иную сторону происходят с принципиально одинаковой скоростью, но в начале трансгрессии, да

еще при более активном привносе глинистого материала, когда биогенная в своей основе система извлечения карбонатного материала еще не сформировалась и карбонатонакопление не компенсирует подъем уровня моря, происходит более быстрое углубление бассейна. Создается видимость быстрого прогибания. После же становления устойчивого биотического сообщества и начала интенсивного извлечения из морской воды и осаждения карбонатов начинается указанная выше перекомпенсация и прогрессирующее обмеление, не связанное с тектоническим подъемом и регрессией.

Так или иначе, но при обмелении в гумидном климате принципиальных изменений солености не происходит, продолжают формироваться биогенные и граноморфные известняки, а тонкозернистые литоральные отложения завершающих этапов циклов представлены известковыми (но не доломитовыми!) ламинитами и строматолитами. Последние часто уничтожаются во время субаэральной экспозиции и процессов образования карста, активно действующих в условиях влажного климата и обилия метеорных осадков. Это обстоятельство в основном и определяет двучленное строение циклитов.

Обмеление же бассейнов аридных областей сопровождается осолонением вод, что в свою очередь ведет к исчезновению стеногалинной фауны и прекращение формирования органогенных и органогенно-обломочных структур. Повышение солености приводит к доминированию цианобактерий и вообще микробиальных сообществ, а результатом их

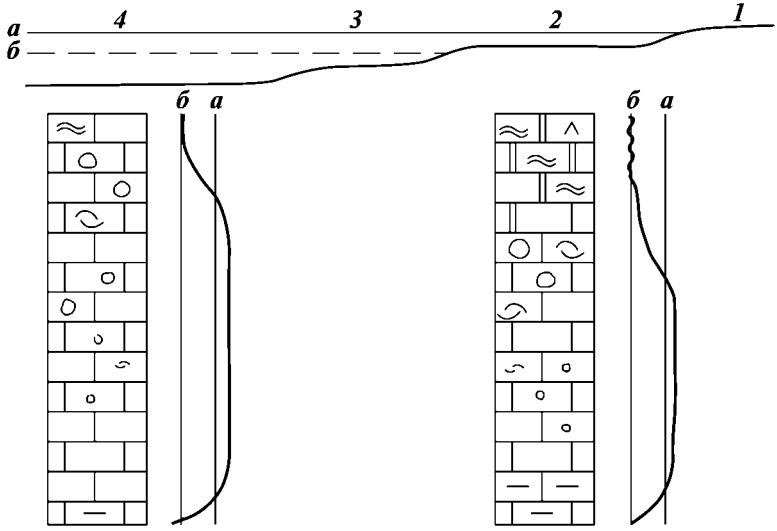


Рис. 15.3. Принципиальная схема строения циклитов разнофациальных отложений семиаридной климатической зоны:
а – уровень моря при максимальном подъеме; *б* – то же при максимальном падении. Фациальные зоны: *1* – супралитораль, *2* – литораль, *3* – сублитораль, *4* – мелководно-морская. Остальные обозначения см. на рис. 19.2

жизнедеятельности, как отмечалось выше, является осаждение магнезиальных соединений и в конечном счете образование доломитов со строматолитами и другими микробиальными формами, с глазковыми текстурами. Само осушение при резком дефиците влаги практически не вызывало растворения и выщелачивания пород в кровельных частях циклитов.

Строение и состав циклитов семиаридных зон полностью укладываются в рассмотренную выше схему. В прибрежных фациях, где колебания уровня моря резко меняют объем водной толщи, при изменении глубин меняется соленость вод и как следствие этого состав отложений, вплоть до появления сульфатов. В мелководно-морских фациях, где падение уровня моря вело лишь к частичному обмелению, но не доводило до осушения, существенного осолонения не происходило, и продолжалась садка известняков, хотя отмечается угнетение высокоорганизованной фауны, и биогенные в своей основе известняки сменяются известняками строматолитовыми (рис. 15.3).

Иными словами, внешний фактор – характер климата, накладываясь на однотипные по сути колебания уровня моря, определяет внутренние характеристики водоема – его соленость, а через нее влияет и на характер биоты, что в итоге приводит к разному составу и строению карбонатных толщ.

Изучение цикличности разрезов, как одной из характеристик строения осадочных комплексов, имеет важное общетеоретическое и прикладное значение. Оно важно как инструмент воссоздания истории осадконакопления и в более общей форме – истории геологического развития региона. Так, изучение цикличности позволяет прогнозировать развитие пород-коллекторов и пород-флюидоупоров (покрышек), а в более общем плане – толщ, обогащенных органическим веществом, которое в итоге может генерировать нефть и газ. Аналогично можно прогнозировать и распространение других полезных ископаемых. Например, месторождения меди нередко связаны с основаниями крупных циклов, солей и угленосных пластов, напротив, с их завершением, но в разном климате, и т.д.

ГЛАВА 16
ФАЦИИ И ОСНОВЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

16.1. ПОНЯТИЕ ФАЦИИ И ЗНАЧЕНИЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Появление в геологической науке слова, а главное, понятия «фация» связано с исследованием молодого швейцарского геолога Аманца Грессли.

Описывая результаты геологических наблюдений в Юрских горах, А. Грессли писал: «Я пришел к выводу, что в любых отложениях в горизонтальном направлении распознаются различные хорошо охарактеризованные разновидности, которые обладают устойчивыми особенностями петрографического состава, а также всего комплекса окаменелостей и подчиняются особым достаточно устойчивым закономерностям». Эту «...совокупность изменений я называю фациями, или обликом отложений». И далее: «Я думаю, что эти изменения, как петрографические, так и палеонтологические, обнаруживаемые при прослеживании отложений в горизонтальном направлении, вызваны различным местонахождением и другими обстоятельствами, которые и в настоящее время оказывают столь сильное влияние на различные роды и виды живых существ, населяющих океан и современные моря».

Таким образом, А. Грессли сформулировал два основных момента – в одновозрастных отложениях происходят изменения состава пород и заключенных в них фаунистических остатков и эти изменения обусловлены генетическими причинами, то есть условиями образования осадка. Генетическое содержание понятия фации Грессли видно также по тому, что он выделяет и описывает фации литоральные, включающие коралловые и илистые фации, полупелагические, пелагические и т.д.

Поскольку строгого определения термина у Грессли не было, в дальнейшем понятие фации нередко стали употреблять в различных значениях, принимая и развивая обычно ту или иную сторону определения А. Грессли. В общем виде представления о фациях развивались в трех основных направлениях.

Большинство исследователей рассматривают фации как ***генетическое*** понятие, то есть объединение отложений в фацию основано на общности физико-географических условий их образования. Правда, при этом наметилось два подхода. Одни геологи считают фациями ***осадки*** (или ***породы***), особенности которых обусловлены физико-географической обстановкой седиментации. Другие понимают под фациями те ***физико-географические условия***, в которых происходит накопление осадков. Д.В. Наливкин объединяет оба эти направления. По его мнению, фация – «... это осадок (горная порода), на всем своем протяжении обладающий одинаковым литологическим составом и заключающий в себе одинаковую фауну и флору». «Фация – это не только осадочная порода, то есть литологическое понятие, но одновременно определенная часть суши или дна моря, то есть географическое или палеогеографическое понятие». Фация – это «... единица ландшафта. На фации подразделяются все ландшафты, вся земная поверхность». «Существовало и существует большое число фаций, в пределах которых не отлагалось и не отлагается никаких осадков, например, пики гор и вообще все области разрушения, но нет осадка, который отлагался бы вне какой-нибудь фации» [Наливкин, 1956 г., т. 1].

Другое направление в понимании фаций исходит из первой части определения А. Грессли, которое характеризует фации как изменение отложений по площади. В этом случае фация определяется как участок определенной стратиграфической единицы, отличающийся существенными объективными признаками от смежных одновозрастных участков.

Все большее число исследователей в понятии «фация» объединяют и генетические и относительно-стратиграфические представления. Последнее, по-видимому, наиболее правильное и перспективное не только по принципу приоритета, но и по существу, так как позволяет более подробно и полно решать вопросы образования и проводить палеогеографические реконструкции. Дело в том, что генетический смысл многих образований может быть установлен только по соотношению их с одновозрастными отложениями другого фациального типа.

Таким образом происходит закономерное возвращение к первоначальному понятию, наиболее комплексному и всеобъемлющему (рис. 16.1).

Исходя из всего сказанного под ***фациями понимают физико-географические условия определенного времени, отличные от условий того же времени в соседних смежных районах, которые (условия) находят свое выражение в характере осадков и пород или первичном отсутствии отложений***.

Это определение показывает многозначность, противоречивость и одновременно единство данного понятия. С одной стороны, фации отражают ***обстановки*** осадкообразования и ***изменчивость*** этих обстановок. С другой – фация включает в себя и сущность явления (условия, обстановки) и ***формы его проявления*** (характер отложений или их первичное отсутствие).

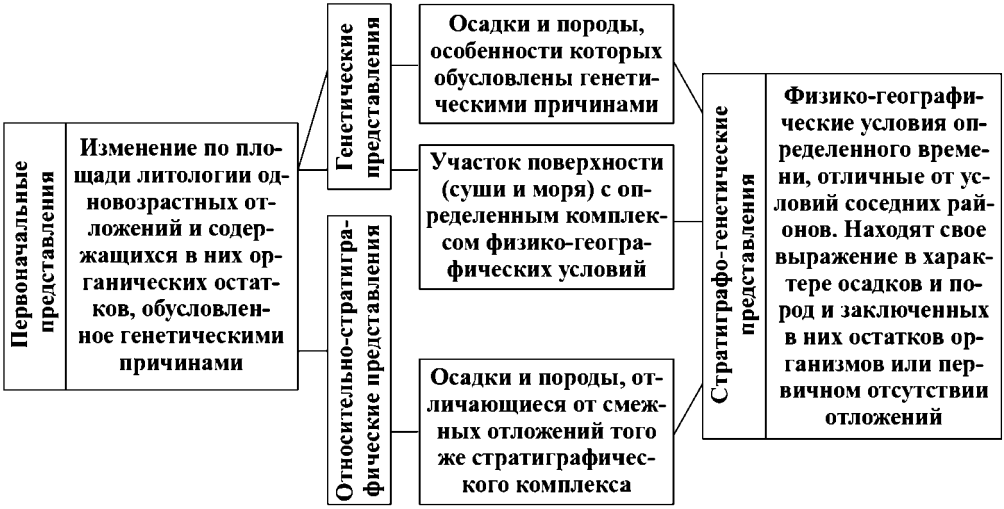


Рис. 16.1. Блок-схема основных направлений в понимании термина «фация»

Фации включают не только обстановки, но и их изменчивость, тем самым определяются и их внешние взаимосвязи, без выявления и изучения которых нельзя познать и сами фации.

Важен вопрос об объеме объекта, который выделяется как фация. Существует несколько попыток регламентировать и определить объем отложений или выделить какой-то элементарный комплекс физико-географических условий, которые отвечали бы этому понятию. При этом ряд таких объемов отложений или комплексов условий должен представлять собой набор фаций, то есть категорию более общую, чем элементарная единичная фация. В связи с этим создаются определенные иерархии со своей соподчиненностью (фации – сервии – нимии – формации у Д.В. Наливкина, фации – макрофации – формации у Л.Б. Рухина и др.). Однако практически никто не смог выделить и описать элементарную, единичную фацию. И это совершенно естественно, так как в самом определении фаций объем отложений или комплекс физико-географических условий никак не регламентируются. Действительно, при исследовании крупных стратиграфических подразделений при большом временном интервале их образования можно выделить континентальные, морские мелководные и относительно глубоководные фации и т.д., но нельзя установить деталей строения отложений и условий их образования. Например, на карте фаций меловой системы невозможно показать обстановку скального берега и твердого каменного дна у побережья (хотя бы из-за многократных изменений положения береговой линии), но на карте фаций нижнего альба на относительно небольшой территории Кызыл-Кумов она прекрасно выделяется и картируется.

Следует также остановиться на широко развитом за рубежом и все чаще используемом в отечественной литературе понятии «микрофация», особенно для карбонатных отложений. Согласно Э. Флюгелю [Fluegel, 1982, 2004], микрофация – это сумма всех палеонтологических и седиментологических показателей, которые могут быть установлены в шлифах, пленках и пришлифовках. При этом образец (шлиф, полировку и т.д.) изучают под микроскопом, бинокуляром, то есть при увеличении. Выделяют основные компоненты породы (ассоциации организмов, структурные элементы, цемент и т.д.), подсчитывают их количественное соотношение. По характеру породы и содержащихся в них органических остатков делают определенные выводы об условиях ее образования в данном месте и в определенное короткое время. Таким образом «микрофация» практически тождественна понятию «структурно-генетический тип породы» отечественных геологов. Фациальный же анализ предполагает также обязательное изучение изменчивости пород («микрофаций») и соответственно изменение условий осадконакопления по площади.

При генетическом анализе осадочных комплексов важное значение имеет изучение (и восстановление) ***механизмов*** осаждения, которые реализуются в виде генетических типов отложений. Генетический тип – это совокупность «отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов» (А.П. Павлов), или «отложения, возникшие в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, т.е. порожденные тем или иным доминирующим способом накопления – вулканическим, биологическим, химическим или чисто механическим» (В.Т. Фролов), то есть всегда определенные комплексы осадков или осадочных пород, в то время как фации, как это рассмотрено выше, не всегда могут быть материализованы в осадках или породах. Кроме того, генетический тип может включать в себя ряд разных фаций. Например, аллювий как генетический тип состоит из русловых, старичных, пойменных и др. фаций. Генетический тип – эоловые пески – имеет совершенно различные фации, такие, например, как современные дюны Балтийского побережья и барханы Каракумов и Сахары [Шанцер, 1966].

С другой стороны фации могут включать в себя ряд генетических типов. Например, в фациальной зоне континентального склона развиты подводно-оползневые, турбидитные, нефелоидные и другие генетические типы. Аналогичным образом на суше в предгорьях и вообще на склонах (то есть в определенных обстановках – фациях) формируются генетические типы коллювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений. В то же время фация крутых склонов в аридной и семиаридной зоне может быть сложена одним генетическим типом – коллювием. Другими словами, генетический тип определяется способом, а фации – условиями отложения. Понятия эти хотя и близки, но не равнозначны. Физико-химические условия – характер среды (водный или воздушный), динамика (поступательная или колебательная, стабильная или переменная), соленость воды, температура,

газовый режим, окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства и т.д. – определяют обстановку накопления. Способ осаждения вещества формально не зависит от условий. К примеру, хемогенный механизм осаждения реализуется в разных обстановках, но последние влияют или даже определяют состав и свойства образующихся осадков.

Наконец, генетический тип – понятие, не связанное с возрастом. Тот же аллювий является генетическим типом отложений в карбоне и меле, но аллювиальная фация – это всегда часть отложений какого-то определенного возраста и выделяется как фация из комплекса одновозрастных смежных, но генетически иных отложений. Соотношения и различия понятий «генетический тип» и «фация» в обобщенном виде даны в табл. 16.1.

Изучение фаций позволило установить ряд древних обстановок осадконакопления, отсутствующих в современную эпоху, то есть установить эволюцию обстановок и осадочного породообразования в истории Земли.

Таблица 16.1

Сравнение понятий «фация» и «генетический тип»

Фации	Генетические типы
Обстановки, условия района – характер среды: водная, воздушная, динамика (постоянная, переменная, слабая активная и др.), соленость, температура, газовый режим, pH, eH и т.д.	Способы, механизмы формирования отложений. Могут быть одинаковыми в разных условиях (фациях). *Примеры:* Биогенное осаждение – на суше, в пресных водоемах, морях Механический перенос и осаждение – на суше, в реках, озерах, морях и океанах
Обстановки, запечатленные в отложениях или без таковых (скалистые берега, каменное дно, пики гор и др.)	Всегда представлены теми или иными отложениями
Обстановки (и отложения), отличные от ***одновозрастных*** смежных обстановок (отложений)	Отложения без относительно возраста – аллювий всегда отложения рек вне зависимости от возраста
В одной обстановке может быть реализовано несколько различных механизмов осаждения и соответственно формироваться разных генетических типов *Пример*: На континентальном склоне и его подножии имеется ряд генетических типов – турбидиты, контуриты, нефелоиды, включая биогенные и т.д.	Один генетический тип может включать ряд фаций. *Примеры*: Аллювий горных и равнинных рек имеет различный фациальный облик. Аллювий в целом включает фации русловые, пойменные, старичные. Генетический тип «эоловые отложения» имеется в барханах фаций пустынь аридного климата и в виде дюн гумидных морских побережий

Велико и прикладное значение фациального анализа, ибо без знаний условий образования осадков нельзя понять и обстановки формирования многих важных полезных ископаемых осадочного генезиса – углей, фосфоритов, солей, руд железа, алюминия, полиметаллов, редких и радиоактивных элементов, россыпных месторождений золота и т.д. Литолого-фациальные и фациально-палеогеографические карты служат научной основой прогноза осадочных полезных ископаемых, способствуют повышению эффективности их разведки и увеличению точности подсчета запасов.

Особое значение приобретают фациальные исследования в нефтегазовой геологии. Фациальное и фациально-геохимическое изучение осадочных пород позволяет выявить те отложения и зоны их развития, которые могут продуцировать и продуцировали нефть и газ, то есть осуществлять научный прогноз перспектив нефтегазоносности новых территорий, оценивать возможные объемы генерации углеводородов, другими словами, оценивать прогнозные ресурсы, в комплексе с другими геологическими исследованиями устанавливать в общей форме пути и направления миграции флюидов и выделять наиболее перспективные районы.

Литолого-фациальные исследования – основа для прогнозирования зон развития пород-коллекторов, флюидоупоров и оценки их качества. Детальные литолого-фациальные карты отдельных продуктивных пластов и пачек в пределах одного месторождения позволяют проектировать рациональную систему разработки и способствуют увеличению коэффициента нефтеотдачи – важнейшего фактора повышения экономической эффективности и комплексного использования месторождений полезных ископаемых. Фациальные исследования служат основой прогнозирования и выделения многих видов неструктурных ловушек (литологических, палеогеоморфологических), поиски которых в старых нефтегазодобывающих районах, где фонд структурных ловушек в значительной степени исчерпан, весьма актуален.

Поняв и изучив изложенные в настоящей главе основные теоретические предпосылки фациального анализа, можно пользоваться многочисленной специальной литературой, где подробно описаны современные фации, методы определения различных фаций и фациальных обстановок – морских и континентальных, восстановление типа бассейна, его глубины, гидродинамики и гидрохимии. Среди этих работ можно указать книги и учебники В.П. Алексеева [2003, 2007], Р.С. Безбородова [2000], В.Г. Кузнецова [2012], Г.Ф. Крашенинникова [1971], Д.В. Наливкина [1956], Л.Б. Рухина [1969], В.Т. Фролова [1984, 1995], В.М. Цейслера [2009] и др. Методика изучения фаций, а также весьма интересные материалы по этому вопросу, особенно по современным процессам и условиям осадконакопления изложены в работах зарубежных исследователей – К. Данбара и Дж. Роджерса [1962], Р.Ч. Селли [1981], Г.Э. Рейнека и И.Б. Сингха [1981], Дж.Л. Уилсона [1980], М. Лидера [1986], в сборнике «Обстановки осадконакопления и фации» [1990] и др.

16.2. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

При выделении и характеристике фаций (фациальном анализе) стоит задача восстановления физико-географических особенностей среды района в течение определенного времени и установления их отличий от условий, существовавших в то же время на соседних участках. Это предопределяет необходимость изучения ***внутренних свойств*** объекта (литологии и геохимии отложений, содержащихся в них остатков фауны и флоры) и его ***внешних связей*** (характера изменчивости).

Таким образом, для фациального анализа необходимо комплексное использование материалов исследования (рис. 16.2), которое включает:

– литологическое изучение осадочных пород – их вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, прежде всего тех, которые имеют генетическое значение (литофациальный анализ);

– изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности с целью восстановления условий обитания и захоронения (биофациальный анализ);

– установление и интерпретация изменчивости одновозрастных отложений – смены в пространстве их состава, структуры, текстуры, остатков фауны и флоры, следов жизнедеятельности и т.д.;



Рис. 16.2. Принципиальная схема фациального анализа

– изучение формы осадочных тел, их строения и взаимоотношений с одновозрастными геологическими телами, а также подстилающими и покрывающими отложениями.

Несмотря на то, что каждый аспект исследований (литологический, палеоэкологический и т.д.) рассмотрен отдельно, естественно, что в практической работе они должны применяться только в комплексе, дополняя друг друга, что приводит к более полным и обоснованным выводам.

Следует также четко представлять, что анализ и синтез материала идет на разных иерархических уровнях организации. Изучается, во-первых, породный уровень – состав, структура и текстура пород, проводится сравнение этих показателей для разных зон. Во-вторых, исследуется уровень ассоциаций пород или, точнее, породно-слоевых ассоциаций – особенности наслоения, цикличность, характер смены показателей в разрезе, то есть строение и морфология осадочных толщ и их изменения в пространстве.

16.2.1. ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЛЯ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

При исследовании любой осадочной горной породы рассматривается обычно три основных момента – состав этой породы (минеральный, химический, для крупнозернистых петрографический), ее структура – размер, форма и характер отсортированности слагающих ее фрагментов (обломочных зерен в обломочных породах, органогенных остатков в органогенных породах) и, наконец, ее текстура – характер взаимного расположения этих фрагментов. Каждый из этих аспектов литологии пород имеет важное генетическое значение. Их изучение должно проводиться как в поле, так и в камеральный период при более детальном микроскопическом и аналитическом изучении материала. Так, состав пород и их текстура (для грубозернистых пород и структура) обычно изучаются уже при полевых работах; детальное же изучение состава и структуры проводится обычно при камеральных исследованиях.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СОСТАВА ПОРОД

Минеральный состав – одно из основных свойств горных пород, в том числе осадочных. Напомним, что минералы в последних подразделяются на две группы – аллотигенные (аллохтонные) и аутигенные (автохтонные). Их значение для установления обстановок осадконакопления резко различны. Состав механически принесенных в область седиментации обломков никак не связан с обстановками осаждения

(в отличие от структуры, о чем ниже), в то время как аутигенные минералы формируются непосредственно в месте нахождения и соответственно отражают условия этого участка земной поверхности в данное время.

Вместе с тем, изучение аллотигенных обломочных минералов имеет важное значение в фациальном анализе.

Первый и основной вывод, который можно сделать, изучив состав обломочного материала – это установить тип пород источников сноса, откуда этот материал поступал. Практически однозначные выводы можно получить, изучая грубообломочные породы. Гальки и валуны – это практически обломки не ***минералов***, а ***пород***, то есть, к примеру, наличие гранитной гальки указывает на развитие в области суши гранитов.

Однако грубый материал обычно далеко не переносится, поэтому метод применим лишь для близко расположенных областей питания. При более длительной транспортировке гальки менее устойчивых пород (глинистых сланцев, известняков-ракушечников, основных магматических пород и т.д.) разрушаются, и происходит относительное обогащение оставшегося материала более устойчивыми гальками кварца, кварцитов, окремнелых и окварцованных пород.

Широко используются для тех же целей – установления состава пород источников сноса – обломочные зерна в песчаниках. Напомним, что полимиктовые песчаники подразделяются на аркозы – продукты разрушения гранитоидов, и грауваккки – продукты разрушения основных, преимущественно эффузивных пород.

Если в отложениях присутствуют обломки пород, то последние уже характеризуют состав материнских пород, при их отсутствии рассматриваются ассоциации минералов – как породообразующих, так и акцессорных.

Значительно труднее интерпретировать мономинеральный состав обломочной части осадочных пород. Например, кварцевые песчаники могут образоваться как в результате многократного перемыва более древних осадочных пород, так и в условиях, когда область питания располагалась в зоне гумидного климата, что вело к интенсивному химическому выветриванию с разрушением всех неустойчивых и мало устойчивых минералов. Добавим, что общая бедность минералами тяжелой фракции, наличие переотложенного глауконита, остатков фосфоритов, кремней, кварцитов свидетельствует о развитии на водосборной площади осадочных пород.

В этом случае большую помощь может оказать исследование акцессорных минералов, многие из которых более устойчивы, чем породообразующие. Ассоциации породообразующих и акцессорных минералов и соответствующий состав исходных «материнских» пород приведен в табл. 16.2.

Изучение пространственных изменений состава обломков (процентных соотношений минералов, их ассоциаций) позволяет установить положение областей сноса и пути переноса обломочного материа-

Таблица 16.2

Характерные ассоциации минералов терригенных осадочных пород и соответствующие им породы питающих провинций (по В.П. Батурину, 1947; Ф.Дж. Петтиджону, 1981)

Ассоциации минералов		Породы питающих провинций
Легкая фракция	Тяжелая фракция	
Кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит	Циркон, сфен, биотит, апатит, реже монацит	Граниты и гранодиориты
Обломки эффузивов и основные плагиоклазы	Пироксен и роговая обманка	Основные и средние эффузивы
Кварц с мозаичным и волнистым угасанием	Дистен, ставролит, силлиманит, гранат, эпидот, цоизит, роговая обманка	Метаморфические породы
Обломки эффузивов, основные плагиоклазы, змеевик	Пироксен, шпинель, хромит	Ультраосновные породы
Преобладание кварца	Циркон, гранат, рутил, турмалин, кремневые зерна, реже глауконит, кварциты	Осадочные терригенные породы

ла изучением изменчивости состава и процентных соотношений минералов. Если известно процентное содержание различных кластогенных минералов в ряде разрезов изучаемого стратиграфического подразделения, то можно построить карту или схему количественного их размещения по площади. Направление относительного уменьшения содержания неустойчивых минералов и соответственного роста устойчивых, показывает удаление от источника питания и тем самым намечает общие пути переноса материала. При достаточно крупных размерах бассейна, когда обычно существует несколько областей сноса, строят карты терригенно-минералогических провинций – областей седиментации, охарактеризованных одним комплексом легких и тяжелых минералов, связанным с определенными питающими провинциями. Выделение их в пределах изучаемой территории дает возможность выяснить, откуда поступал обломочный материал в каждую часть бассейна, установить пути переноса, а часто и выявлять неизвестные ранее области суши.

Аутигенные минералы осадочных пород тоже имеют важное значение для реконструкции физико-географических и часто геохимических особенностей сред осадкообразования. При этом необходимо различать минералы, выпавшие в осадок химическим или биохимическим путем непосредственно на стадии седиментации, и минералы диагенетические и тем более катагенетические. Первые – кальцит и доломит в карбонатных породах, сульфаты и галоиды в эвапоритах, пластовые фосфориты – характеризуют обстановку бассейна седиментации; вторые –

обстановку диагенеза и катагенеза и лишь частично, в каких-то очень общих чертах, могут быть использованы для выяснении собственно седиментационных условий. Минералов, однозначно определяющих обстановку седиментации, весьма немного. Например, обнаружение значительных количеств аутигенного, не переотложенного глауконита (хотя это и диагенетический минерал) или его сочетание с фосфоритами определяет морской генезис отложений. Таковы же условия образования фосфоритов большой мощности и широкого площадного распространения.

Присутствие вивианита, особенно в значительных количествах, а также каолиновых глин – признак пресноводного или очень слабо осолоненного бассейна. Сочетание значительных масс магнезита с доломитом или сепиолитом является признаком слабо минерализованных щелочных озер засушливой зоны.

Наиболее распространенные карбонатные минералы (кальцит и доломит) образуются в широких пределах солености — от слабо минерализованных, практически пресноводных условий до морских, нередко с несколько повышенной соленостью. В то же время достаточно точно установлено, что они в абсолютном большинстве случаев образуются в зоне относительно высоких температур. Современные неритовые карбонатные осадки располагаются двумя полосами примерно в пределах 15–25° обеих широт. Фораминиферовые океанические осадки распространены в низких и умеренных широтах, но не заходят в полярные области, что в целом определяется климатическим контролем развития известь-выделяющего планктона. Принципиально подобная картина распределения карбонатных отложений установлена и в более древних геологических толщах.

Что касается вопроса об озерном, лагунном или морском генезисе карбонатных пород, то он может быть решен лишь с привлечением дополнительных данных о содержащихся в них остатках фауны и флоры, характера строения отложений, площадном распространении, фациальных соотношениях и т.д. Например, выдержанные по простиранию пачки карбонатных пород, протягивающиеся на многие сотни и даже тысячи километров – скорее всего морские образования, в то время как ограниченное площадное распространение может определяться их озерным происхождением.

Наличие мощных толщ гипсов и ангидритов, а также галоидных солей четко указывает на высокие стадии засолонения бассейнов, которые обычно определяются резкой аридизацией климата, причем, чем более растворимые соли встречаются в породе, тем больше стадии засолонения и, в общем случае, тем более сухой и жаркий климат они характеризуют. При этом наличие хлоридов и хлорид-сульфатов говорит о связи соленакопления с морскими бассейнами, карбонатов и сульфатов натрия – с континентальными (озерными). Нахождение автохтонных углей, напротив, свидетельствует о влажности климата и достаточно высокой температуре (по крайней мере, положительной среднегодовой).

Следует, однако, иметь в виду, что в последних случаях – карбонатов, солей, мы имеем дело не столько с минералами, сколько уже с породами.

Что касается небольших количеств этих минералов, то они, как правило, формируют цемент других по составу, обычно обломочных пород. Даже если это не вторичные – диа- и катагенетические выделения, то их прямолинейное и простое применение как индикаторов обстановок тоже некорректно. Например, кальцитовый цемент песчаников отнюдь не означает отложение последних в морском бассейне среднеокеанической солености. Наземные (субаэральные) песчаные осадки аридной зоны практически всегда содержат значительные количества карбонатного материала кальцитового и доломитового состава, а иногда и сульфатного (гипсовые «розы пустыни»). Это результат эвапорационного выветривания.

Для обоснования восстановительной обстановки седиментации нередко привлекается нахождение в породах пирита. В общем виде это неверно, так как пирит в массе своей формируется в диагенезе (см. главу 12) и не характеризует среду собственно бассейна седиментации, для чего необходимо привлекать другие показатели, в частности, фаунистические. Только наличие мелких кристалликов пирита, расположенных по плоскостям наслоения тонкослоистых и правильнослоистых отложений при одновременном отсутствии остатков организмов, может свидетельствовать о восстановительной среде в придонном слое бассейна.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПОРОД

Теоретическая основа генетической интерпретации данных о структуре обломочных пород достаточно проста. Размер обломков зависит прежде всего от контрастности рельефа и динамики среды отложения, отсортированность – от длительности переноса и стабильности гидродинамики, окатанность – от длительности транспортировки (при равных прочих условиях).

По структуре обломочной части можно косвенно судить о рельефе областей питания. Чем он выше, а точнее, контрастней, тем более грубозернистый материал образуется и тем его больше. Правда, гальки и валуны обычно далеко не разносятся и накапливаются непосредственно в предгорьях и несколько дальше протягиваются по руслам рек; кроме того, они могут образовывать прибрежные отложения в водоемах с крутыми берегами (клифами). Однако уже само наличие грубообломочных пород говорит о резкой расчлененности рельефа, а размер галек и валунов позволяет в ряде случаев оценить высоту разрушающихся гор.

Форма зерен и степень окатанности при прочих равных условиях прямо зависит от длительности переноса – чем дольше путь от источни-

ка сноса до места осаждения, тем лучше окатанность обломка. При этом надо иметь в виду, что чем крупнее обломок (зерно), тем быстрее он окатывается, а мелкие алевритовые частицы, особенно размером менее 0,05 мм практически никогда не бывают окатаны. Дело в том, что крупные зерна переносятся волочением, перекатыванием по дну и естественно в максимальной степени обрабатываются. Средние по размерам зерна переносятся путем сальтации, то есть скачками – частично волочением по дну, а частично во взвеси – и естественно меньше подвергаются воздействию других зерен; мелкие частицы – практически переносятся только во взвеси, где столкновения и окатывание минимальны.

На форму зерен оказывает влияние и исходная первичная форма минерала. Так, кварц в исходных магматических и метаморфических породах обычно изоморфен и обломочные кварцевые зерна в песчаниках также изоморфны. Полевые шпаты образуют удлиненные кристаллы да еще со спайностью, что обусловливает формирование удлиненных зерен иногда с реликтами угловатости.

Отсортированность отложений зависит от среды переноса и отложения (воздушной или водной) и характера ее движения. Эоловые осадки отличаются обычно высокой степенью отсортированности. Осадки, отложенные при колебательных движениях водной среды, в связи с неоднократным взмучиванием и переотложением, характеризуются значительно лучшей отсортированностью по сравнению с осадками, отложенными при поступательном движении воды. Отсортированность отложений резко ухудшается, если обломочный материал поступает из различных источников сноса и перед захоронением не успевает пересортироваться в месте осаждения. В этом случае гистограммы гранулометрического состава нередко становятся двухвершинными (распределение бимодально).

Таким образом, размер обломков отражает энергию транспортирующей среды, а косвенно и контрастность рельефа (более крупные обломки переносятся и осаждаются в более восокоэнергетической обстановке, чем мелкие), ее стабильность (при прочих равных условиях лучше отсортированы осадки в обстановке постоянной энергии среды, в то время как в обстановке неустойчивой динамики формируются менее отсортированные осадки) и т.д. Выявление распределения отложений по площади, их изменчивости – важный этап фациальных реконструкций и т.д.

Очень важно выявлять и изучать тенденции и направления изменений структуры. Например, известно, что осадки и образованные из них породы вблизи берегов в общем виде более грубозернистые, чем в центральных частях водоема. Более грубозернистый состав отмечается также в полосе течений и в зоне более активного волнения на отдельных поднятиях рельефа дна. Поэтому, имея достаточное количество гранулометрических анализов, можно, например, построить в изолиниях карты медианного диаметра обломочной части. Основная конфигурация изолиний отразит общую форму бассейна седиментации с погру-

бением материала в его береговой полосе. Направление уменьшения размерности обломочного материала отражает направление его переноса. Отдельные изолированные участки более крупнозернистого материала, по-видимому, будут соответствовать островам и отмелям, что дает возможность реконструкции древнего подводного рельефа. Наконец, вытянутые линейные полосы более грубого материала можно интерпретировать как зоны течений, а изменение гранулометрии вдоль их простирания дает указания о его направлении. Аналогичным образом можно строить и интерпретировать и другие карты, характеризующие гранулометрию и структуру пород.

Рассмотрение серии гистограмм позволяет иногда сгруппировать их в отдельные типы, которые достаточно отчетливо обособляются на площади. Тем самым может быть решен самый первый этап в фациальном анализе – выделение отдельных, отличных друг от друга (в данном случае по характеру распределения размерных фракций) комплексов одновозрастных отложений.

В настоящее время имеется ряд способов более прямого, хотя далеко не всегда однозначного определения условий осадконакопления.

Наиболее разработаны они для интерпретации обстановок образования терригенных отложений в форме так называемых генетических диаграмм, которые используют те или иные гранулометрические показатели и их соотношения. Диаграмм подобного рода достаточно много, частично они описаны в работах В.Н. Шванова [1969], Г. Рейника и И. Сингха [1981], критический анализ ряда диаграмм проведен В.Т. Биккениным и С.Ф. Рожковым [1982].

Таким образом, в использовании данных о структурных особенностях пород для фациального анализа наметилось три направления.

1. Построение различного типа генетических диаграмм, которые отражают скорее не фации, а динамику среды и часто не дают достоверных и однозначных результатов.

2. Разделение отложений, выявление и обособление естественных групп, отличающихся друг от друга теми или иными показателями. Проще всего это можно сделать, анализируя распределение фигуративных точек на треугольных диаграммах, сопоставляя и группируя в отдельные типы гистограммы, кумулятивные кривые и др. Эти данные непосредственно не дают никакой генетической информации, однако объективное обособление определенных комплексов немало способствует дальнейшей успешной их генетической интерпретации.

3. Картирование гранулометрических параметров, то есть построение карт, где в изолиниях рассматривается распределение по площади тех или иных показателей – среднего диаметра частиц, модальных или медианных значений, коэффициента отсортированности, появление наиболее грубых фракций и т.д. Эти карты также непосредственно не определяют генезис отложений, но дают объективную картину «изменчивости» отложений и не только пространственно обособляют отдельные комплексы, но показывают также характер и тенденции таких изменений, что облегчает дальнейший генетический анализ.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ТЕКСТУРЫ ПОРОД

Текстурные особенности пород – характер слоистости и разнообразные знаки на границах пластов, ориентировка фрагментов породы, имеют очень большое значение для выяснения условий их происхождения. Вместе с тем сейчас становится все яснее, что непосредственно устанавливать фации по этим текстурным признакам невозможно. Дело в том, что текстурные признаки характеризуют в основном динамику среды переноса и отложения, а эта динамика, как уже неоднократно отмечалось, может быть одинакова или похожа в различных обстановках и тогда одни и те же текстуры будут встречаться в отложениях различных фаций. Так, поступательное движение воды, образующее косую слоистость, отмечается в реках, озерах, морях, временных потоках. Кроме того, в одинаковых или близких фациях могут возникать несколько различные формы движения среды осадконакопления. Например, в русловых условиях она имеет поступательный характер в стрежневых участках и часто колебательный – в краевых зонах потока, что ведет к появлению разных текстур. Все это не позволяет абсолютизировать текстурные признаки и использовать многие из них непосредственно для однозначного определения фаций, однако изучение их, тем не менее, необходимо, поскольку дает важный дополнительный материал для фациального анализа, главным образом, для выявления динамики, то есть характера, направлений и скорости движения среды осадконакопления. Рассмотрим генетическое значение некоторых текстур.

Слоистость. Появление слоистой текстуры, несмотря на разнообразие формы ее проявления, в конечном счете, отражает изменение гидродинамики среды переноса и осаждения, поэтому разные виды слоистости характеризуют разную гидродинамику. Среди наиболее распространенных горизонтально слоистых текстур остановимся подробнее на интерпретации тонкой правильной слоистости, приобретающей иногда вид микрослоистости.

Она может встречаться и в мелководных, и, напротив, в очень глубоководных отложениях. Но во всех случаях общее необходимое условие ее формирования – спокойная обстановка в природном слое, так как отсутствие волнения и придонных течений, которые взмучивали бы осадок, способствует сохранению тонкой слоистости. Такие условия существуют в небольших озерах, а также в хорошо защищенных от ветра и морского волнения заливах. Тонкослоистые осадки формируются и в открытых морях. Это либо изолированные котловинные и достаточно глубоководные водоемы типа Черного моря, либо отдельные более глубокие впадины среди обычных шельфовых морей, как это наблюдается, например, в Балтийском море, где в отдельных депрессиях – «иловых впадинах» идет накопление тонкослоистых илов с высоким содержанием органического вещества. А раз обстановка осаждения очень спокойная, нет перемешивания вод, то нередко здесь возникает и

дефицит кислорода (поэтому здесь нет или мало донной фауны), что способствует накоплению и, главное, сохранению в осадке органического вещества, из которого впоследствии образуется нефть. Многие нефтематеринские толщи имеют тонкослоистое строение и формировались в очень спокойной обстановке. При наличии небольшого волнения, которое лишь в сравнительно небольшой мере взмучивает и перера- батывает осадок, возникают пологоволнистые и линзовидно-волнистые текстуры.

Важна для генетического анализа косая слоистость. Она наиболее характерна для мелкообломочных пород – песчаников и алевролитов, реже встречается в обломочных известняках. Косой слоистости посвящены многочисленные исследования, имеются очень подробные морфологические и генетические классификации, однако чем больше изучается этот вопрос, тем становится яснее, что простой связи типа косой слоистости с фациями нет. По-видимому, можно считать установленным, что направление падения косых слойков совпадает с направлением движения среды отложения. Имеются также некоторые отличия косой слоистости, образованной в водной среде и в воздушной.

В эоловых отложениях косослоистые серии достигают иногда 12–30 м, в то время как в водных они не превышают 1,0–1,5 м. Эоловая косая слоистость, особенно в сравнении с речной, отличается волнистыми слойками, непостоянством и сменой углов падения, частым срезанием одних волнистых серий другими. При наличии косой слоистости следует проводить массовые замеры падения косых слойков в различных точках, по результатам этих замеров строить диаграммы-розы преобладающего падения в каждой точке (разрезе), а затем нанести на карту около каждого пункта наблюдения преобладающие направления падения слойков в этой точке. При большом количестве замеров на карте появляется сетка основных направлений течений – гидрографическая сеть, система морских течений и т.д.

Знаки на поверхности слоев чрезвычайно разнообразны. Многие из них хорошо изучены и их происхождение не вызывает сомнений, значение других (гиероглифы во флишевых толщах) – до сих пор не всегда ясно. Ряд таких текстур образуется в результате жизнедеятельности организмов. Это следы ползания, следы илоедов и сверлильщиков, отпечатки ступней различных позвоночных и т.д., которые изучаются специальным разделом палеонтологии – палеоихнологией. Многие текстуры имеют неорганическое происхождение и формируются под действием агентов внешней среды.

Довольно часто встречаются и подробно изучены знаки ряби на поверхности слоев. Они образуются при действии на осадок водных или воздушных течений, а также волн. При колебательных движениях, а они возможны только в водных бассейнах при волнении, образуется симметричная рябь, при поступательных – однонаправленном движении воды или ветра – рябь асимметричная. Имеются также отличия ряби водной и эоловой (табл. 16.3).

Таблица 16.3

Признаки знаков ряби различных типов (Атлас текстур и структур осадочных горных пород, т. 1, 1962; Методы изучения осадочных пород, т. 1, 1967)

Основные признаки	Водная рябь		Эоловая (ветровая) рябь
	волновая	течений	
Длина волны l (расстояние между вершинами гребней	От 0,5 до 50 см, обычно 2–10 см	Колеблется в широких пределах: от 2–3 см до 2–3 м	Обычно от 1 до 10 см, реже до 25 см
Высота волны h (превышение гребня над ложбиной)	От немногих миллиметров до нескольких сантиметров. В одной системе равномерная, почти неизменяющаяся	Колеблется в широких пределах: от 2–3 мм до 40–50 см. Быстро меняется по простиранию	Обычно несколько миллиметров. Меняется по простиранию
Индекс ряби (отношение расстояния между вершинами соседних валиков к их высоте l/h)	В пределах 5–10; у волноприбойных – 5–20	Низкий: 4–10	Высокий: больше 15, иногда до 100
Форма	Симметричная. Гребни острые, иногда округленные, углубления полого округлые, более широкие, чем гребни. В волноприбойной зоне могут быть асимметричны. Хребтики относительно параллельны.	Асимметричная. Крутой склон направлен по течению. Хребтики прямолинейные, волнисто и дугообразно изогнуты, различной длины, иногда короткие	Асимметричная с пологим наветренным склоном. Хребтики дугообразно изогнуты
Взаимоотношение в плане	Хребтики приблизительно параллельны и расположены на примерно равных расстояниях друг от друга	Хребтики обычно почти параллельны и находятся на приблизительно равных расстояниях; при вихревых движениях воды могут располагаться беспорядочно	Близкое к параллельному расположение хребтиков
Ориентировка в пространстве	Обычно параллельна береговой линии	В общем случае хребтики перпендикулярны направлению течения	Разнообразная – в зависимости от направления ветра
Внутреннее строение	Легкий материал скапливается на гребнях, более тяжелый – в углублениях		На хребтиках зерна крупнее, чем в углублениях

16.2.2. ИЗУЧЕНИЕ ОСТАТКОВ ДРЕВНИХ ОРГАНИЗМОВ И СЛЕДОВ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Изучение организмов и следов их жизнедеятельности дает важный и разносторонний материал для восстановления условий образования осадков. Подробно и обстоятельно эти вопросы рассмотрены, например, в книгах Р.Ф. Геккера [1957] и Б.П. Марковского [1966], учебнике В.Г. Кузнецова [2012]. Значение исследования органических остатков для фациального анализа состоит, в частности, в том, что на основании экологии организмов можно восстановить многие физико-химические черты среды их обитания.

В ряде случаев уже простое определение состава организмов позволит сделать некоторые выводы об условиях осадконакопления.

К примеру, практически только морскими организмами, обитающими в морях «нормальной», среднеокеанической солености являются багряные и зеленые водоросли, радиолярии, известковые губки, кораллы, брахиоподы, иглокожие, цефалоподы. Пелециподы обитают в водоемах разной солености, в том числе пресноводных, а гастроподы, кроме того, и на суше.

Нахождение весьма разнообразной фауны и флоры, представленной не только различными группами, но и различными родами и видами, хотя количество особей каждого вида может быть невелико, свидетельствует об условиях, благоприятных для существования в данной среде различных организмов, в частности, о нормально морских условиях, то есть, прежде всего, о среднеокеанической солености. Напротив, однообразие видового состава и часто очень большое количество особей этого вида указывает на специфические условия, когда мог сохраниться только один вид (или несколько видов), который, не встречая конкуренции со стороны других организмов, дал большое число особей. Отклонения от оптимальных условий могут быть обусловлены самыми разнообразными причинами. Для морских условий это изменение солености, температуры, особенности гидродинамики и т.д. Для выяснения конкретных причин необходимо привлекать дополнительные данные. Если в изучаемых отложениях встречаются остатки только эвригалинных форм, то это связано, видимо, с изменениями солености.

Высокая степень подвижности воды в условиях незначительной глубины приводит к тому, что здесь развиваются только те организмы, которые приспособились противостоять переносу водой. В этих обстановках раковины толстостенны или грубоскульптированы, нередко прирастающие друг к другу, и не несут следов переноса и механической сортировки. В мезозое и кайнозое банковые ракушняки формировались преимущественно раковинами остреид, в палеозое они сложены брахиоподами – пентамеридами и продуктидами, реже двустворчатыми моллюсками (мегалодонтиды). Напротив, тонкостенные слабоскульптированные раковины – показатели спокойных условий.

Важное значение среди прикрепляющихся организмов играют цианобактерии и водоросли. Поскольку это фотосинтезирующие организмы, для жизни им нужен свет, а он не проникает на большие глубины. Поэтому донные водоросли – надежные показатели малых глубин. При средней прозрачности воды цианобактерии обитают на глубинах не более 20 м, зеленые – 50, и только багряные опускаются в ряде крайне редких случаев до глубины 150 м. Другое важное обстоятельство, на которое указывают водоросли, – это окислительная среда в воде и придонном слое, так как в процессе фотосинтеза выделяется кислород. Наконец, заросли водорослей резко смягчают волнение, способствуя тем самым улавливанию и осаждению тонких частиц и обитанию здесь организмов с хрупкими тонкостенными раковинами.

16.2.3. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ И ФОРМЫ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ С ОКРУЖАЮЩИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Изучение литологии пород и содержащихся в них органических остатков – это по сути дела исследование на породном уровне, но фациальные реконструкции проводятся для отложений, то есть неких геологических тел, имеющих тот или иной объем. Другими словами, необходим переход на изучение уже более высокого уровня организации геологического пространства – именно комплексов отложений, которые характеризуются строением разрезов, латеральными изменениями и самой формой этих тел. Следовательно, при реконструкциях условий образования отложений важное значение имеет исследование строения осадочных тел – характера их наслоения, изменения по разрезу и по площади типов и наборов пород, количественных соотношений разных пород, их особенностей и т.д. Например, направленная смена пород в разрезах указывает на изменение каких-то условий осадкообразования, а неоднократная повторяемость близких наборов – на циклическую повторяемость соответствующих условий.

В некоторых случаях сам характер разреза позволяет решать вопрос не только о способах отложения, но и об обстановках, то есть непосредственно говорить о фациях. К примеру, наличие ленточных глин указывает на озера, расположенные в умеренных или даже приполярных широтах. Разрезы турбидитов свидетельствуют о наличии склона и его подножья в водоеме, правда, не решают напрямую вопрос, был ли это бассейн морской или пресноводный.

Значительно более общим методом является сравнение типов разрезов, исследование их распределения по площади и выяснение изменчивости – смену слоистых разрезов массивными, преимущественно песчаных алевролито-глинистыми и т.д. Методы выявления подобной изменчивости будут рассмотрены несколько ниже при обсуждении вопросов картирования.

Важное значение в фациальном анализе имеет изучение формы осадочных тел, которая в ряде случаев позволяет установить генетическую природу осадочных образований.

Особую важность для установления фаций приобретает метод анализа форм осадочных тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями у геологов-нефтяников, которые имеют дело преимущественно с материалами бурения. Однако практически во всех скважинах проводится широкий комплекс геофизических исследований, который позволяет достаточно точно выделить отдельные пласты и пачки, исследовать их распространение, изменение мощности, выявлять размывы, несогласия и т.д., поэтому материалы ГИС должны полностью использоваться в фациальном анализе. Большую помощь в этом направлении оказывает высокоточная сейсморазведка.

Как правило, осадочные толщи имеют слоистое строение, где кровля и подошва пластов более или менее параллельны друг другу. Тем более интересно появление иных, в частности, линзовидных форм. Существуют, например, геологические тела в форме массива с относительно плоской подошвой и выпуклой кровлей. Если исключить подобные образования, сложенные солями и ангидритами, которые являются результатом проявления соляной тектоники, то значительный интерес представляют такие тела, сложенные карбонатными породами или песчаниками. В первом случае это могут быть эрозионные останцы (древний погребенный наземный рельеф), но могут быть и рифы. Важно, что форма сразу ориентирует на определенные направления исследования. Для идентификации истинной природы необходимы уже литологические данные. Если в карбонатном массиве устанавливаются биогермные структуры пород, наличие организмов-рифостроителей и другие характерные показатели, то это действительно рифы. Очень важным является и характер одновозрастных пород, то есть фациальные переходы карбонатного массива. В случае перекристаллизации и доломитизации, столь частой и характерной в рифах, когда первичные структуры иногда полностью уничтожаются, установление рифовой природы возможно только на основе анализа формы карбонатного массива и его фациальных соотношениях с одновозрастными отложениями.

Линзовидные тела с выпуклой кровлей, сложенные обломочными породами – это, скорее всего, аккумулятивные образования – бары. Опять-таки, наличие такого тела – важное указание направления дальнейших исследований. Так, в барах от подошвы к кровле происходит укрупнение размеров зерен, и если это обстоятельство выявлено, то баровая природа данного образования получает дополнительное важное обоснование. Следующим аргументом должно стать выявление соответствующих фациальных замещений – в открыто морские в одном направлении и лагунные в другом.

Другой, противоположный случай – линзы относительно грубозернистых пород с выгнутым вниз основанием и относительно плоской кровлей среди более тонкозернистых обломочных, либо других петрографических типов пород. Чаще всего это врезанные в подстилающие

отложения русловые аллювиальные образования. При этом в отличие от аккумулятивных баров размер обломочных зерен подобных отложений уменьшается от подошвы к кровле.

В приведенных примерах рассматривались по сути дела профильные сечения. Не менее важно исследовать и плановую конфигурацию таких линзовидных тел. Например, если единая полоса песчаных отложений начинает делиться, распадаться на ряд веерообразно расходящихся песчаных полос, то, скорее всего, это уже область дельты, то есть зона перехода суши, по которой текла река, к водоему, в который она впадает. Тут, кстати, возможны интересные изменения формы линзовидных тел. Пока река и ее протоки располагаются в пределах суши, энергия их течения достаточна для эрозии, в результате чего формируется врезанная долина, выполняющаяся осадками с отмеченными выше характеристиками. Но при впадении реки в бассейн скорость течения резко падает, энергии уже не достаточно для размыва дна и выработки эрозионного русла, хотя обломочный материал еще переносится. В этих условиях подводной части дельты – авандельты или приустьевого взморья – приносимый обломочный материал откладывается уже в виде аккумулятивных форм, внешне похожих на вдольбереговые бары, но имеющих иные характеристики – ориентировку относительно берега, морфологию поперечного сечения, распределение зернистости и др. (табл. 16.4). В этом случае линия, разделяющая участки смены эрозионных русел аккумулятивными формами будет соответствовать береговой линии древнего бассейна. В качестве примера песчаных тел в эрозионных руслах на суше и их продолжении в виде аккумулятивных форм в подводно-дельтовой части на рисунке приведены разрезы нижневизейских отложений Волго-Уральской области (рис. 16.3).

Форма осадочных тел устанавливается полнее всего построением карт мощностей. В зависимости от цели, задачи и масштаба исследований строятся различные карты мощностей, как всего стратиграфического комплекса, так и его отдельных литологических разностей. Например, карта мощностей песчаников какого-либо стратиграфического комплекса, сложенного песчано-глинистыми отложениями, достаточно наглядно отражает распределение гидродинамической активности в бассейне седиментации. Удлиненные полосовидные зоны песчаников могут быть связаны с областями течений, представлять собой бары, аллювиальные образования и т.д.

Поскольку речь идет о речных и дельтовых образованиях, следует коснуться вопроса о методах реконструкции наземного палеорельефа в подобных палеогеографических обстановках. Принципиально ход работы следующий. В геологическом разрезе выбирается один или несколько опорных слоев (реперов), имеющих региональное распространение и характеризующихся устойчивостью литологических и фаунистических признаков, что должно указывать на идентичность батиметрических условий в бассейне седиментации на всей или большей части площади отложения реперного слоя. Эти опорные слои должны залегать выше (и относительно близко) реконструируемой поверхности перерыва и

Таблица 16.4

Сравнительная характеристика русловых и баровых отложений

Особенности строения	Русловые образования	Прибрежные бары
Положение относительно региональной структуры	Обычно перпендикулярно общему простиранию осадочных пород	Как правило, параллельно общему простиранию пластов осадочных пород
Форма тела в поперечном сечении	Нижняя граница вогнутая, верхняя более или менее горизонтальна; слои, залегающие в кровле толщи, распространены на более широкой площади, чем отложения в основании	Нижняя поверхность почти плоская, а верхняя выпуклая
Форма тела в плане	Обычно извилистая, меандрирующая	Как правило, относительно прямолинейна, отдельные линзы песчаников часто расположены кулисообразно
Характер контактов и замещений по простиранию	Резкие эрозионные как нижние, так и боковые. Отложения по обе стороны русла более или менее одинаковы	Относительно постепенные переходы как вниз, так и в стороны; с одной стороны более резко переходят в морские часто глинистые и мелкозернистые отложения, с другой (лагунной) стороны – более спокойный переход в лагунные солоноватые, пресноводные или горько-солоноводные отложения. Как правило в этой части отмечается низкая проницаемость
Преобладающий тип пород и их структура	Обычно песчаники, однако может существенно меняться в зависимости от типа потока. Зернистость, как правило, увеличивается вниз по разрезу вниз по течению сортировка в общем улучшается, максимальный и средний размер зерен уменьшается	Преоладают песчаники. Зернистость увеличивается вверх по разрезу. Изолинии отсортированности, состава и структуры обычно параллельны линиям выклинивания пластов, то есть простиранию бара
Текстуры	Разнообразная слоистость, в том числе косая; общее падение слойков в направлении течения	Слоистость неправильная, нередко косая, наклоненная к лагуне; знаки волнений; норки роющих организмов
Комплекс органических остатков	Обломки древесины, пресноводная фауна	Мелкоперетертый растительный детрит, очень мелководная морская фауна, часто перебитая до ракуши

денудационной деятельности. Вычислив расстояния от поверхности несогласия до реперного пласта и взяв полученные значения со знаком минус, можно построить карту-схему палеорельефа поверхности перерыва.

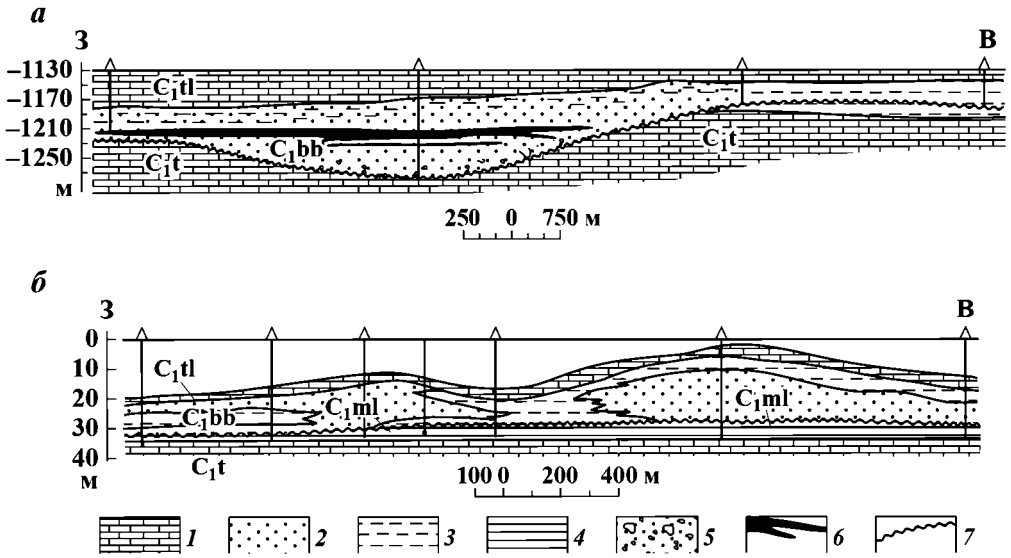


Рис. 16.3. Литолого-фациальные профили терригенной тощи нижнего визе Волго-Уральской области:

а – эрозионные русла в Арланском районе, *б* – аккумулятивные русла на Красноярской площади Оренбургской области.

1 – карбонатные породы турне; *2* – песчаники; *3* – алевролиты; *4* – глины; *5* – брекчиевидные песчано-глинистые породы; *6* – прослои каменного угля; *7* – поверхность размыва

Хотя этот способ технически не отличается от способа построения карт равных мощностей, широко используемых при палеотектоническом анализе, разница в выборе реперных горизонтов и интервалов разреза, используемых для их построения мощности, придает им совершенно иное – палеогеоморфологическое – значение. Естественно, что подобные карты не абсолютно точно отражают древний погребенный рельеф. Не учитывается первичный региональный наклон дна бассейна при отложении реперных горизонтов, различное уплотнение осадков и т.д. Однако, эти обстоятельства можно учесть и внести соответствующие поправки.

Изучение характера строения и мощностей разнофациальных отложений в комплексе с аналогичным изучением покрывающих их образований позволяют в ряде случаев восстанавливать рельеф морского дна путем количественного определения глубины бассейнов. Суждения о глубине образования осадков основываются, прежде всего, на литологических и палеоэкологических данных. Так наличие бентонных водорослей – надежный показатель мелководности, а остатков рыб со светящимися органами – относительной глубоководности. Однако литологические и экологические исследования не дают определенных количественных данных о глубине накопления осадка. Более того, если среди

мелководных отложений путем сравнения их друг с другом по определенным литологическим данным, остаткам водорослей и некоторых других групп организмов можно примерно наметить глубину их образования, то переходя к глубоководным фациям (на глубине >100–150 м) никаких определенных значений получить не удается.

Возможность подобных реконструкций основывается на том, что в условиях не компенсированного осадками прогибания мощности глубоководных отложений, как правило меньше, чем смежных с ними мелководных, накапливающихся в обстановке достаточно точной компенсации прогибания осадконакоплением. Сформировавшийся в результате этого рельеф позднее заравнивается терригенными, преимущественно глинистыми породами или эвапоритами – гипсами, ангидритами, солями. Очень часто завершение образования этих толщ выполнения происходит вблизи уровня моря, что фиксируется автохтонными углями, осаждением калийных солей в обстановке полного выпаривания и т.д.

В самом простом случае прогибание всего района происходит с постоянной скоростью, но в одних участках оно компенсируется осадконакоплением, а в других нет. Это фиксируется параллельностью нижней границы изучаемого подразделения и верхней границы толщи выполнения. Максимальная глубина бассейна к концу времени осаждения изучаемого стратиграфического подразделения равна разности мощностей данного подразделения в зонах компенсации h_1 и некомпенсации h_2 плюс глубина его в мелководной зоне x (рис. 16.4). Если доказано, что образование верхней части толщи выполнения происходит на одном уровне (по наличию автохтонных углей, перекрытию их однофациальными отложениями и т.д.) эту же глубину можно рассчитывать, как разность максимальной и минимальной мощностей толщи выполнения.

Приведенные построения весьма схематичны и применимы только в простейших случаях. Однако учитывая природные условия и вводя соответствующие поправки, принципиально тем же методом можно определить глубины бассейнов в более сложных условиях.

Таким образом, изучение соотношения осадочных тел при исследовании фаций наряду с другими данными позволяет в ряде случаев количественно восстанавливать рельеф эпохи осадконакопления – как наземный, так и подводный. В последнее время эта отрасль выделяется в самостоятельный раздел геологии – *палеотопографию* или *палеогеоморфологию*.

Палеогеоморфология, применяя разнообразные геологические методы исследования, разрабатывает и свои собственные или позволяет глубже использовать традиционные и по-новому их интерпретировать. Благодаря этому она обогащает и развивает фациальный анализ и палеогеографию, в недрах которых возникла. Например, форму тел или ископаемый рельеф, зафиксированный плотностными границами, можно установить по данным полевой (разведочной) геофизики, чаще всего сейсморазведки.

Успехи, достигнутые в области повышения информативности сейсморазведки, позволяют использовать ее результаты не только в тради-

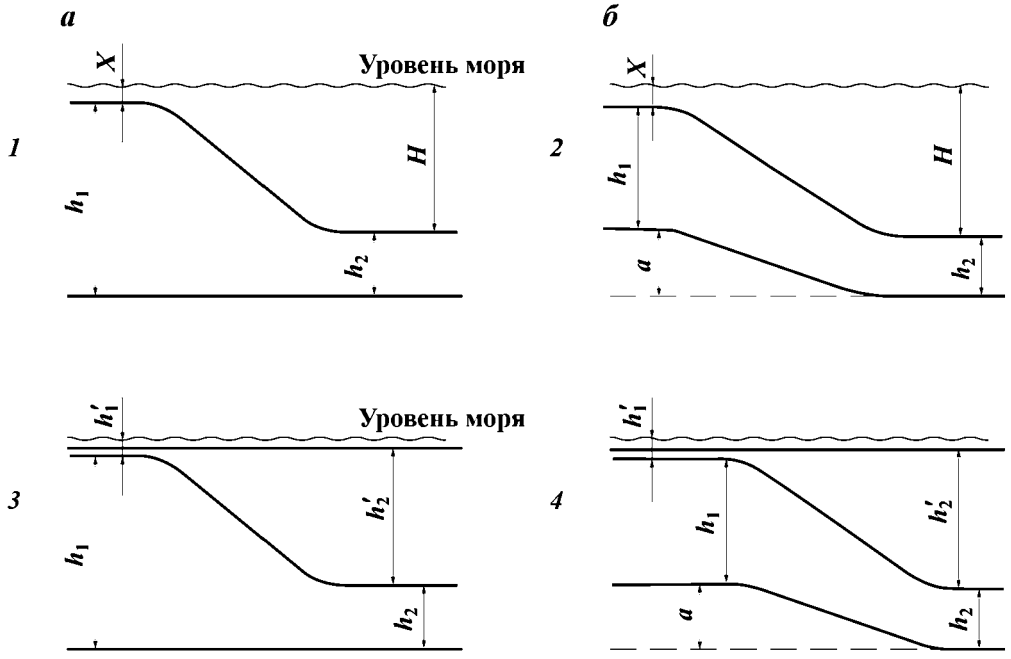


Рис. 16.4. Принципиальная схема определения глубины бассейна с некомпенсированным осадконакоплением при равномерной скорости прогибания всего бассейна (*а*) и при неравномерной скорости прогибания разных его участков (*б*).
Положение к концу седиментации некомпенсирующих отложений: *1* – $H = h_1 - h_2 + x$, *2* – $H = x + h_1 + a - h_2$, где: $a = (h_2 + h'_2) - (h_1 + h'_1)$. Положение после выравнивания субаквального рельефа толщами заполнения: *3* – $H = h'_2 - h'_1 + x$; *4* – $H = h'_2 - h'_1 + x$

ционном применении для выявления тектонической структуры, но и для изучения морфологии осадочных комплексов, латеральных изменений физических свойств одновозрастных отложений в различных зонах (выделения «сейсмофаций»), то есть того, что получило название *сейсмостратиграфии*. Полученные таким путем данные позволяют с учетом определенных геологических моделей и аналогий давать их фациально-палеогеоморфологическую интерпретацию, что способствует прогнозу и поискам ряда палеогеоморфологических ловушек.

16.3. ОСНОВНЫЕ ПРИЕМЫ ФАЦИАЛЬНОГО КАРТИРОВАНИЯ

Естественный и закономерный итог фациального анализа – картографическое представление его результатов – составление фациальной карты изучаемого стратиграфического подразделения. Она отражает распределение по площади физико-географических обстановок опреде-

ленного времени. Поскольку в абсолютном большинстве случаев мы имеем дело с обстановками, зафиксированными отложениями, то на этой карте показывается и литология пород соответствующих обстановок-фаций. Если доказано наличие на картируемой территории первичного отсутствия отложений, то есть областей денудации и сноса, они также выделяются и отображаются.

Построение фациальных карт включает три основных этапа. Первый – это тщательная документация и систематизация исходного фактического материала. Для этого составляются подробные литологические разрезы с указанием тех показателей, которые имеют важное генетическое значение: некоторые виды текстур, наличие и распределение минералов-индикаторов, органических остатков, их типов и сохранности и т.д.

Важно отметить, что все эти диаграммы и кривые, строго говоря, не являются генетическими – они лишь графически наглядно представляют состав пород разреза и их изменение во времени. В связи с этим целесообразно справа показать в схематическом виде уже генетическую интерпретацию, и эту кривую (колонку) уже можно считать литогенетической.

Построенные графики и их генетическая интерпретация не являются фациями, так как не отражают площадного распространения и изменения обстановок, но они дают основной материал для следующего этапа работ – изучения изменчивости, то есть собственно картирования. Кроме того, они уже несут важную генетическую информацию. К примеру, присутствие остатков бентосной морской фауны указывает на полностью аэрируемый морской бассейн. Наличие таких минералов, как сепиолит и палыгорскит – свидетельство щелочных условий, которые обычно характерны для бассейнов аридной климатической зоны, а каолинита, напротив, – для континентальных водоемов гумидной зоны и т.д.

Следующий этап – это установление областей распространения различных типов пород изучаемого стратиграфического подразделения, то есть выявление изменчивости отложений по площади, а также и ее закономерностей. Этот этап – собственно составление литолого-фациальной (литофациальной) карты, которая показывает распространение типов пород данного стратиграфического отрезка и обычно не отражает условий их образования. Она может содержать некоторые генетические данные, основанные только на литологических признаках пород.

Такие карты могут отражать распределение типов пород, или, точнее, разрезов с разными или однотипными породами в разных соотношениях, изменение каких-то отдельных показателей пород и т.д.

Для составления карты изменения типов разрезов следует на месте положения каждого разреза тем или иным образом показать его состав и строение, а затем объединить поля с близким составом и строением разрезов. Например, если изучаются терригенные отложения, то в каждом разрезе подсчитываются мощности каждого литологического типа пород, например, песчаников, алевролитов и глин. При этом, как и в

случае построения литологических колонок, следует избегать очень подробной детализации, так как в этом случае теряется наглядность и «за деревьями не видно леса». Все детали можно и нужно использовать для уточнения и дополнительной аргументации выводов по этим обобщенным, генерализованным схемам, в том числе построением каких-либо дополнительных графиков. Далее подсчитываются процентные соотношения мощностей этих пород по отношению к общей мощности разреза. Полученные таким образом данные графически изображаются около соответствующего разреза.

Формы этого графического изображения могут быть различны. Наиболее просто построить столбчатую диаграмму с соответствующими типами пород на оси абсцисс. Другой путь – построение циклограмм. Циклограммы представляют собой круг, разделенный на секторы, площади которых пропорциональны содержанию соответствующего типа пород (аналогично циклограмма может отражать и содержание различных гранулометрических фракций и любых других показателей, которые в сумме составляют 100 %). В центре круга можно оставить место для записи номера разреза. При построении этих секторов надо иметь в виду, что одному проценту содержания соответствует 3,6°. (При изображении гранулометрического состава на циклограммы можно наносить отдельно все фракции гранулометрического состава, составляющие в сумме 100 %, но, как и в случае колонок основного литологического состава, излишняя дробность ведет к потере наглядности и отдельные фракции лучше объединять в более крупные и наиболее характерные для данных отложений группы.) Циклограмма каждого разреза вычерчивается на карте у его положения.

Возможно также составление генерализованных литологических колонок, где показаны в процентах соотношения основных типов пород. Варианты такого изображения показаны на рис. 16.5.

После того, как на карте около каждого разреза будут нанесены эти обобщенные изображения, можно объединить поля с близкими соотношениями мощностей однотипных пород и получить схему площадного распространения основных типов разрезов. Для более точного определения границ развития различных пород, а главное конфигурации этих границ, полезно построить еще одну серию карт – процентного содержания каждого типа в изолиниях (рис. 16.6). В данном примере при всей схематичности этих изолиний, обусловленной малым количеством точек, они имеют общую дугообразную конфигурацию. Изолинии 50%-го содержания могут быть выбраны границами распространения зон – преимущественно песчаных пород на востоке и преимущественно глинистых или точнее глинистых и алевролито-глинистых на западе (рис. 16.7). В свою очередь пространство между ними может быть подразделено на две зоны – развития песчано-алевролитовых (тип разреза № 104) и глинисто-алевролитовых (тип разрезов №№ 102 и 103). Построенная таким или любым аналогичным способом карта называется литолого-фациальной, поскольку отражает *изменчивость одновозрастных отложений* по площади – одну из важных сторон по-

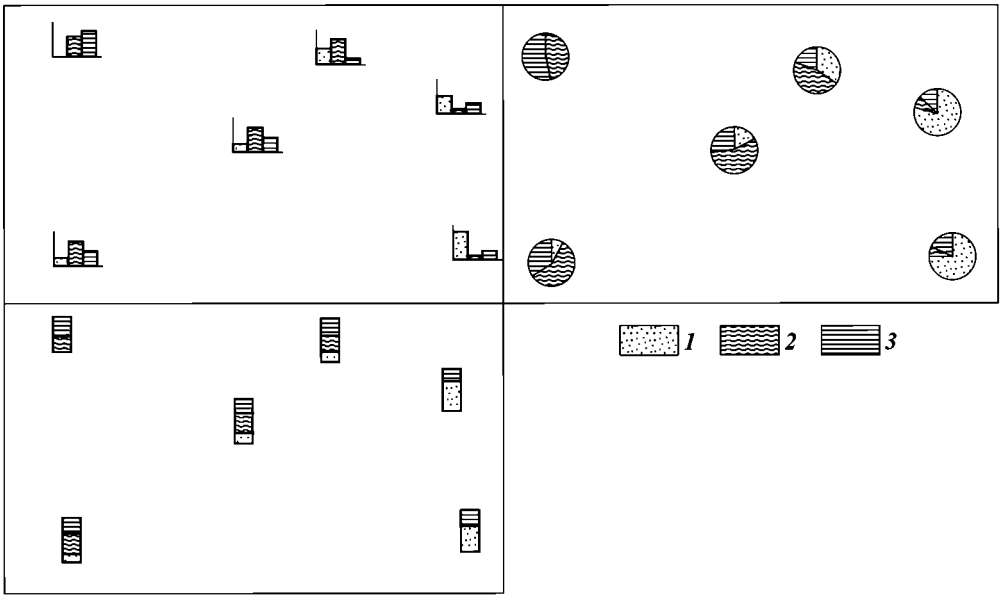


Рис. 16.5. Примеры различного представления соотношений мощностей основных типов пород в разрезах изучаемого стратиграфического подразделения:
1 – песчаники; *2* – алевролиты; *3* – глины

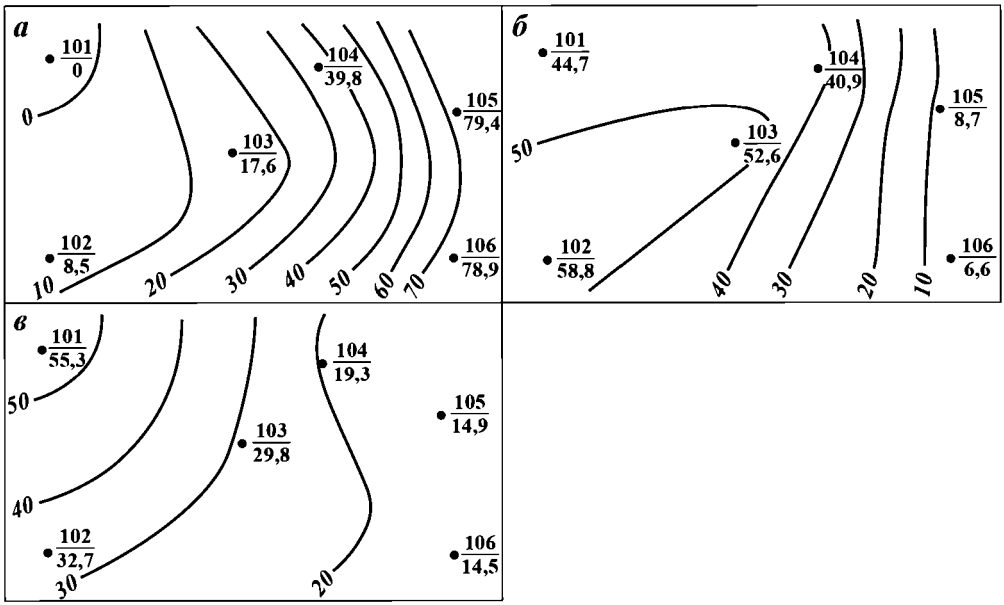


Рис. 16.6. Схемы изменения содержания песчаников (*а*), алевролитов (*б*) и глин (*в*) в процентах от общей мощности изучаемого стратиграфического подразделения

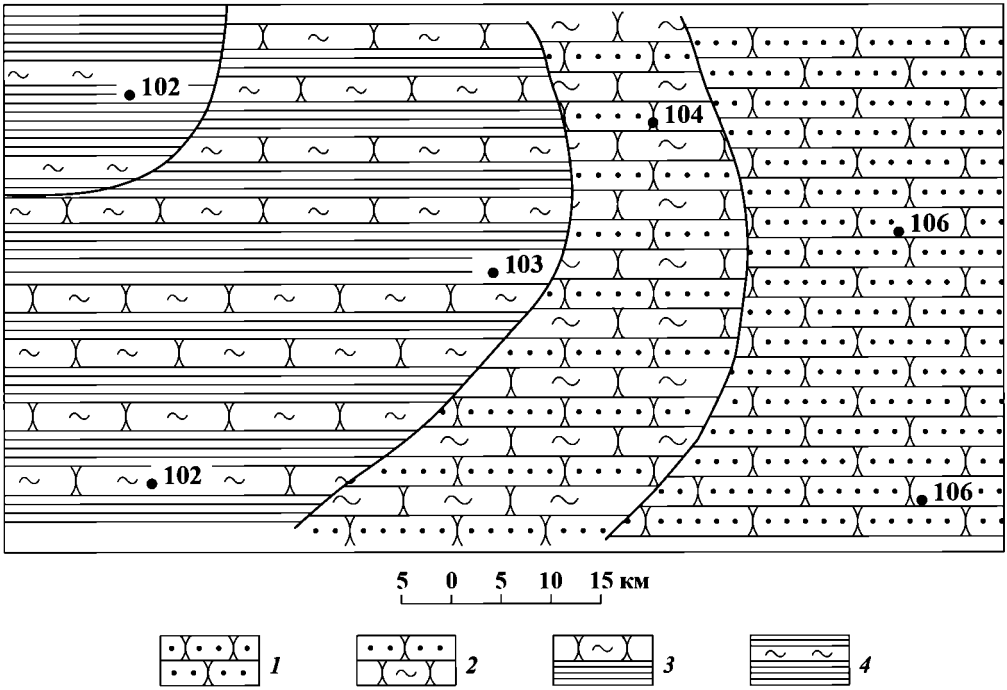


Рис. 16.7. Литологическая (литолого-фациальная) карта изучаемого стратиграфического подразделения.
Области развития отложений: *1* – преимущественно песчаных; *2* – песчано-алевролитовых; *3* – глинисто-алевролитовых; *4* – алевролито-глинистых и глинистых

нятия «фация». Ее иногда называют и просто литологической, но в этом случае необходимо указывать, что это литологическая карта такого-то горизонта. Напомним, что просто литологическая карта показывает выходы на поверхность тех или иных *литологических разностей*, аналогично тому, как геологическая карта показывает выходы отложений того или иного *возраста*. В приведенном примере отчетливо видны тенденции утонения обломочного материала в общем направлении с востока на запад, или точнее северо-запад, смену преимущественно песчаных отложений алевролито-глинистыми.

Для детализации характера латеральной изменчивости, которая показана на литолого-фациальной карте, полезно строить дополнительно серию рабочих карт и схем. Это позволяет выделять важные детали и особенности физико-географических условий осадконакопления. Сюда относятся карты песчанистости, схемы изменения гранулометрических параметров (медианного диаметра, отсортированности и т.д.), распределения типов гистограмм, отдельных аллотигенных минералов или терригенно-минералогических провинций, схемы распространения и экологического состава фауны и флоры и т.д.

Построенные таким образом карты изменения тех или иных показателей – это очень упрощенные схемы, исходящие из того, что каждый разрез представлен одной однородной породой и данный показатель (медианный диаметр, коэффициент отсортированности и т.д.) характеризует весь разрез. В реальности этого конечно нет, разрез состоит из серии в той или иной мере разнородных по своим параметрам пород. В этом случае следует для каждого разреза рассчитывать средневзвешенные значения, учитывая значение параметра и мощность пласта, который этот параметр характеризует.

Литолого-фациальная карта – объективная основа для перехода к фациальной. Этот переход заключается в реконструкции условий образования осадков, выполняемой на основе генетической интерпретации показанного на литолого-фациальной карте характера изменчивости. Для этого привлекается весь комплекс данных, полученных при изучении остатков фауны и флоры, различных генетических диаграмм, структурных и текстурных особенностей отложений, морфологии осадочных тел и их взаимоотношений с вмещающими породами и т.д.

Поскольку особенности изменения мощностей часто помогают выяснению условий образований осадков, на фациальной карте полезно совмещать изопахиты и литологию изучаемого комплекса; возможен также показ некоторых генетических важных особенностей отложений, наличия и характера органических остатков. На подготовленной таким образом основе показываются условия образования отложений. Для этого используется введение новых обозначений, буквенная или цифровая индексация отдельных фациальных зон, иногда цвет и т.д. (рис. 16.8).

Фациальные карты необходимо дополнять одним или несколькими фациальными профилями, расположенными более или менее вкрест простирания фациальных зон и проходящими через пункты с достаточно подробными данными о разрезе (детально задокументированные обнажения, скважины и др.). Во-первых, на профилях многие фациальные соотношения приобретают бульшую наглядность, чем на фациальной карте. Во-вторых, независимое построение профилей и карт способствует их взаимной проверке. Наконец, профили позволяют отразить фациальные изменения, происходящие по разрезу изучаемого горизонта, цикличность строения и смены фациальных обстановок в разрезе, смещения некоторых фаций в пространстве в период отложения этого стратиграфического комплекса, то есть детали часто очень важные, которые, однако, не могут быть отражены на фациальной карте.

В отличие от геологических, фациальные профили строятся, как правило, без учета современного структурного положения изучаемого горизонта прежде всего потому, что оно определяется обычно последующими тектоническими движениями, а фациальный профиль отражает обстановки времени осаждения. К тому же такое построение нередко невозможно чисто технически: при составлении фациального профиля обычно используется крупный вертикальный масштаб, в ко-

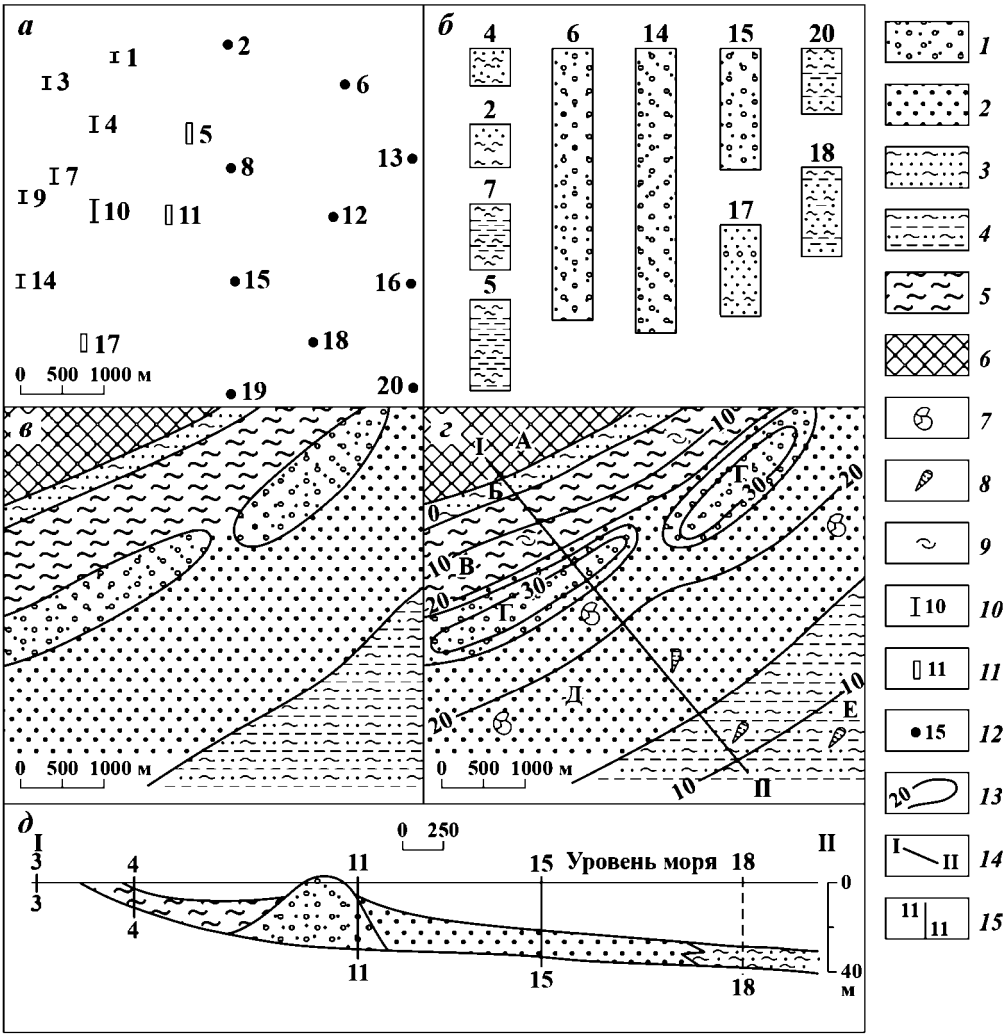


Рис. 16.8. Схема последовательности составления фациальной карты и профиля:
а – схема расположения изученных разрезов; *б* – литологические колонки основных разрезов; *в* – литолого-фациальная карта; *г* – фациальная карта; *д* – фациальный профиль.

Песчаники: *1* – крупно-среднезернистые плохо отсортированные; *2* – средне- и мелкозернистые хорошо отсортированные; *3* – мелкозернистые алевритовые; *4* – мелкозернистые песчаники и алевролиты, часто глинистые; *5* – глины и глинистые алевролиты; *6* – область отсутствия отложений; *7* – морская фауна; *8* – тонкостенная морская фауна; *9* – солоновато-водная фауна; *10* – обнажения и их номер; *11* – шурфы, канавы и их номер; *12* – скважины и их номер; *13* – изопахиты; *14* – направление фациального профиля; *15* – положение разреза на профиле и его номер.

Фациальные обстановки: А – низменная суша, Б – прибрежно-пляжевые отложения, В – лагунные отложения, Г – бары, Д – отложения мелководно-морской части шельфа, Е – отложения более мористой части шельфа

тором возможность показа тектонической структуры практически исключена.

Обычно верхнюю границу стратиграфического комплекса выравнивают, в местах положения разрезов откладывают вниз в соответствующем масштабе мощности, нижние границы соединяются и внутри нарисованных таким образом контуров стратиграфического комплекса помещаются литологические и фациальные данные. При этом необходимо выдерживать реальную последовательность отложений в разрезе и мощности отдельных литологических разностей. Надо сказать, что подобное выравнивание верхней границы далеко не всегда правильно и профиль имеет скорее вид литологического или литолого-фациального, но не фациального. Глубины образования осадков различных фаций не одинаковы. Существует целый ряд аккумулятивных форм, где повы-

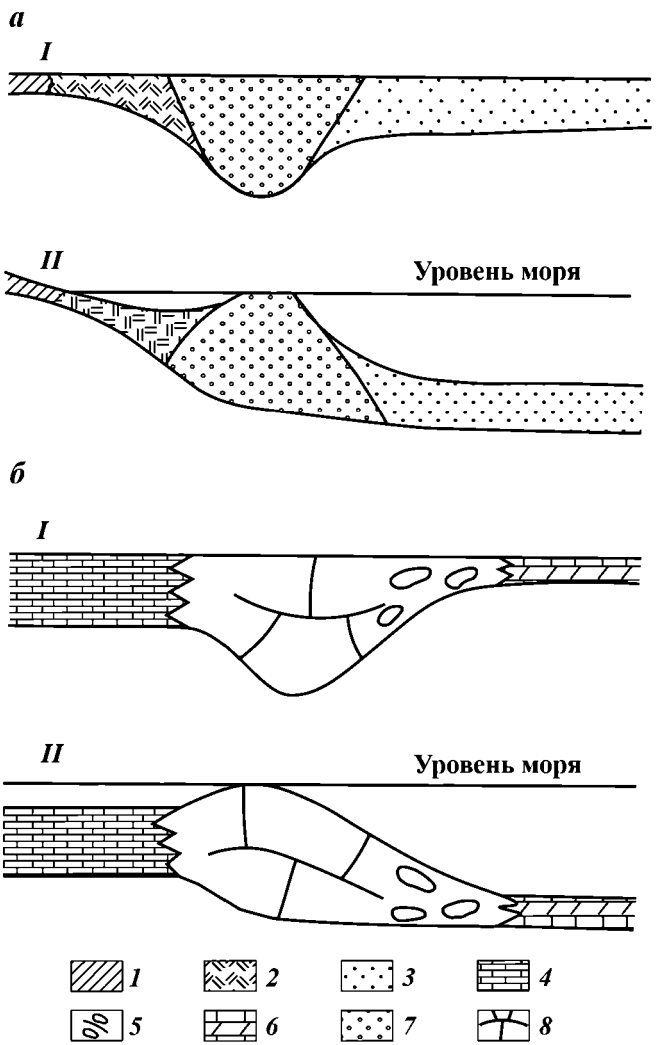


Рис. 16.9. Фациальные профили, построенные с выровненной кровлей изучаемого стратиграфического комплекса (*I*) и на палеогеоморфологической основе (*II*):
а – прибрежные бары; *б* – рифовые системы, связанные с некомпенсированным прогибанием.
Фации: *1* – континентальные, *2* – лагунные, *3* – открытого мелкого шельфа, *4* – мелководные зарифовые, *5* – фации предрифового шлейфа, *6* – глубоководные депрессионные, *7* – бары, *8* – рифы

шенная относительно фоновых значений мощность обусловлена не интенсивным прогибанием, а более быстрым накоплением осадков (рифы, бары, пересыпи, аккумулятивные русла в дельтах).

Выравнивание верхней границы ликвидирует все эти различия, и само построение профиля теряет смысл, так как он не только не увеличивает наглядность фациальных соотношений, но и принципиально их искажает. При этом оказывается, что рифы, например, растут вниз, баровые отложения превращаются в русловые, малые мощности депрессионных отложений активно прогибающихся, не компенсированных осадками впадин, оказываются расположенными как бы на поднятиях и т.д. (рис. 16.9). Более правильно строить фациальный профиль на палеогеоморфологической основе. Сейчас нет общих правил и рекомендаций по методике таких реконструкций и этот вопрос требует отдельного решения в каждом конкретном случае. Часто, при горизонтальной или моноклинально падающей подошве, более правильно начинать построение от нее вверх (бары, одиночные рифы и др.). При наличии некомпенсированного прогибания за поверхность выравнивания может быть принята кровля толщи выполнения.

Не следует думать, что при построении фациального профиля на палеогеоморфологической основе теряется объективная база и геолог вступает на путь безудержной, не доказуемой фактами фантазии. Любая фациальная карта – субъективная авторская интерпретация объективных геологических данных, в большей или меньшей мере отражающая истинную картину. Палеогеоморфологическая реконструкция также вносит элементы субъективизма, главным образом в степень расчлененности рельефа, его количественное выражение, однако даже схематический, а в указанных случаях и достаточно точный учет рельефа отразит фациальную картину ближе к истине, чем формальное «объективное» выравнивание верхней границы комплекса отложений.

ГЛАВА 17
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ФОРМАЦИЯХ И ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ

17.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И СОДЕРЖАНИЕ ПОНЯТИЯ «ФОРМАЦИЯ»

Начало учения об осадочных формациях относится к середине XVIII века, когда Г.Х. Фюхсель ввел понятие о горных сериях, которые объединяют комплексы пластов, образовавшихся друг за другом при одинаковых условиях, причем каждая серия соответствует определенной эпохе в истории Земли. Само слово «формация» появилось в работе А.Г. Вернера и обозначало ассоциацию определенных типов горных пород, которые могут повторяться в разные геологические эпохи. По Ч. Лайелю (в транскрипции XIX в.) название формация «... выражает в геологии всякую группу пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования или составу. Так, мы говорим о слоистых и неслоистых, пресноводных и морских, водных и вулканических, древних и новых, металлоносных и неметаллоносных формациях» [Ляйэлль, 1866].

Таким образом, термин, особенно у Г.Х. Фюхселя, имел и литологический, и стратиграфический смысл. Такая двойственность объясняется тем, что в Западной Европе, где возник термин, некоторые литологически специфичные образования, например, писчий мел или терригенные отложения с большим количеством пластов угля, оказались действительно одновозрастными (соответственно верхнемеловыми и средневерхнекаменноугольными). Однако с развитием палеонтологического метода и особенно расширением географических рамок исследования за пределы Центральной Европы выяснилось, что одновозрастные отложения могут иметь совершенно различный состав и строение, в то время как однотипные образования нередко разновозрастные. Поэтому термин «формация» потерял стратиграфический смысл, что и было закреплено решениями II сессии Международного геологического конгресса (Болонья, 1881 г.), в которых рекомендовалось пользоваться этим термином для обозначения комплекса пород, рассматриваемых с точки зрения их происхождения или способа формирования.

Лишь в США, а сейчас и некоторых других странах временно́е значение сохранилось и формация – это единица стратиграфической шкалы.

Важным этапом в развитии учения об ассоциациях осадочных горных пород была VI сессия Международного геологического конгресса в 1894 г., где специально обсуждался этот вопрос. Э. Реневье считал формациями геологические образования, генетически существенно отличающиеся друг от друга (например формации морские, пресноводные) в то время как фации обозначают по его мнению детали обстановки формирования (например фации мела, дельтовая и речная). При таком палеогеографическом подходе формация оказалась комплексом фаций. Второй аспект понимания формаций был изложен М. Бертраном, который установил, что некоторые формации: моласса, флиш, блестящие сланцы (аспидная формация в современном понимании) – соответствуют определенным стадиям развития геосинклинали. Он показал геотектоническую обусловленность формирования индивидуальных литологических комплексов и связь их с определенными этапами развития. Этим было положено начало историко-генетическому направлению учения о формациях.

В настоящее время сложилось три главных подхода в учении о формациях. Первый берет начало с представлений Э. Реневье о формациях, как комплексах фаций, и рассматривает формацию как сообщество фаций, отражающее определенную физико-географическую обстановку (ландшафт) и соответствующий ей тектонический режим. Другими словами, если в учении о фациях влияние тектоники рассматривается как один из факторов, причем далеко не главный, то в формациях тектонический фактор становится в один ряд с палеогеографическим, причем он в значительной мере определяет и палеогеографию, и прежде всего рельеф.

Второй подход развивает представления М. Бертрана о формациях, как историко-генетических единицах, связанных своим образованием с определенными стадиями тектонического развития земной коры.

Третий подход отражен в работах Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова и их школы. Под формацией они понимали естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, слои, отложения) парагенетически связаны друг с другом как вертикально, так и латерально. При этом особенно указывалось, что выделение формаций должно проводиться лишь на основе закономерного сонахождения (парагенеза) пород, как единственного объективного критерия, так как другие моменты – происхождение, связь с определенными структурами и этапами их развития – лишь субъективные выводы.

Однако, несмотря на подчеркнуто негенетический подход, упор на объективность и изучение формаций как только фактически наблюдаемых пород, их ассоциаций и соотношений, в своих конкретных исследованиях, многие из которых стали уже классическими, представители этой школы активно использовали генетические представления. Прежде

всего, сама классификация формаций проводилась на тектонической основе, то есть заранее оказывалась генетической (выделялись, например, платформенные, геосинклинальные и орогенные формации). Кроме того, формации были не только, и часто не столько объектом исследования, но и его важнейшим инструментом, так как само выделение и изучение формаций не самоцель, а проводилось именно для выяснения физико-географических и тектонических условий образования этих комплексов и служило важнейшим методом тектонического районирования и палеотектонического анализа.

В настоящее время большинство исследователей признает, что эти подходы к формациям отражают, во-первых, область геологической науки, в которой работают те или иные исследователи и, во-вторых, определенные стадии познания формаций, последовательный все более широкий охват разных сторон формации, все более комплексный, и в то же время глубокий их анализ. Естественно, что литологи уделяют больше внимания составу и строению формаций, тектонисты – их тектонической позиции, специалисты в области палеогеографии – условиям их образования. Ясно также, что изучение состава и строения осадочных толщ, обособление каких-то крупных естественных породных тел – ассоциаций пород – лишь первый этап их изучения, а выяснение тектонических и палеогеографических условий их формирования – следующий «генетический» уровень знаний.

Наконец, более высокий этап познания – выяснение общих закономерностей образования формаций, их смены в пространстве и времени, использование полученных знаний в геологическом анализе. Вместе с тем подобное разделение на этапы носит нередко скорее методический характер, ибо в практике исследования постоянно сочетаются и описательные, и генетические аспекты. Без хотя бы гипотетического представления о генезисе нельзя целенаправленно отделять толщи друг от друга и плодотворно изучать их. Само же это изучение позволяет более глубоко понимать их положение и происхождение.

Другими словами, учение о формациях имеет как бы два аспекта. С одной стороны, изучается конкретное геологическое тело, его состав, строение, происхождение; с другой – использование знаний о серии подобных геологических тел (формаций) – для изучения геологического строения региона и восстановления истории геологического развития. Первая сторона учения о формациях – это область исследования преимущественно литологии, вторая – больше тектоники и относительно нового и активно развивающегося направления – анализа бассейнов. При этом изучение только одной формации, как бы детально оно не проводилось, как правило, не дает однозначного ответа на тектоническую позицию и стадию тектонического развития, когда она формировалась, то есть не позволяет восстанавливать геологическую историю. К примеру, грубообломочная молассовая формация отражает лишь расчлененный горный рельеф, но не раскрывает причин орогенеза. Последнее может быть связано с замыканием океана, то есть субдукцией, или обдукцией, а также со столкновением континентальных массивов,

то есть коллизией, что ведет к формированию внутриконтинентальных горных цепей. Еще более широк набор обстановок и геодинамических режимов образования флишевой формации. Это подножья пассивных и активных окраин, склоны островных, том числе вулканических дуг, междуговые бассейны и др.

Существуют также, условно говоря, «атектонические» формации. Так, формация писчего мела образуется (точнее формировалась) как на платформах, так и в океанических пространствах и, соответственно, на очень разных глубинах. Параллические угленосные формации развивались, например, на стабильных платформах (Подмосковный угольный бассейн) и в авлакогенах (Донбасс).

Несмотря на различие подходов общим является признание того, что формация: 1) естественное геологическое тело, которое выделяется в строении осадочной оболочки, обладающее относительно устойчивыми показателями состава и строения; 2) категория историческая, то есть образование единой эпохи (длительность образования может быть различна), причем подобные тела могут устанавливаться в разрезах разного возраста и на разных, хотя и определенных, участках земной коры; в большинстве случаев признается, что понятие это и генетическое.

Хотя принципы определения и характеристики формаций у разных исследователей достаточно разнообразны, наиболее важные моменты общие. Как правило, выделение формаций производится на основе трех основных групп признаков: 1) петрографического состава и характера строения комплекса отложений (набора и разнообразия пород, особенностей слоистости, симметрии или асимметрии строения в вертикальном и латеральном направлениях и т.д.); 2) физико-географических условий накопления материала; 3) тектонической обстановки образования, определяемой как приуроченностью к тем или иным крупным тектоническим структурам, так и связью с определенными этапами развития последних. Одно из удачных определений формации, учитывающее все приведенные выше моменты, дано В.Е. Хаиным: «Формация – это естественное и закономерное сочетание... горных пород (осадочных, вулканогенных, интрузивных), связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры» [Хаин, 1973].

Формация тем самым является сложной природной системой, обладающей целостностью, индивидуальностью, автономностью. Формация – это новый уровень организации материи, изучаемый геологической наукой. Если минерал – это уровень организации химических элементов, горная порода – уровень организации минералов, то формация – уровень организации горных пород. Но каждый новый уровень организации не есть простая сумма предшествующих. Поэтому и формация, это не просто набор или ассоциация горных пород, но ассоциация закономерная, причем эта закономерность обусловлена определенной общностью условий образований, которая (общность) в свою очередь определяется единством и специфичностью тектонического режима и климата.

О несводимости формации к простой ассоциации пород наглядно свидетельствует приводимый В. Т. Фроловым пример с такой классической формацией, как флиш. Последний бывает обломочным (грубообломочным и песчаным – по составу грауваккковым, аркозовым, кварцевым и т.д.), глинистым, вулканогенным, карбонатным, кремневым, то есть петрографически очень разнообразным. Отсюда парагенез пород еще не определяет сущность флиша как формации. Эта сущность больше выражается особенностями строения, в частности градационной цикличностью, однако последняя в близком варианте встречается и в молассе. Флиш как формация определяется не только набором пород и их закономерным, в данном случае циклическом сочетанием, но и набором или парагенезом генетических типов отложений и обстановкой среды осадконакопления, то есть фацией. Среди генетических типов обязательны формациеобразующие турбидиты и обвально-оползневые накопления, обычны планктоногенные отложения, возможны контуриты. Обстановка, где реализуются эти процессы, – крутые склоны и их подножия на значительных глубинах моря в тектонически активных условиях с почти обязательными землетрясениями, то есть на определенных стадиях тектонического развития.

Для верхнемолассовой формации характерен свой комплекс фаций (обстановок) – субаэральные подножия гор и межгорные депрессии, частично прибрежно-морские зоны вблизи горной суши в условиях активного и контрастного тектонического режима, то есть при интенсивном воздымании областей денудации и прогибании (иногда относительном) областей осадконакопления, то есть также на определенной стадии тектонического развития. Важнейшие генетические типы в этой формации: пролювий, аллювий, а также те, которые реализуются в озерах, лагунах и прибрежных зонах моря.

Приведенные примеры достаточно наглядно показывают сложность соотношения таких важнейших понятий, как фация и формация. Представления о том, что формация это комплекс фаций, наглядны и просты для изложения и понимания, но, исходя из современной трактовки рассматриваемых понятий, видимо не совсем точны, ибо они совершенно разного плана. Если фация в стратиграфо-генетическом или относительно-генетическом смысле – это обстановки и их изменения в пространстве, то формации – комплексы пород, сформировавшиеся в определенных ландшафтных, климатических условиях на определенной стадии тектонического развития.

Аспект пространственной относительности, латеральной изменчивости в понятии фаций был четко отмечен еще Н.С. Шатским, который указывал, что формации и даже формационные ряды могут быть фациями других формаций и формационных рядов. Так донецкая формация (угленосная толща среднего и верхнего карбона Донбасса) есть фация карбонатной формации средне- и верхнекаменноугольного отделов Подмосковного бассейна, мелководные карбонатные формации часто замещаются рифовыми и далее глубоководными кремнисто-глинистыми, нередко битуминозными и т.д.

Некоторая общность фаций и формаций имеется лишь в отдельных сторонах этих понятий, в частности в генетическом аспекте тех и других. Более того, в этом плане формация скорее парагенезис генетических типов, причем этот парагенезис определяется обстановками, то есть фациями, и тектоническими условиями. Кроме того, в фациях превалируют физико-географические условия, а в формациях – тектонические. Поэтому в общем виде формация состоит из серии различных пород, образовавшихся разными способами в различных условиях, но все они чаще всего реализуются в обстановке одного тектонического режима.

Отдельные породы и отдельные генетические типы отложений могут входить в состав различных формаций, но каждая формация представляет собой совершенно определенную и закономерную ассоциацию различных пород, генетических типов и фаций. Например, озерные и речные отложения могут входить в самые разнообразные формации, но ассоциация лимнических, аллювиально-дельтовых, коллювиально-делювиальных, пролювиальных генетических типов с возможным включением прибрежно-морских и лагунных отложений, сформированных в обстановке предгорий, образующая единое геологическое тело, характеризующаяся своими размерами, особой формой и образующаяся на орогенном этапе развития, образует верхнемолассовую формацию. Горно-ледниковая и покровно-ледниковая формации сложены одним набором пород, генетических типов и фаций (моренными, флювиогляциональными, зандровыми, ледниково-озерными), но положение их в различных структурных областях (орогенной и платформенной), определяет и различие этих геологических тел по морфологии, площадям развития, мощностям и т.д., что обусловливает выделение двух различных формаций.

Имеются также монопородные и относительно монофациальные формации, хотя и достаточно редкие. Например, формация писчего мела состоит практически из одной породы (писчего мела), образованной за счет одного механизма – осаждения раковин планктонных организмов в зоне теплого климата. Аналогичным образом, практически однопородной является опоковая формация.

В общем виде, как и для фаций, вероятно нет общего строго количественного ограничения объема формаций. Так, сланцево-граувакковые аспидные формации девона Рейнских Сланцевых гор в ФРГ имеют мощность до 12 км, нижней и средней юры Большого Кавказа до 8–10 км. В то же время так называемая лептогеосинклинальная формация Тетиса – пелитоморфные известняки с аммоноидеями верхнего триаса – имеют в Австрийских Альпах мощность в десятки метров, а на о. Тимор всего 2 м. Столь же резкие колебания мощностей известны и на платформах. Угленосная формация низов визейского яруса Русской платформы имеет мощность в первые десятки метров, а карбонатная аридная формация среднего-верхнего карбона и нижней перми той же платформы – более 1,5–2 км. Это показывает на возможности существенно разного временно́го интервала образования формаций, поскольку объем

последних изменяется от одного горизонта до трех отделов (флишевая формация альпийского цикла развития Большого Кавказа охватывает интервал времени от поздней юры до второй половины палеогена, то есть почти два периода).

Отечественная литература по формациям и формационному анализу огромна. Среди наиболее общих, в том числе учебных изданий, можно указать работы А.В. Маслова и В.П. Алексеева [2003], В.И. Попова и В.Ю. Запрометова [1985], В.Т. Фролова [1995], Н.П. Хераскова [1967], В.М. Цейслера [1992, 2002], Н.С. Шатского [1965], В.Н. Шванова [1992], С.Б. Шишлова [2010], двухтомный справочник Геологические формации [1982] и др.

17.2. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ГЛАВНЫЕ ГРУППЫ ФОРМАЦИЙ

Существует несколько принципов подразделения и систематики формаций. Известны, например, подразделения формаций по их вещественному составу. Так, выделяются группы (классы) терригенных сероцветных и красноцветных формаций, карбонатных, галогенных, кремнистых и т.д. Особо следует отметить выделение формаций по признакам содержания в них полезных ископаемых – угленосные, фосфоритоносные и т.д.

Однако, несмотря на различные подходы к выделению формаций, большинство исследователей признают ведущую роль тектоники в их образовании и, естественно, классификация их строилась и строится преимущественно на тектонической основе. Уже давно формации континентального сектора стратисферы были подразделены на платформенные и геосинклинальные.

Относительно последнего термина необходимо сделать специальное отступление. Более ста лет в геологии практически безраздельно господствовала фиксистская парадигма геосинклиналей и платформ, которая за последние десятилетия сменилась мобилистскими представлениями о движении литосферных плит (плейт-тектоника, или тектоника литосферных плит). Надо, однако, признать, что огромный объективный геологический материал, полученный в предыдущие годы, никак не изменился – появилось иное, видимо, более глубокое и более реальное объяснение его происхождения. В первом приближении геосинклинальные зоны – это краевые части океанов – миогеосинклинали соответствуют древним пассивным окраинам континентов, а эвгеосинклинали активным. Платформенные области характеризуют континентальные блоки земной коры, причем сам термин «континент» становится более широким и характеризует не только наземные субаэральные условия, сушу, но и покрывающие его эпиконтинентальные моря.

В связи с тем, что континентальные окраины характеризуются расчлененным рельефом и высокой тектонической активностью (в случае активных окраин и интенсивным вулканизмом), формации этой «геосинклинальной» зоны отличаются своими особенностями. Они имеют полосовое распространение, быстро изменяются вкрест простиранию и обладают большой мощностью. Тело таких формаций имеет вид вертикальных призм, иногда выпуклых линз, например рифовая или наземно-вулканическая. В этих формациях присутствуют некоторые типичные только для них породы, которые могут стать и формациеобразующими – яшмы, радиоляриты, пластовые фосфориты, граувакки; здесь обильны также разнообразные магматические и пирокластические породы.

Платформенные формации, напротив, формируются при вялом, обычно, тектоническом режиме и малой контрастности рельефа. Поэтому при небольшой относительно мощности они имеют широкое площадное распространение. Эти формации также содержат специфические только для платформенной группы породы – кварцевые пески, каолинитовые глины, писчий мел (не исключено, что в океанических областях подобные планктоногенные образования также образуются, но позднее, вследствие катагенных изменений, переходят в пелитоморфные известняки). Изверженные породы в целом не характерны для платформ, хотя иногда играют важную роль в сложении их чехла. Среди них особое место занимает трапповая формация лав и туфов базальтового состава, ассоциирующихся с континентальными отложениями.

Наряду с платформенными и океаническими («геосинклинальными») выделяют орогенные формации, которые образуются при возникновении горного рельефа. Они формируются не только на заключительных стадиях замыкания океанов в их пределах, но и на прилегающих частях платформ, а также на древних и молодых платформах при коллизионной орогении и образовании на них достаточно расчлененного рельефа.

Состав платформенных формаций достаточно разнообразен: терригенные серо- и красноцветные, карбонатные, галогенные, кремнистые (опоковая), реже, как отмечалось развита трапповая вулканогенная. Приуроченность тех или иных формаций к стадиям тектонического цикла довольно определенная.

На платформах терригенные формации могут возникать на разных стадиях, хотя формируются преимущественно в начальные и конечные этапы (рис. 17.1). Имеются некоторые отличия нижних и верхних терригенных формаций.

Как показал Н.С. Шатский, в начальные стадии формируются преимущественно автохтонные формации, обломочный материал для которых образуется на самой платформе (например, эйфельско-живетско-нижнефранская формация терригенного девона восточной части Русской платформы, источником материала которой служили Балтийский щит, Воронежская антеклиза и другие поднятия Русской

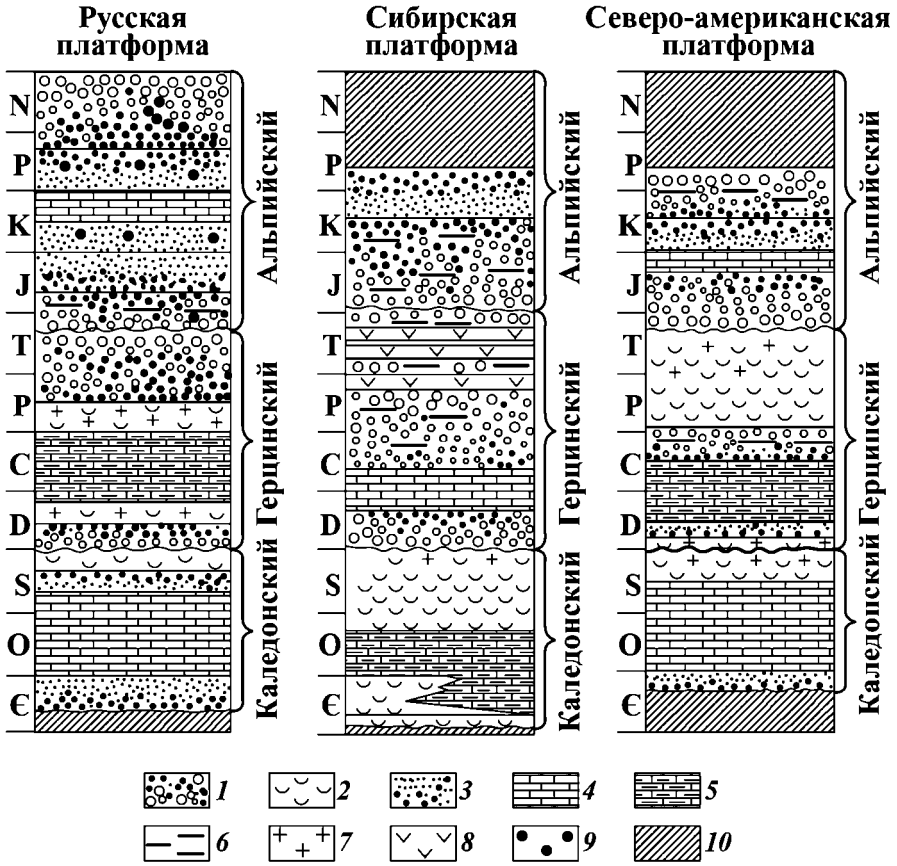


Рис. 17.1. Формационные ряды Русской (Восточно-Европейской), Сибирской и Северо-Американской платформ [Хаин, 1973].
Формации: *1* – континентальная, *2* – лагунная красноцветная, *3* – морская терригенная трансгрессивная, *4* – известняковая, *5* – гипсо-доломитовая, *6* – угленосная, *7* – соленосная, *8* – трапповая, *9* – глауконит в морской терригенной формации; *10* – перерыв в отложении осадков

платформы). Для этих формаций характерны относительно простой кварцевый или олигомиктовый состав песчано-алевритового материала, хорошая его сортировка, нередко наличие глауконита, желваковых фосфоритов, железистых и марганцевых руд. Как правило, эти формации образуются в мелководно-морских, прибрежно-морских и дельтовых условиях.

На заключительных этапах геотектонических циклов на платформах преобладают аллохтонные терригенные формации, материал которых поступает из окружающих платформу и воздымающихся в это время горно-складчатых систем. Для них характерен полимиктовый состав, худшая сортировка, нередко наличие конгломератов. Формирование этих формаций часто происходит в континентальных обстановках

или в полуизолированных от Мирового океана водоемах с нарушенным гидрологическим режимом (верхнепермская терригенная формация востока Русской платформы).

Средние стадии геотектонических циклов на платформах характеризуются обширными трансгрессиями и плоским выровненным рельефом, как в прилегающих к платформам областях, так и на самих платформах. В условиях теплого климата здесь формируются карбонатные, а при аридном и карбонатно-соленосные, при умеренном и прохладном – песчано-глинистые, часто с глауконитом, кремнистые (опоковые) формации (см. рис. 17.1).

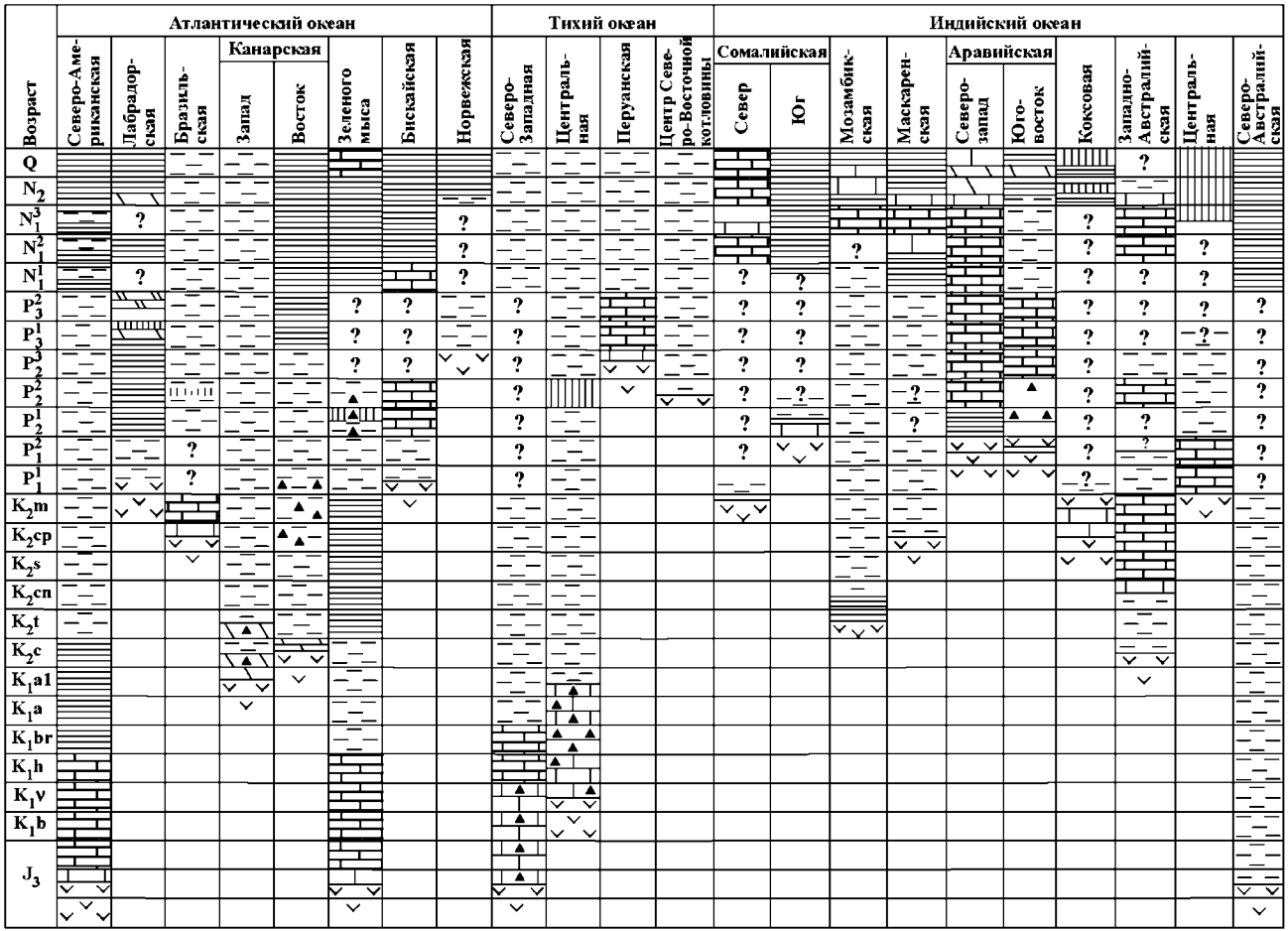
В последние годы в связи с интенсивным исследованием океанов началось выделение и изучение также океанических формаций. С развитием глубоководного бурения появилась возможность исследовать вертикальные разрезы океанических формаций и смену их во времени. Используются также косвенные данные, в частности результаты непрерывного сейсмического профилирования.

Характеристика формаций собственно океанического ложа по трем основным морфоструктурам – глубоководным котловинам; вулканическим и глыбовым хребтам и массивам, в том числе микроконтинентам; срединно-океаническим хребтам – опубликована Ю.А. Богдановым, М.А. Левитаном и А.П. Лисицыным [1980].

Базальные горизонты осадочного чехла глубоководных котловин, как правило, представлены пелагической карбонатной формацией (рис. 17.2). Мощность ее меняется от 0,2 до 1,5 км, а стратиграфический объем – от верхов юры до неогена. В древних котловинах ее образование завершилось практически одновременно в неокоме, в более молодых она формировалась до конца мела или даже до неогена. Выше развита в основном формация пелагических глин со скользящей нижней границей (от позднего мела до неогена), ее образование продолжается до настоящего времени. Мощность формации, как правило, не превышает нескольких десятков метров, иногда возрастая до первых сотен метров. В ряде районов она латерально замещается кремнисто-глинистой формацией мощностью от 100–150 до 600 м и более. В Атлантическом океане между этими двумя основными пелагическими формациями – карбонатной и глинистой – располагается баррем-сеноманская формация черных глин, обогащенных органическим веществом с мощностями от 45 до 270 м. Она аллохтонная и формировалась за счет терригенного, а не пелагического осадконакопления. В краевых частях нередко присутствует плио-плейстоценовая терригенно-глинистая формация с прослоями турбидитов, мощность которой не превышает нескольких десятков метров.

Рис. 17.2. Вертикальные ряды формаций осадочного чехла глубоководных котловин Мирового океана [Богданов и др., 1980].

Формации: *1* – пелагическая карбонатная, *2* – терригенно-глинистая, *3* – пелагическая глинистая, *4* – карбонатно-мергельная, *5* – кремнистая, *6* – кремни, *7* – толеитовые базальты


Атлантический океан
Тихий океан
Индийский океан
Возраст
Северо-Американская
Лабрадорская
Бразильская
Канарская
Запад
Восток
Зеленого мыса
Бискайская
Норвежская
Северо-Западная
Центральная
Перуанская
Центр Северо-Восточной котловины
Сомалийская
Север
Юг
Мозамбикская
Маскаренская
Аравийская
Северо-запад
Юго-восток
Коксовая
Западно-Австралийская
Центральная
Северо-Австралийская
Q
N2
N13
N12
N11
P23
P13
P22
P12
P21
P11
K2m
K2cp
K2s
K2cn
K2t
K2c
K1a1
K1a
K1br
K1h
K1v
K1b
J3
1
2
3
4
5
6
7

Набор формаций в следующей морфоструктурной зоне – вулканических и глыбовых хребтов и массивов – более разнообразен. В пределах погруженных микроконтинентов на эродированной поверхности континентального комплекса лежат относительно маломощные (первые десятки метров) мелководно-морские глинисто-песчаные или ракушняковые формации, которые выше по разрезу сменяются более глубоководными песчано-глинистыми или пелагическими карбонатными. Подавляющее большинство океанических хребтов, массивов и подводных гор созданы тектоно-магматическими процессами, поэтому вертикальный ряд формаций начинается обычно субаэральными формациями – грубообломочной туфовой и ассоциирующей с ней вулкано-терригенной. Последние уже перекрываются отмеченными выше глубоководными. В том числе пелагическими формациями.

В прилегающих депрессиях формируются синхронные им вулканогенные турбидиты.

Дальнейшее погружение ведет к тому, что вершины гор нередко надстраиваются карбонатной рифовой формацией, мощность которой колеблется от первых десятков метров до 1000–1400 м. В межгорных депрессиях и прилегающих частях котловин ей соответствуют вулканогенно-карбонатная или карбонатная турбидитовая формации мощностью до нескольких сотен метров. В условиях некомпенсированного погружения все элементы рельефа покрыты пелагической карбонатной формацией, мощности которой меняются очень резко (125–1200 м). В умеренных широтах место рифовой формации занимает ракушняковая, в высоких широтах преобладают терригенные формации.

В осадочном чехле срединно-океанических хребтов наиболее распространены пелагическая карбонатная, карбонатно-турбидитная, тектоно-вулканокластическая, эксгаляционно-железисто-глинистая формации. В последней, в отличие от пелагической глинистой, одни из главных породообразующих компонентов – оксиды и гидроксиды железа и марганца; породы обогащены широким спектром малых элементов. Реже присутствуют терригенно-обломочные, терригенно-глинистые, кремнисто-карбонатные, кремнисто-глинистые и пелагические мергельно-глинистые формации.

Анализ латерального размещения формаций ложа океана показывает, что сходные формации могут располагаться в разных структурных зонах. В то же время на одних и тех же структурных элементах в зависимости от климата формируются различные формации (рис. 17.3). Так, важнейшая граница вертикальной зональности – критическая глубина карбонатонакопления – зависит от климатической области и биологической продуктивности. В низкопродуктивных аридных зонах на глубине менее 4000–4250 м (подводные хребты и поднятия) накапливается пелагическая карбонатная формация, а ниже (глубоководные котловины) пелагическая глинистая. В высокопродуктивных гумидных зонах критическая глубина карбонатонакопления опускается до 5000–5100 м и тогда карбонатные формации формируются и в котловинах,



Рис. 17.3. Упрощенная модель формирования пелагических осадочных формаций в современную эпоху в зависимости от климата и биологической продуктивности [Богданов и др., 1980].
Формации: *1* – пелагическая карбонатная, *2* – пелагическая глинистая, *3* – кремнистая

и на их склонах. Еще более низкий уровень занимают кремнистые формации.

Анализ вертикальных рядов формаций дает возможность проследить эволюцию океана и геологическую историю его отдельных частей. Так, почти повсюду устанавливается углубление океана, смена в разрезе менее глубоководных карбонатных, более глубоководными глинистыми пелагическими формациями или вулканогенно-карбонатных турбидитовых – карбонатными пелагическими. Это связано как с общепланетарным повышением уровня океана на рубеже раннего и позднего мела, так и с самим процессом формирования океана. Дело в том, что глубина океана в пределах срединно-океанических хребтов меньше критической для карбонатонакопления и здесь в массовом количестве формируются карбонатные пелагические формации. По мере раздвижения литосферных плит и удаления от хребтов, происходит закономерное погружение их до глубин, превышающих критическую глубину карбонатонакопления и происходит смена карбонатных формаций пелагическими бескарбонатными. Иными словами, карбонатная формация, располагающаяся в основании разреза глубоководных котловин по происхождению – формация срединного хребта, а покрывающие ее бескарбонатные – формации собственно глубоководных котловин. Подобное

раздвижение устанавливается и по омоложению карбонатных формаций по мере приближения к срединно-океаническим хребтам.

Во времена господства геосинклинальных представлений формационные ряды этих тектонических областей и связь их с этапами развития геосинклиналей были разработаны весьма детально. Формационный анализ в системе тектоники литосферных плит пока не столь разработан, достаточно схематичен и более или менее отражает известный в тектонике цикл Вилсона.

На рифтовой стадии (стадии зарождения океана) формируются терригенные, часто континентальные образования, иногда, при соответствующем климате, мелководные соленосные толщи, после чего возникают обширные расширяющиеся во времени глубоководные бассейны со своим набором глубоководных формаций.

На пассивных окраинах в это время происходит накопление глинистых и песчано-глинистых осадков, образующих аспидную и сланцево-граувакковую формации. Очень характерная их черта – громадная мощность.

На активных континентальных окраинах и срединно-океанических хребтах (эвгеосинклинальных зонах), характеризующихся наряду с интенсивным прогибанием и активным подводным вулканизмом основного состава, образуются спилит-диабазо-кератофировая формация и связанные с ней кремнистые формации – радиоляритовые, яшмовые, глинисто-кремнистые и др. Наряду с очень мощными формациями в начальный этап могут формироваться и так называемые лептогеосинклинальные формации: маломощные пачки кремнисто-глинистых пород, пелитоморфных известняков, радиоляритов и т.д. – образований резко не компенсированных осадконакоплением глубоководных бассейнов (гальштадские отложения верхнего триаса Тетиса, данауская формация верхнего палеозоя Индонезии и др.). При этом лептогеосинклинальные формации либо перекрываются сланцевыми и эффузивно-осадочными, которые частично заполняют сформировавшиеся ранее глубоководные впадины, либо, хотя бы частично, замещаются ими. По-видимому, аналогом древних лептогеосинклинальных формаций в современных океанах являются маломощные отложения глубоководных котловин.

Следующая стадия характеризуется значительной дифференциацией рельефа, когда появляются островные дуги, связанные с ними глубоководные желоба и окраинные котловинные моря. Типичная формация этого этапа флишевая. Поскольку флиш – образование склона и подножья, он образует разновозрастные, смещающиеся к центру впадины крупные наклонные линзы, в результате чего отмечается омоложение флиша по мере удаления от склона и в конце концов флишевая формация полностью выполняет существовавший ранее глубоководный бассейн.

Флишевая формация обычно покрывает сланцевые формации миогеосинклиналей и вулканогенные эвгеосинклиналей, однако в центральных внутренних частях последних еще нередко продолжается вулканизм, но уже не основного, а среднего состава и здесь спилит-

диабазо-кератофировая формация сменяется порфиритовой (андезитовой).

На этой стадии сравнительно широкое развитие получают и карбонатные формации, главным образом в пределах пассивных окраин и различных внутренних поднятий. Мелководные зоны характеризуются органогенно-обломочными известняками, относительно глубоководные – пелитоморфными, нередко битуминозно-кремнистыми. На бортах поднятий формируются рифы. Эти три группы – мелководные органогенно-обломочные, батиальные пелитоморфные и рифовые известняки выделяются либо в качестве самостоятельных формаций, либо как субформации (подформации) единой океанической известняковой формации.

При замыкании океана и начале горообразования формируются разнообразные отложения, объединяемые общим понятием «нижняя моласса». Основное значение имеют относительно тонкозернистые песчано-алеврито-глинистые в целом мелководно-морские отложения нередко циклического строения – морская нижняя молассовая формация. Иногда в состав этой формации включают также глубоководные карбонатно-глинистые, кремнисто-битуминозные отложения начальных этапов развития краевых прогибов. Кроме морских терригенных моласс на этой стадии в зависимости от климата формируются соленосные или угленосные отложения параллического прибрежно-морского и лагунного типа, а во внутриконтинентальных бессточных депрессиях – лимнического.

Полное закрытие океанов сопровождается мощным воздыманием и горообразованием, а, следовательно, и преимущественно континентальным режимом осадконакопления при наличии значительных масс грубообломочного материала, образующегося при размыве растущих горных сооружений. Верхняя молассовая формация поэтому либо полностью континентальная (во внутренних областях), либо существенно континентальная с прослоями прибрежно-морских образований (в периферийных зонах). Наиболее характерны для нее грубообломочные породы – конгломераты и брекчии колювиально-делювиальных, пролювиальных, аллювиально-дельтовых и флювиогляциальных образований. Вместе с тем присутствуют песчаники, суглинки, песчанистые глины, реже пачки известняков-ракушечников нередко опресненных водоемов.

Для верхней молассы отмечается обычно погрубение состава вверх по разрезу, что обусловлено увеличением во времени высоты горных сооружений, и весьма значительные мощности, достигающие 8–10 км и более. Интенсивные поднятия сопровождаются и возобновлением вулканизма, но уже преимущественно наземного, самого разнообразного по составу – от основного базальтового до кислого риолитового (липаритового). При этом наряду с лавами весьма широко развита и пирокластика, что ведет к образованию туфов, пеплов, туфобрекчий и т.д. В итоге формируется наземно-вулканогенная базальт-андезит-липаритовая формация.

Таблица 17.1

Тектоно-климатическая классификация осадочных формаций (по В.Е.Хаину, 1980)

Стадии развития	Эпиконтинентальные бассейны, платформенный чехол		Пассивные окраины континентов		Активные окраины континентов		Океаны
	Гумидная зона	Аридная зона	континентальная окраина (внутренняя часть) перикратонные опускания – миогеосинклинали		Континентальный склон – подножие – окраинные моря; мезогеосинклинали, позже передовые прогибы	Окраинные моря – островные дуги – желоба – эвгеосинклинали, позже передовые прогибы	
			гумидная зона	аридная зона			
Конечная	Озерно-аллювиальная сероцветная формация (ф.) с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная ф. с карбонатами и сульфатами			Верхняя, континентальная, грубая моласса	Верхняя, континентальная, грубая моласса. Вулканогенная моласса	
Поздняя 2	Паралическая угленосная ф. прибрежных равнин	Красноцветно-эвапоритовая ф. лагунного (карабогазского) типа			Нижняя, морская моласса с эвксинской с/ф.	Нижняя, морская тонкая моласса	
Поздняя 1	Эпиконтинентальная песчано-глинистая или кварцево-песчаная ф. с глауконитом	Эпиконтинентальная карбонатно-терригенная ф. с с/ф. черных глин			Терригенный флиш	Терригенный флиш	Гемипелагическая терригенно-глинистая ф.
Зрелая	Эпиконтинентальная карбонатная (известняково-мергельная) ф.	Эпиконтинентальная карбонатная (известняково-доломитовая) ф.	Неритическая кремнисто-глинистая фосфоритоносная ф.	Неритическая карбонатная ф. (кокколитофоридовая и фораминиферовая) с	Карбонатный флиш	Карбонатный флиш	Пелагическая глинистая и кремнисто-глинистая ф. абиссальных котловин

				с/ф. барьерных рифов				
Ранняя 2	Эпиконтинентальная песчано-глинистая или кварцево-песчаная ф. с глауконитом	Эпиконтинентальная карбонатно-терригенная ф. с с/ф черных глин	Пестроцветная глинистая ф. с магнезиальными силикатами	Битуминозная песчано-глинистая ф. с с/ф черных глин и терригенно-карбонатная ф.	Терригенный флиш	Терригенный флиш	Ф. пелагических известняков и известняковых турбидитов срединных хребтов и поднятий в пределах талассоплен	
Ранняя 1	Паралическая угленосная ф. прибрежных равнин	Красноцветно-эвапоритовая ф. лагунного (карабогазского) типа	Паралическая угленосная ф. зрелого рифа	Эвапоритовая ф. зрелого рифа (красноморского типа)	Сланцево-граувакковая (аспидная) ф.		Эдафогенная ф. рифтовых зон	Металлоносная (эксгаляционная) ф. рифтовых зон
Начальная	Озерно-аллювиальная сероцветная ф. с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная ф. с карбонатами и сульфатами	Континентальная обломочная ф. молодых рифовых зон (грабеновая)					
			Сероцветная Красноцветная	Красно- или пестроцветная				

Примечание. ф. – формация; с/ф. – субформация.

Таким образом, вертикальный ряд формаций, их смена во времени отражает изменение в течение крупных ландшафтных единиц – морфоструктур: от континентальных рифтовых, затем глубокого морского водоема, через мелкоморье к высокогорному рельефу.

Именно, исходя из представлений о возникновении океанов, после рифтогенеза и их последующих замыканий и преобразований в континенты, В.Е. Хаиным составлена генерализованная схема осадочных формаций главнейших тектонических зон земной коры (табл. 17.1). Важно учесть авторское примечание к ней. В таблице на один уровень поставлены формационные ряды океанов, переходных («геосинклинальных») зон и континентов (в том числе платформ). Поскольку направление тектонического развития идет от океанов через «геосинклинали» к платформам, фактически каждый следующий формационный ряд должен надстраивать предыдущий и таблица должна иметь как бы ступенчатый вид. Надо также четко представлять, что классификация эта крайне схематизирована, а поэтому имеет массу «исключений». Например, выше указывалось, что кроме активных окраин флиш образуется у подножья пассивных окраин и в ряде других тектоно-морфологогических зон. Молассы формируются в горных и предгорных районах, возникших в результате субдукции, обдукции и коллизии, «неритические карбонатные формации с субформацией барьерных рифов» существуют кроме аридных, также в гумидных климатических зонах, а также в районах активного вулканизма и т.д. Более частное замечание – на поздних и конечных стадиях в условиях нивального (ледового) климата формируются покровно- или (в высокогорных условиях) горноледниковые формации.

ГЛАВА 18

СТАНОВЛЕНИЕ УЧЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

С явлениями развития, эволюции, наряду с повторяемостью, цикличностью, человечество столкнулось в глубокой древности. Рождение человека, взросление, старение, смерть, равно как и другие подобные ситуации – обыденная жизненная практика. Подобный пример нашел отражение в античной мифологии в виде известной загадки: «Утром на четырех, днем на двух, вечером на трех». В более общей форме идеи развития рассматривались и в философии. Философу-материалисту и стихийному диалектику Гераклиду (6 в. до н.э.) принадлежит знаменитый образ реки, в которую нельзя войти дважды, поскольку в каждый момент вода в ней все время новая и новая.

О длительных изменениях в природе, не наблюдаемых в течение жизни не только одного, или даже нескольких поколений писал Аристотель (384–322 г до н.э.) [Аристотель, 1983].

«Одни и те же области земли не остаются постоянно либо влажными, либо сухими, но меняют [свои свойства] в зависимости от появления и иссякания рек. Поэтому и суша, и моря меняются [местами], и земля не остается на все времена [землей], а моря [морем], но там, где была суша, возникает море, а где ныне море, там снова будет суша (стр. 25–26). ... Но поскольку всякое естественное становление на земле происходит постепенно и в сроки, несравненно длиннее нашей жизни, эти [явления] нам не заметны, и [даже] гибель и уничтожение целых народов происходит прежде, чем [удается] засвидетельствовать от начала до конца какую-нибудь из таких перемен» (стр. 65).

«Итак, раз время бесконечно, а Вселенная вечна, то, очевидно, ни Танаис, ни Нил не текли всегда, но в давние времена места, откуда они вытекают, были сухи. Ведь действию рек положен предел, а время его не имеет. То же самое можно сказать и о других реках. Но если реки в самом деле возникают и исчезают, а одни и те же местности не остаются влажными постоянно, то в соответствии с этим должно меняться и море. И поскольку море всегда в одном месте отступает, а в другом наступает, ясно, что и на всей Земле море и суша не остаются сами собою, но со временем одно превращается в другое» (стр. 70).

С распадом античного мира, когда в Европе безраздельно господствовало христианство, практически на тысячелетие наступили «темные времена», или, в другом переводе – «мрачные века». Все воззрения, хотя бы в малейшей степени отклоняющиеся от текстов священного писания, объявлялись ересью, требующей искоренения и сурового наказания (как правило, со стандартной формулировкой – «без пролития крови», то есть сожжением на костре). Об этом в своих лекциях по истории науки говорил, в частности В.И. Вернадский [1988]. Уже сам подзаголовок седьмой лекции В.И. Вернадского по истории научного мировоззрения: «Регрессивное течение под влиянием христианства», ясно говорит о представлениях В.И. Вернадского о взаимоотношении науки и религии. И в самих лекциях В.И. Вернадский на конкретных примерах раскрывает суть этого регресса: «...главным образом под влиянием распространения христианства, в общее мировоззрение вошли новые взгляды, и сильное религиозное одушевление охватило значительную часть мыслящего общества. Под влиянием этого одушевления значительно ослаб интерес к научной работе и погасло доверие к научным методам искания.... Научные истины не фиксировались в подрастающих поколениях, разношерстные и разнообразные по этическому составу и культурным традициям правящие классы не овладевали тем научным материалом, который был добыт в других условиях жизни... Наука и научные знания не проникали широко в жизнь. Научные воззрения приноравливались к верованиям и потребностям, вынесенным из совершенно чуждых им мировоззрений... При этих обстоятельствах проникали, распространялись и овладевали образованием плохие и суеверные выборки и компендии древнего географического знания» [Вернадский, 1988, стр. 110]. «В это время наряду с научным методом – и даже выше его – стал «богооткровенный» метод достижения истины на всех путях, во всех вопросах, в крупном и мелком» (там же, стр. 111). Это обстоятельство не замедлило сказаться и на развитии конкретных наук, привело к ложным выводам. «Таким образом, с одной стороны, охлаждение к научным вопросам, с другой, появление нового – не научного, а религиозного метода решения вопроса – одинаково привели в конце концов к замене или появлению в науке ложного представления о характере нашей планеты» (там же, стр. 111). В.И. Вернадский приводит положение одного из идеологов христианства, Лактанция, который считал, что целый ряд вопросов, сугубо естественно-научных, таких как форма и размеры небесных тел, их состав и т.д. «...не могут быть познаны человеком одним разумом, а те, которые к этому стремятся, должны считаться сумасшедшими и помутившимися рассудком» (там же, стр. 111–112).

Даже в конце XVIII века «для подавляющей массы человечества религиозная истина выше и убедительнее научной, и последняя должна уступить, когда между ними оказывается противоречие» [Вернадский, 1991, стр. 97].

И если изменения, происходящие в небольшие отрезки времени не отвергались, то в науках о Земле и в вопросах эволюции в масштабах

«геологического времени» господствовал один принцип – мир, все его разнообразие и население созданы за шесть дней творенья, причем 6 тыс. лет тому назад, все вечно и постоянно.

Однако уже к середине XVIII века представления об изменении лика Земли трудами Р. Декарта, М.В. Ломоносова, Ж. Бюффона и некоторых других стали достоянием науки.

В частности, М.В. Ломоносов писал: «... твердо помнить должно, что видимые на земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала от создания, как ныне находим; но великие происходили в нем перемены, что показывает История и древняя География, с нынешнею снесенная, и случающиеся в наши веки перемены земной поверхности. ... И так напрасно многие думают, что все как видим, с начала творцем создано; будто не томко горы, долы и воды, но и разные роды минералов произошли вместе со всем светом; и потому де не надобно исследовать причин, для чего они внутренними свойствами и положением мест разнятся. Таковые рассуждения весьма вредны приращению всех наук, следовательно и натуральному знанию шара земного, а особливо искусству рудного дела, хотя оным умникам и легко быть Философами, выучась наизусть три слова: *бог так сотворил*; и сие дая в ответ вместо всех причин» (орфография и выделения оригинала [Ломоносов, 1949, стр. 54–55]). В конце XVIII – начале XIX в. в период становления геологии как самостоятельной науки, появления и развития палеонтологии, идеи изменчивости стали общепризнанными. Тогда же обособилось и стало развиваться самостоятельное направление – историческая геология. Объяснение же причин изменений было достаточно механистическим. С одной стороны, все изменения приписывались всемирным катастрофам, после которых на всей Земле менялся характер пород и органического мира. С другой – объяснялись простым суммированием незначительных, иногда не видимых простым наблюдением именно за счет своей ничтожности. В максимальной степени последние представления выражены в трудах одного из «отцов-основателей» геологии Ч. Лайеля. Показательно в этом плане уже само название его книги, выдержавшей еще при жизни автора множество изданий, как на языке оригинала – английском, так и на основных европейских языках, в том числе русском: «Основы геологии, являющиеся попыткой объяснить прошлые изменения Земли путем соотношения с причинами, ныне действующими». Основное положение этой концепции выражено словами: «На земной поверхности и в земной коре с древнейших времен до наших дней не действовали никакие другие причины, кроме тех, которые ныне действуют, и действия их всегда проявлялись с той же энергией, которую они проявляют ныне». При этом Ч. Лайель отвергал ряд существовавших уже тогда мнений, таких как изменение в геологической истории состава атмосферы, солености морских вод, соотношение площадей суши и моря и др.

В итоге идеи и методы Ч. Лайеля и его последователей получили название униформизма, который основывается на трех основных принципах: 1) однообразия и постоянства геологических сил, 2) непрерыв-

ности геологических процессов, 3) роли геологического времени, то есть суммировании мелких изменений. В упрощенном виде он звучит так: «настоящее – ключ к прошлому». Важно отметить, что ***принцип*** униформизма основан на абсолютизации ***метода*** актуализма, который предусматривает использование знаний о современных процессах и их результатов для геологических исследований и выводов. Сам по себе этот метод крайне важен и широко используется в геологии (в литологии, в частности, он, после работ академиков А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова, получил название сравнительно-литологического), но его возведение в принцип не просто ограничивает возможности научного исследования, но и приводит к ряду ошибочных выводов.

Работы Ч. Дарвина, как сейчас становится понятно, имели значение не только, а скорее, не столько для конкретной науки, сколько изменили саму философию науки в целом, введя в нее принцип эволюции, развития. В геологию же эти идеи стали проникать лишь в 30–40-х годах XX века и получили свое развитие во второй половине этого столетия.

В нашей стране развитие этого эволюционного направления в геологии (в том числе ее разделе – литологии) связаны с именем выдающегося естествоиспытателя XX века А.Л. Яншина. Начиная с шестидесятых годов прошлого столетия он организовал серию исследований по этому направлению в руководимых им научных коллективах, инициировал широкий разворот работ и во многих других организациях. Его доклад на эту тему на сессии Международного геологического конгресса в Москве в 1984 г. был одним из выдающихся событий этого Конгресса. В общем, хотя и кратком виде, его основные идеи и выводы обобщены в небольшой брошюре «Эволюция геологических процессов в истории Земли» [Яншин, 1988]. Серия важных статей помещена в сборнике того же названия, посвященном 80-летию академика А.Л. Яншина [Эволюция геологических..., 1993], а также в ряде специальных сборников и отдельных монографиях [Проблемы эволюции..., 1981, Эволюция осадочного..., 1983; Жарков, 1978; Кузнецов, 2003, 2016 и др.]. Геохимические аспекты эволюции осадочного породообразования детально изучены А.Б. Роновым [1993].

При этом А.Л. Яншин подчеркивал, что «сломана парадигма актуализма была не в области тектоники, а в области литологии» [1993, стр. 5], причем первым обратил на это внимание Л.В. Пустовалов (там же). Прежде всего Л.В. Пустовалов указал на наличие целого ряда осадочных пород, аналоги которых отсутствуют в виде современных осадков, на ряде примеров показал, что условия образования современных и древних «однотипных» отложений нередко различны. В итоге он сформулировал общепринятое сейчас положение, что «... только в том случае, если мы учитываем историческую обстановку осадкообразования, мы можем рассчитывать достигнуть правильных и надежных результатов. Формальное же сопоставление неминуемо должно привести к грубым ошибкам» [Пустовалов, 1940, т. 1]. Это ни в коей мере не умаляет значения исследований современных осадков, «напротив, чем

подробнее будут наши знания о современных отложениях, тем точнее и увереннее мы сможем воссоздавать условия образования осадочных пород» (там же).

В настоящее время наличие эволюции геологических процессов и осадочного породообразования в частности, не вызывает сомнений и является одним из важных разделов геологии и литологии. Английские геологи, сограждане Ч. Лайеля, в заключении к обстоятельной и очень важной сводке по обстановкам осадконакопления отметили: «... настоящее не является ключом к прошлым обстановкам, хотя и может приоткрывать завесу над некоторыми из них. В большинстве своем прошлые обстановки в каких-то отношениях отличаются от современных. Поэтому мы должны быть готовы к этому и иметь мужество разрабатывать неактуалистические модели, не похожие на любые из тех, которые существуют сегодня» [Обстановки..., 1990, т. 2].

ГЛАВА 19
ЭВОЛЮЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

19.1. ЭВОЛЮЦИЯ ОБЛОМОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Относительная простота механизмов образования – отложение материала при снижении энергии транспортирующей среды и широчайшее распространение обломочных отложений в самых разных обстановках, присутствие их в отложениях всех возрастов, казалось бы должны были обусловить постоянство самих обломочных пород во времени, отсутствие эволюции обломочного породообразования. Однако черты эволюции в формировании этой группы пород все же установлены и обусловлены они общей эволюцией геологических процессов в истории Земли.

Было, в частности, установлено, что средний размер обломков (галек) в разновозрастных конгломератах не одинаков и направленно уменьшается с возрастом. Другими словами, средний размер галек неоген-четвертичных конгломератов больше такового для конгломератов, например, карбона-перми, а в последних больше, чем в конгломератах рифея. Поскольку размер обломков в конечном счете определяется степенью контрастности рельефа, высотой гор, была подсчитана эта высота для гор разного времени, которая могла бы обеспечить тот или иной размер этих галек. Подобные расчеты показали, что высота горных сооружений после байкальской орогении достигала 1,5–2 км, герцинской 3–4 км, киммерийской 5–6 км, и, наконец, альпийской (по сути дела это современные горы) 7–9 км.

Увеличение высоты гор, установленное литологическими, или, точнее, литолого-фациальными методами приводит к важным, существенно более общим глобальным выводам. Одним из наиболее правдоподобных объяснений этого является предположение о более близком к поверхности расположении астеносферного слоя для древних эпох, и тогда, согласно законам изостазии, контрастность рельефа должна была быть меньше.

Увеличение контрастности наземного рельефа достаточно отчетливо проявляется и на более высоком уровне организации осадочных пород – на уровне крупных ассоциаций пород – формаций.

В архее и нижнем протерозое конгломераты образуют лишь относительно маломощные, но выдержанные по простиранию пачки – базальные конгломераты трансгрессивных осадочных (ныне обычно метаморфизованных) серий. Начиная с рифея появляются территориально более ограниченные, но несравненно более мощные, со своеобразной структурой, терригенные комплексы, включающие и конгломераты – молассовые формации. Это обстоятельство фиксирует начало крупной дифференциации рельефа, связанной с эволюцией геологического развития Земли. Со временем мощности молассовых формаций, равно как и отмеченный выше размер галек и валунов, возрастают.

Данный пример отчетливо показывает тесную связь образования обломочных пород с тектоникой, причем связь эта преимущественно опосредованная. Тектонические движения создают горный рельеф, который определяет возможность образования обломочного материала и его размер, а также скорость течения стекающих с гор водотоков, то есть возможность переноса обломков того или иного размера. Подобная связь определяет и четко выраженную цикличность в геологической истории образования обломочных пород, количество которых периодически возрастает относительно общего объема осадочных пород в конце каждого тектонического цикла, когда в результате орогении и возникают горные сооружения – в силуре-нижнем девоне, верхней перми-нижнем триасе, нижней юре, неогене.

Эволюция обломочного породообразования имеет и более сложные формы, связанные с общей эволюцией обстановок на Земле и обусловленной ею эволюцией осадочного процесса в целом. Изменения в этом случае имеют не только чисто количественное, но принципиально иное, качественное выражение.

На ранних этапах геологической истории, когда еще практически отсутствовало континентальное химическое выветривание, а источником обломочного материала были основные эффузивы, формировались практически только граувакки. С конца архея после мощнейшего позднеархейского гранитообразования появились аркозы, максимум развития которых пришелся на протерозой. В протерозое же появились олигомиктовые, а затем и кварцевые песчаники, которые достигли максимального развития в фанерозое и существенным образом сократили количество полимиктовых обломочных пород.

Изменения в геологической истории геохимической обстановки, появление кислорода и, как следствие, окислительных обстановок, определило и некоторые более тонкие изменения в составе обломочных пород.

Верхнеархейские-нижнепротерозойские конгломераты серии Витватерсранд Южной Африки и нижнепротерозойские образования серии Блайнд-Ривер Канады содержат обломочные зерна пирита и уранинита (UO_2), которые могли существовать и переноситься только в восстано-

вительной обстановке, при отсутствии кислорода. Позднее при появлении свободного кислорода эти минералы быстро окислялись и в подобной обломочной форме в более молодых отложениях нигде не встречаются.

В связи с развитием жизни, ее экспансии в новые экологические ниши, колонизации новых областей эволюционировали и красноцветные формации (рис. 19.1). Мезозойско-кайнозойские, а возможно и верхнепалеозойские красноцветные отложения формировались в конти-

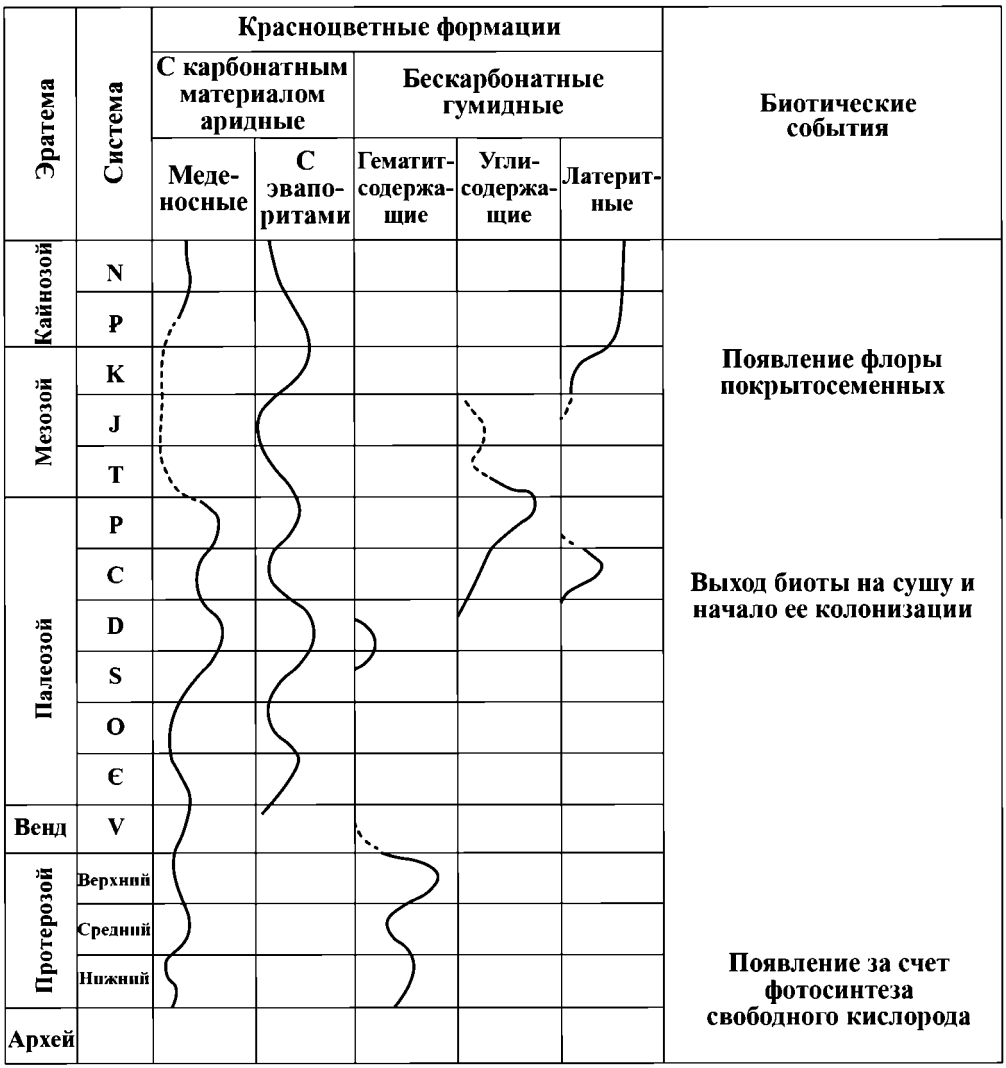


Рис. 19.1. Схема эволюции терригенных красноцветных формаций и ее соотношение с биотическими событиями в геологической истории Земли

нентальных условиях только аридной климатической зоны. В гумидных областях в это время, по крайней мере с позднего девона, существовала наземная растительность, а следовательно, и органическое вещество, которое создавало, во-первых, восстановительную и, во-вторых, кислую за счет гумусовых кислот, среду в осадке. В этих условиях железо переходило в двухвалентную и растворимую форму и выносилось. В аридном климате при отсутствии растительности существовали окислительные щелочные среды и железо, в форме гидроксидов и оксидов трехвалентного иона окрашивало обломочные толщи, что и определило их красноцветность.

В позднем протерозое и раннем палеозое при отсутствии наземной растительности континентальные красноцветные формации образовывались и в гумидном климате. В отличие от более молодых аридных красноцветов они бескарбонатны и не ассоциируют с эвапоритами.

19.2. ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ

Карбонатные отложения были по-видимому первым или одним из первых объектов, на котором выявлена эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Еще в начале двадцатого столетия Р. Дэли установил, что от палеозоя к мезозою и кайнозою происходит резкое сокращение количества доломитов и смена их известняками. Вообще проблема эволюции карбонатонакопления чрезвычайно многообразна – это эволюция палеогеографических обстановок карбонатообразования (рис. 19.2), его масштабов, способов, механизмов накопления карбонатного материала и его состава т.д. [Кузнецов, 2003].

В протерозое и палеозое карбонатонакопление связано с обширными, обычно крайне мелководными, эпиконтинентальными «шельфовыми» морями, покрывавшими устойчивые блоки континентального сектора стратисферы – древние платформы (кратоны). Таковы, например, рифей-венд-кембрийские моря Сибирской и Китайской платформ, Ирана, верхнепалеозойские бассейны, покрывавшие Восточно-Европейскую платформу, палеозойские моря Северо-Американской платформы и др.

Размеры таких морей нередко были весьма велики. Так, позднедевонско-раннекаменноугольный бассейн Восточно-Европейской платформы протягивался не менее чем на 1800–1900 км с запада на восток и не менее, чем на 3000 км с севера на юг. Позднеордовикский бассейн Северной Америки с карбонатной седиментацией простирался от современных арктических островов Канады до северной Мексики, то есть не менее чем на 8–9 тыс. км при ширине 2–2,5 тыс. км. Соответственно площади развития образующихся в этих бассейнах бентоногенных карбонатных формаций были огромны.

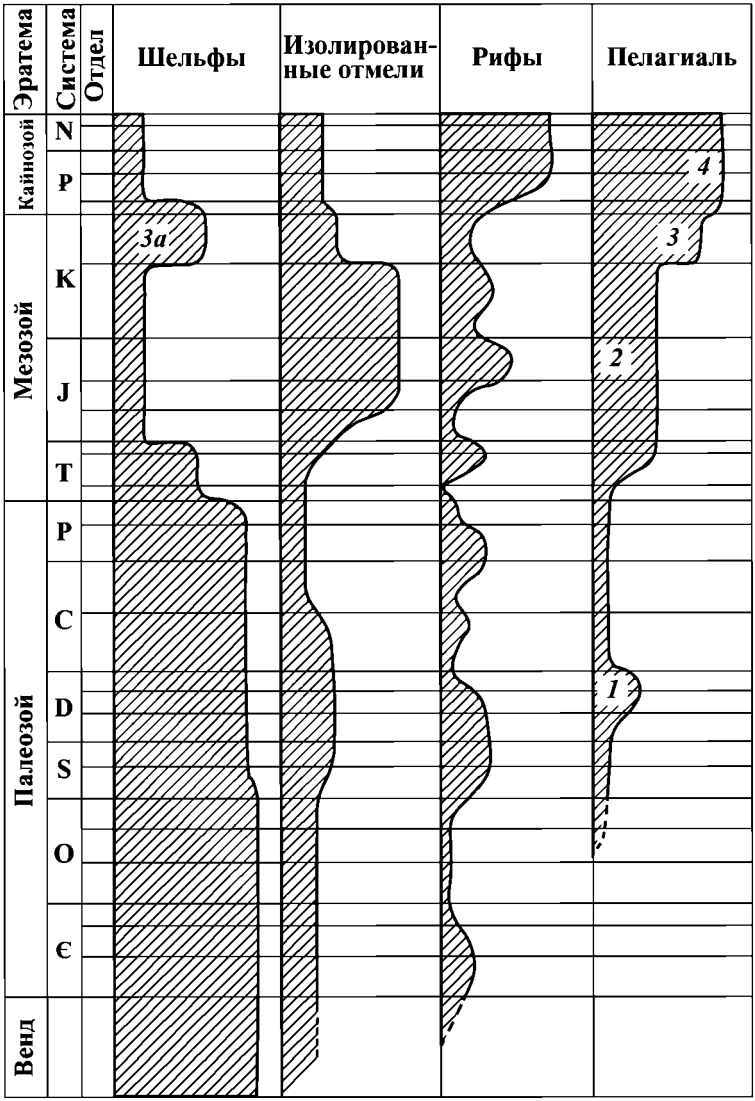


Рис. 19.2. Принципиальная схема изменения относительной роли различных палеогеографических областей карбонатонакопления:
1 – цефалоподовые, тентакулитовые, стилиолиновые известняки; *2* – известняки фаций аммонитико россо, майолика, гальтштатские, аптиховые и др.; *3* – формация писчего мела; *3а* – бентоногенные известняки и писчий мел; *4* – кокколитово-птероподово-фораминиферовые известняки

Другим палеографическим типом области карбонатонакопления были обширные отмели среди глубоководных древних океанических бассейнов. Здесь, как и на шельфах, формировались бентоногенные карбонатные и реже терригенно-карбонатные формации.

Третьей областью бентогенного карбонатонакопления были рифы. Последние развивались как в пределах эпиконтинентальных наплатформенных морей, так и на окраинах континентов, часто обрамляя платформенные карбонатные отложения. Многочисленны также внутриокеанические рифы и рифы, обрамляющие микроконтиненты и жесткие блоки среди океанов.

В палеозое отмечено несколько эпох интенсификации рифообразования – ранний кембрий, поздний ордовик-франский век, визе – начало башкирского века, конец позднего карбона-пермь.

Собственно пелагическое нектоно-планктоногенное осаждение карбонатного материала в докембрии и палеозое было, видимо, достаточно ограничено. Вероятно наиболее древним примером отложений подобного рода являются верхнесилурийские ортоцеровые известняки Карнийских Альп, но наибольшее развитие они получили в девоне-самом начале карбона. Пелагические известняки этого возраста известны в Европе, Северной Африке, Казахстане, Северном Памире и других регионах.

Как правило, это микрозернистые известняки, иногда глинистые, с тем или иным количеством тонкого органогенного детрита, с наличием хардграундов, нередко железо-марганцевыми нодулями. Среди остатков фауны отчетливо преобладают плавающие формы – цефалоподы, конодонты, стилиолины, тентакулиты. Бентос ограничен и представлен относительно редкими тонкостенными двустворками. Для этих отложений характерна относительно, а часто и абсолютно малая мощность. Так, в Гарце (Германия) имеются разрезы, где карбонатные отложения всего верхнего девона имеют мощность около 1 м. В связи с этим скорость карбонатного осадконакопления в большинстве случаев оценивается в 2–3 мм/1000 лет, что вполне сопоставимо со скоростями накопления аналогичных отложений в современных океанах.

В мезозое сохранились те же четыре основных типа областей карбонатонакоплений, но произошло значительное изменение количественной роли каждой из них. Резко сократилось количество и, самое главное, размеры эпиконтинентальных шельфовых морей с карбонатной седиментацией, примером которых служат относительно узкие шельфы северного обрамления Тетиса – верхнеюрские Скифской и Туранской плит, ряд шельфов нынешнего Средиземноморья и др.

Существенно большее значение приобрело карбонатонакопление в пределах внутриокеанических отмелей, где формировались изолированные карбонатные платформы. При открытии Тетиса и Атлантики и раздвижении литосферных плит возникли многочисленные разрозненные блоки, на которых в позднем триасе – ранней юре началось накопление мелководных бентоногенных карбонатных отложений.

В течение позднего триаса, поздней юры, среднего, а местами и позднего мела шло активное рифообразование. Триасово-юрские рифы известны практически по всему Тетису и его окраинам, среднемеловые рудистовые рифы в наибольшей степени развиты в районе Мексиканского залива, Карибского моря и их побережьям, они распространены

по западным окраинам Центральной Африки, северному обрамлению Тетиса от Португалии через Турцию, Афганистан до Индии, верхнемеловые постройки известны на севере Африки и на Ближнем Востоке.

Принципиальным новшеством мезозоя было резкое возрастание роли пелагических океанических карбонатных отложений. Это широко известные юрские и меловые формации Аммонитико россо, Майолика, Бьянконе альпийской зоны и вообще западной части Тетиса, триасовые гальдштадские известняки и аммонитовые фации его восточной части и, в частности, острова Тимор и др.

Скорость седиментации этих отложений по разным оценкам колеблется от 0,4 до 5 мм/1000 лет, что в общем сопоставимо со скоростями накопления кайнозойских океанических осадков аналогичного состава.

С поздней юры и особенно со второй половины мела начался расцвет и массовое развитие кокколитофорид и в связи с этим активное накопление кокколитовых илов. Этот взрывной расцвет привел к резкому увеличению карбонатообразования вообще и специфической формации писчего мела в частности, причем существенное, если не основное значение среди всех карбонатов имела именно эта формация. Она не только обусловила накопление океанических карбонатных отложений, но и распространилась в шельфовых морях как древних, так и молодых платформ, где соответствующие планктоногенные толщи занимают огромные площади.

В кайнозое продолжалось смещение карбонатонакопления в океаны. Шельфовые моря с накоплением карбонатных осадков стали более редки, а главное ограничены по площади, особенно по ширине. Сократилось и число изолированных отмелей с карбонатной седиментацией. Среди наиболее известных – Большая Багамская банка, где продолжалось формирование заложенной в мезозое платформы. Чисто кайнозойской является платформа Мальдивского архипелага, где в течение раннего эоцена-раннего олигоцена формировалась «классическая» плосковершинная платформа, рельеф поверхности которой был модифицирован в позднем олигоцене-плейстоцене.

В связи с сокращением числа и площади шельфов и изолированных отмелей относительно возросло значение рифов. Океанические рифы развивались в течение всего кайнозоя, но наиболее активно с эоцена. Резко – относительно и абсолютно – увеличилось пелагическое карбонатонакопление в океанических пространствах, где шло почти исключительно планктоногенное осадкообразование за счет жизнедеятельности кокколитофорид, птеропод и фораминифер.

Одной из причин смещения карбонатонакопления с континентальных блоков в океан, видимо, были палеогеографические изменения, связанные с глобальной тектоникой, а именно с положением литосферных плит. Действительно, в мезозое и особенно кайнозое после закрытия субширотного Тетиса в низких широтах практически не осталось шельфов, где могли бы формироваться бентоногенные карбонаты. Обширные шельфы молодого Северного Ледовитого океана были неблагоприятны по климатическим условиям. В новообразованном и расширяю-

щемся Атлантическом океане шельфы оказались достаточно узкими. Кроме того негативно влиял и вновь возникший по восточному побережью Атлантики апвеллинг. Поступление глубинных холодных недонасыщенных карбонатами вод угнетало развитие донной жизни и соответственно, карбонатонакопление. Бентоногенное карбонатонакопление в океане развито лишь на его западных шельфах, где апвеллинг отсутствует. Аналогичная картина наблюдается в Тихом и, в меньшей степени, Индийском океане.

На фоне непрерывного во всей истории накопления карбонатных отложений отчетливо устанавливается неравномерность этого процесса и наличие трех крупных максимумов: средний кембрий – средний ордовик, средний девон – карбон и верхняя юра – мел, а также двух относительно небольших: средний – верхний триас и эоцен. Важно отметить, что абсолютные объемы карбонатных пород последовательно возрастают от нижнепалеозойского максимума к верхнеюрскому – меловому. Оценить объемы древних океанических карбонатных отложений сейчас весьма проблематично, однако, если учесть, что известные ныне палеозойские глубоководные отложения в основном глинистые и значительно реже карбонатные (цефалоподовые, тентакулитовые и другие подобные известняки), а мезозойские и особенно кайнозойские в значительной мере карбонатные, с большой степенью вероятности можно говорить об увеличении масштабов карбонатонакопления в течение геологической истории.

При увеличении общего количества карбонатных отложений, происходит сокращение количества доломитов при соответствующем относительном и абсолютном возрастании доли известняков (рис. 19.3).

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что в архее и видимо частично раннем протерозое преобладало накопление карбонатов кальция. Сейчас это мраморы, кальцифиры и другие глубоко метаморфизованные породы, но с кальциевой основой. В среднем и верхнем протерозое, в меньшей степени в венде, преобладали доломиты, имеются и мощные толщи магнезитов. В палеозое происходило последовательное, хотя и не совсем равномерное снижение доли доломитов, количество которых со второй половины мезозоя стало крайне ограничено.

Очень показательно, что аналогичным образом практически на тех же рубежах происходило и сокращение, и даже исчезновение цианобактерий. Это обстоятельство еще раз указывает на роль биоты в осаждении магнезиальных соединений, которые в итоге образуют доломиты, и как крайнее проявление – магнезиты. Принципиальный механизм этого процесса рассмотрен в главе, посвященной карбонатным породам.

Изменения состава карбонатных отложений во многом определялись эволюцией способов, механизмов осаждения карбонатного вещества (рис. 19.4). В свою очередь на эволюцию способов могли влиять и изменения палеогеографических областей карбонатонакопления.

Сколько-нибудь достоверные данные по этому вопросу для архея практически отсутствуют, но скорее всего это было преимущественно

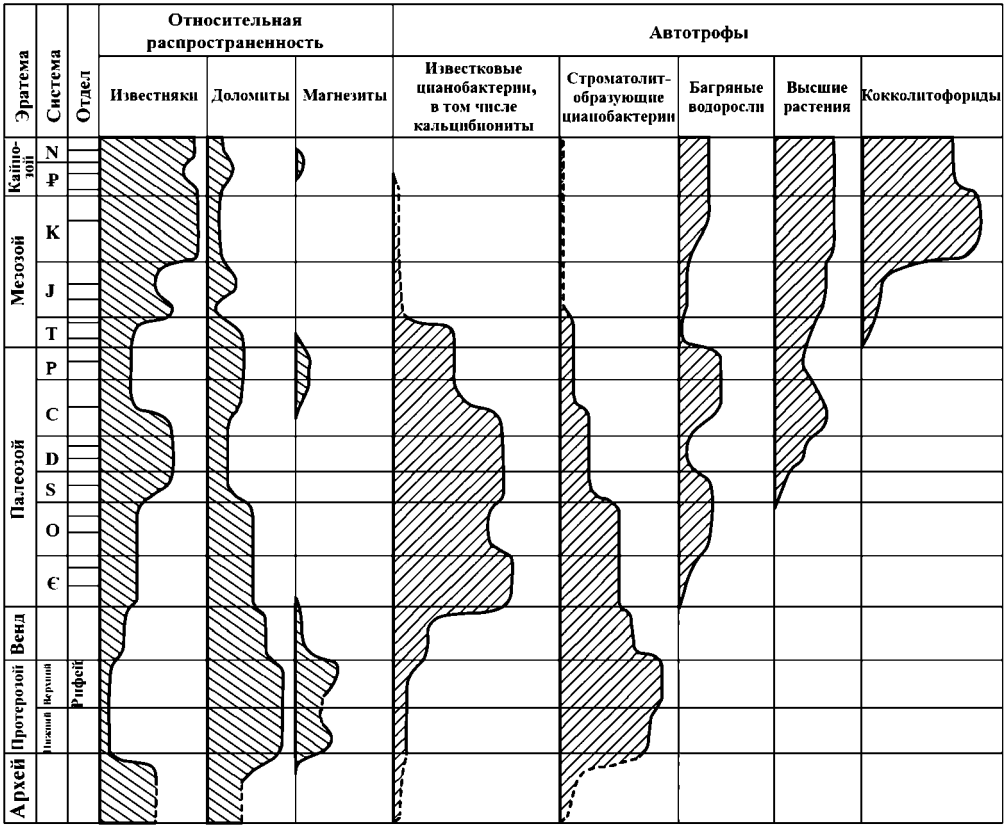


Рис. 19.3. Схема соотношения состава карбонатных пород и развития некоторых автотрофов в истории Земли

чисто хемогенное осаждение. В протерозое, особенно со среднего протерозоя, когда произошел практически взрывной расцвет цианобактерий, абсолютно преобладал биохемогенный способ и его разновидность – псевдобиогенный. Это находит свое выражение в мощных толщах строматолитовых и других микробиальных карбонатных пород, причем преимущественно доломитового состава.

Подобная ситуация в значительной степени сохранилась в венде и начале кембрия. Об этом свидетельствуют мощные толщи строматолитовых известняков и доломитов, а также карбонатных пород, состоящих из остатков примитивных водорослей – кальцибионтов – эпифитонов, ренальцисов, гирванелл и т.д.

Эти механизмы осаждения функционировали и в течение всей позднейшей фанерозойской истории, но количественная роль их была резко ослаблена. Псевдобиогенное накопление карбонатного материала, мощно развитое в позднем рифее и раннем палеозое, затем скачкообразно сократилось и представлено в мезозое в значительной степени, а в кайнозое исключительно в виде строматолитов.

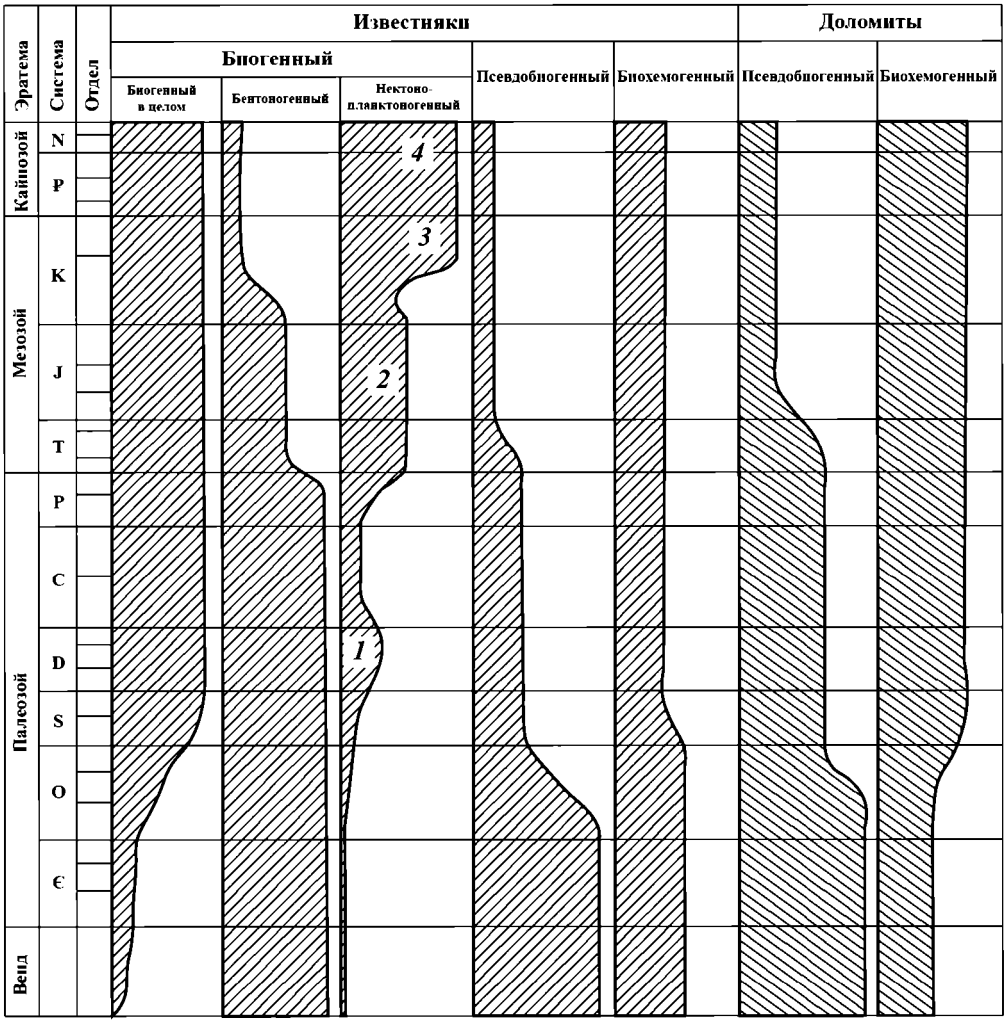


Рис. 19.4. Принципиальная схема эволюции способов осаждения карбонатного материала:
1 – цефалоподы, тентакулиты, стилиолины; *2* – аммониты, кокколитофориды; *3* – кокколитофориды; *4* – фораминиферы, птероподы, коколитофориды

Начиная со второй половины ордовика очень быстро возрастал объем чисто биогенного выделения карбонатов кальция в скелетах организмов и его накопление в виде карбонатных осадков.

С середины палеозоя этот способ стал абсолютно преобладающим. Вместе с тем и сам характер биогенного кабонатонакопления не оставался постоянным. В палеозое, видимо, абсолютно преобладало формирование известняков за счет жизнедеятельности бентосных организмов, среди которых важное породообразующее значение имели строматопо-

роидеи, табуляты, ругозы, брахиоподы, фораминиферы, криноидеи, мшанки, водоросли, преимущественно зеленые. В мезозое бентоногенное накопление известняков сохранилось, хотя масштабы его сократились. В определенной мере сменился и состав известь выделяющих организмов. Так, сократилось значение бентоносных фораминифер, криноидей, среди кишечнополостных ведущими стали шестилучевые кораллы, среди водорослей – багряные, место брахиопод в значительной степени заняли моллюски и т.д.

Принципиально важным стало изменение роли нектонных и особенно планктонных организмов и соответственно резкое возрастание значения нектоно-планктоногенных формаций. Подобный способ осаждения впервые появился в позднем силуре в виде ортоцеровых известняков Карнийских Альп, более широко развит в девоне-начале карбона, когда формировались цефалоподовые, стилиолиновые и тентакулитовые известняки. В триасе-юре известны аммонитовые известняки (верхний триас восточного Тетиса, юрская формация Аммонитико россо Альпийской зоны и др.). Уже в этих известняках важна доля планктонных организмов, а с позднего мела планктоногенный способ стал ведущим, когда основное количество карбоната кальция усваивалось и осаждалось кокколитофоридами, а затем в кайнозое и птероподами, особенно, планктонными фораминиферами.

Несколько иная картина наблюдается для доломитов. В позднем докембрии, кембрии и частично ордовике-силуре главным механизмом осаждения доломитов был, видимо, биохемогенный и псевдобиогенный. Это привело к формированию мощных толщ строматолитовых доломитов и даже «первичных» доломитовых археоциатово-цианобактериальных рифов. Со второй половины палеозоя псевдобиогенное доломитообразование резко сокращается и отчетливо превалирует биохемогенное осаждение известково-магнезиальных соединений с последующим диагенетическим преобразованием их в доломит.

19.3. ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Различные аспекты эволюции соленакопления в истории Земли подробно рассмотрены М.А. Жарковым [1978, 1981, 1984, 2005].

Первые отложения сульфатов отмечены в среднем рифее в Австралии (формация Биттер-Спрингс) и Северной Америке (Гренвильская серия). Верхнерифейские и вендские сульфатные формации уже развиты достаточно широко и известны в Восточной Сибири, Иране, Омане, Пакистане, Гренландии, ряде районов Северной Америки. По крайней мере, с венда началось осаждение и каменных солей, и с этого времени соленакопление продолжается в течение всего фанерозоя, однако крайне неравномерно. Эпохами грандиозного соленакопления были ранний кембрий, вторая половина ранней-поздней перми, поздний три-

ас, поздняя юра-ранний мел, в меньшей степени средний-поздний девон и миоцен.

Отмечены также длительные временные интервалы, когда соленакопление было резко ограниченно: поздний кембрий-ранний девон, ранний карбон, средний триас, палеоцен.

При этом палеозойское соленакопление было сосредоточено в небольшом числе грандиозных солеродных бассейнов, связанных преимущественно с эпиконтинентальными морями. К ним относятся Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский в кембрии, Западно-Канадский, Северо-Сибирский, Днепровско-Донецко-Припятский в девоне, Восточно-Европейский, включая Прикаспийскую впадину, Германо-Североморский (Цехштейновый) и Мидконтинента США в перми и некоторые другие более мелкие.

В мезозое солеродных бассейнов стало больше, но размеры соленакопления в них меньше палеозойских, а сами бассейны более разнообразны по тектоническому положению. В кайнозое количество бассейнов увеличилось при одновременном сокращении их размеров. Появились и играли существенную роль континентальные – озерные соленосные толщи.

Параллельно с изменением масштабов и типов бассейнов соленакопления изменялся и вещественный состав соленосных отложений. В течение всего фанерозоя развиты гипсы, ангидриты, а также соленосные формации хлоридного типа. В перми и неогене к ним добавляются хлоридно-сульфатные формации с сульфатами калия и магния, а в неогене еще и карбонатами натрия (рис. 19.5).

Таким образом, в фанерозое намечается два крупных цикла соленакопления – палеозойский и мезозойско-кайнозойский [Жарков, 1984]. Каждый из них начинается длительным этапом накопления морских гипсов и, главным образом, хлоридов. Завершаются циклы относительно кратковременными пермским и неогеновым этапами образования также калийно-сульфатных формаций и континентальных озерных комплексов, причем, в перми это относительно простые по минеральному составу галит-глауберитовые отложения, а в неогене минеральный состав их весьма разнообразен.

Палеозойский и мезозойский этапы соленакопления различаются еще одним интересным свойством.

Кембрийское, пермское, в меньшей степени девонское соленакопление в палеозое и миоценовое в кайнозое четко ассоциируются с периодами глобальных похолоданий и оледенений (рис. 19.6). Возникающее противоречие между аридным климатом, благоприятным или даже необходимым для соленакопления и похолоданием – противоречие мнимое. В первом случае речь идет о климате конкретного региона, во втором – о глобальной температуре всего Земного шара. А именно глобальные похолодания и даже оледенения ведут к увеличению контрастности климата, более резко проявляется климатическая зональность и, в частности, четко обособляются аридные зоны, где и происходит соленакопление. Далее. При глобальных похолоданиях и оледенениях

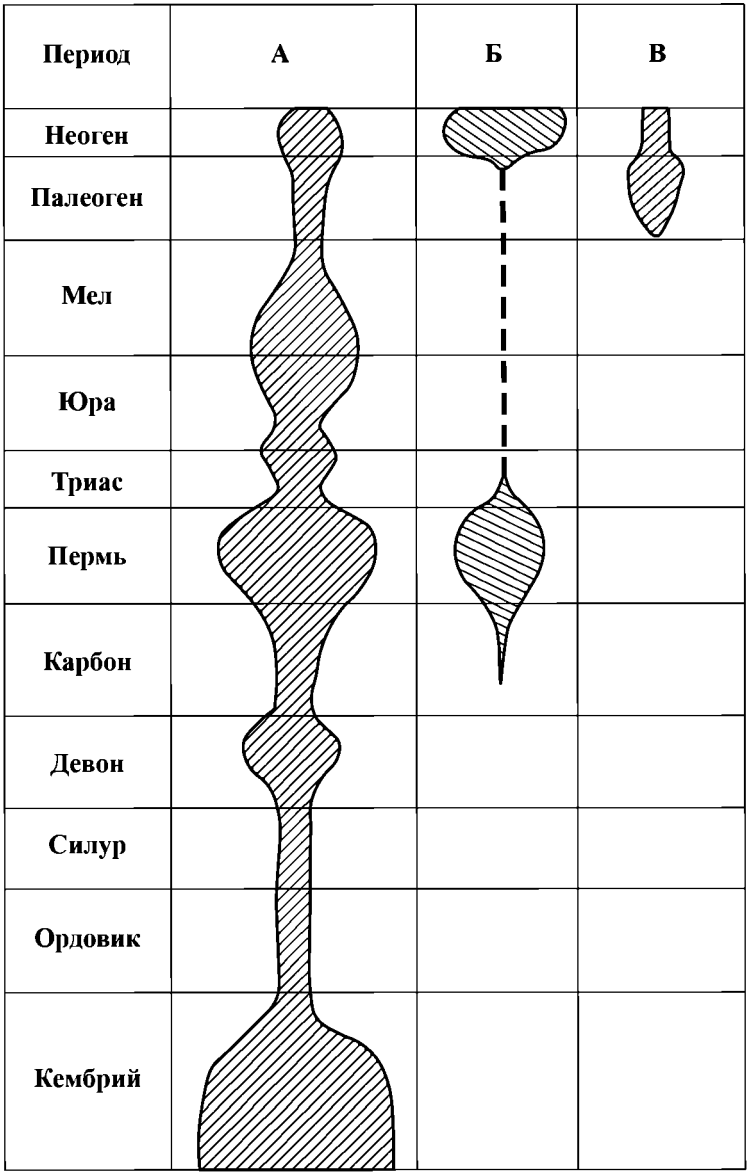
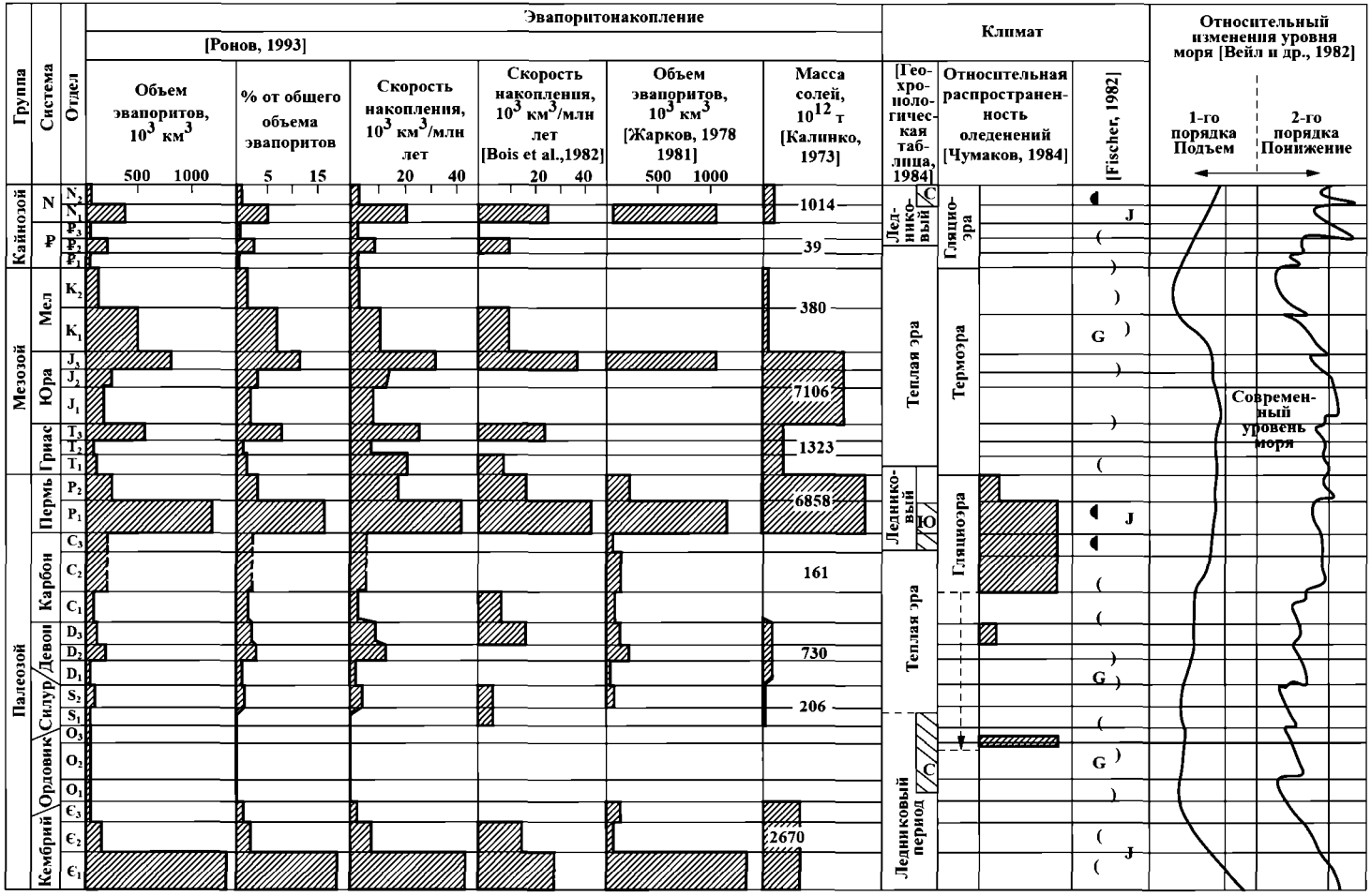


Рис. 19.5. Схема изменения состава соленосных формаций во времени (по М.А. Жаркову, 1984, с изменениями).
Классы формаций: А – хлоридный; Б – хлоридно-сульфатный; В – хлоридно-карбонатный (содовый)

Рис. 19.6. Соотношение соленакопления, климата и колебания уровня Мирового океана в фанерозое [Кузнецов, 1997]:
1 – покровные оледенения; *2* – северное оледенение; *3* – южное оледенение; *4* – холодный период (icehouse); *5* – теплый период (greenhouse)


Группа
Система
Отдел
Эвапоритонакопление
[Ронов, 1993]
Объем эвапоритов, 10³ км³
% от общего объема эвапоритов
Скорость накопления, 10³ км³/млн лет
[Bois et al.,1982]
Объем эвапоритов, 10³ км³
[Жарков, 1978 1981]
Масса солей, 10¹² т
[Калинко, 1973]
500 1000
5 15
20 40
20 40
500 1000
1014
39
380
7106
1323
6858
161
730
206
2670
Кайнозой
Мезозой
Палеозой
N
P
Мел
Юра
Триас
Пермь
Карбон
Девон
Силур
Ордовик
Кембрий
Климат
[Геохронологическая таблица, 1984]
Относительная распространенность оледенений [Чумаков, 1984]
[Fischer, 1982]
Ледниковый
Теплая эра
Ледниковый период
Глациоэра
Термоэра
Относительный изменения уровня моря [Вейл и др., 1982]
1-го порядка Подъем
2-го порядка Понижение
Современный уровень моря
1
2
3
4
5

уменьшается общая влажность атмосферы. Наконец, связывание жидкой воды в ледники во время покровных континентальных оледенений ведет к понижению уровня Мирового океана, что в свою очередь способствует появлению подводных барьеров и изоляции водоемов, что и необходимо для соленакопления.

Даже во время последнего вюрмского, далеко не самого мощного, оледенения, уровень Мирового океана был на 140–160 м ниже современного, а во время предпоследнего рисского – на 200–300 м [Кузнецов, 1997]. Об общем падении уровня моря в периоды похолоданий свидетельствует и соответствие кривых изменений климата и уровня моря.

В этом отношении позднетриасовое и позднеюрско-раннемеловое, соленакопление, происходившее в эпоху глобального потепления, является несколько аномальным и обусловлено, видимо, иными причинами.

19.4. ЭВОЛЮЦИЯ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Накопление кремнистых пород и их состав в геологической истории Земли отчетливо изменялись. Проблемы эволюции этих пород подробно рассмотрены Г.А. Каледой [1966, 1987], И.В. Хворовой [1968, 1983], В.Н. Холодовым [1987]. Эта эволюция ясно видна по изменению во времени типов пород и их минералогии, что в схематическом и обобщенном виде показано на рис. 19.7.

Прежде всего установлена смена минеральных ассоциаций – кварцевой в докембрии, халцедон-кварцевой в палеозое и частично мезозое, на опал-кристобалитовую со второй половины мезозоя, которая стала практически единственной в кайнозое. В настоящее время основной причиной этого считается переход опала в древних толщах в устойчивые минералы, поскольку предполагается, что первичное осаждение кремнезема происходило в основном в форме опала.

Что касается смены одних пород другими, то тут изменения уже не столь просты и «прямолинейны» и связаны с общей эволюцией осадочного процесса.

В докембрии практически единственным представителем кремнистых пород являются джеспилиты, широко развитые на древних платформах. Установлено три этапа образования этих пород – середина архея (3,5–3,0 млрд лет), самая грандиозная эпоха в раннем протерозое (2,5–2,4 млрд лет) и небольшая венд-кембрийская (675–570 млн лет), причем небольшие месторождения имеются и в палеозое – Батерст в Канаде (ордовик) и Тайнаф в Ирландии (карбон).

В вопросах происхождения подобных пород очень много спорного и неясного. В настоящее время исследователи склоняются к мнению о подводно-вулканическом поступлении кремнезема и железа и их осаждении, в том числе за счет микробиальной деятельности. Важен однако

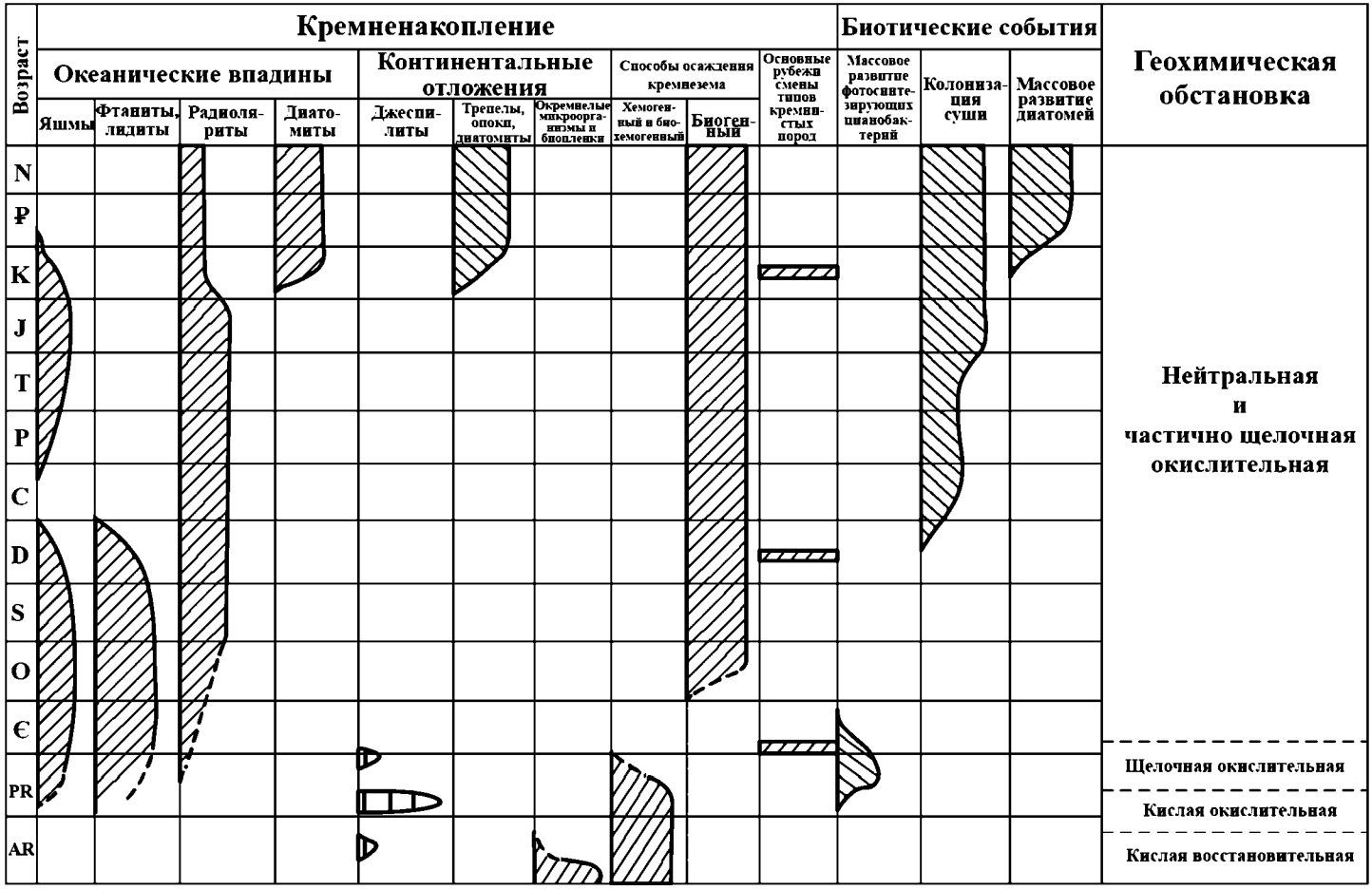


Рис. 19.7. Схема эволюции кремненакопления в истории Земли и ее соотношение с развитием жизни

сам факт мощного развития таких специфических пород в относительно узких временных интервалах практически только в докембрии и особенно нижнем протерозое.

Палеозой – это эра развития яшм, фтанитов и вообще кремнистых сланцев, хотя появились они видимо в верхах докембрия (яшмы Казахстана, фтаниты Западных Саян). При этом фтаниты в основном закончили свое развитие в девоне, а наиболее молодые яшмы известны даже в низах палеогена. Радиоляриты, известные с начала кембрия – это своя ветвь развития кремнистых пород, а яшмы и фтаниты – две другие независимые линии, образование которых связано с иными геологическими условиями. Эти три группы пород формировались в океанах, но в разных обстановках. Так, яшмы тесно ассоциируют с подводно-вулканическими образованиями, то есть развиты в относительно узких, видимо трогообразных областях с интенсивным подводным вулканизмом спилит-кератофорового состава. Кремнистые сланцы и фтаниты занимают значительно большие площади, не имеют столь отчетливой связи с вулканизмом и, видимо, более разнообразны по глубине образования. Древние радиоляриты развиты сейчас спорадически, хотя иногда достаточно обильны, например, в юре Тетиса в пределах современного Средиземноморья. Возможно, это связано с субдукцией и ликвидацией древних океанов; в современных же океанах они представлены достаточно широко вне всякой связи с вулканизмом, но в целом значение радиолярий в общем балансе осаждения кремнезема снизилось и более важную роль стали играть диатомовые.

Кремненакопление на платформах четко разделяется на два этапа – в докембрии формировались железистые кварциты, со второй половины мела и особенно в кайнозое – диатомиты, трепелы, опоки, которые обусловили появление специфической – опоковой формации. Отдельные палеозойские толщи повышенной кремнистости известны и на платформах, например, доманик востока Восточно-Европейской платформы, но здесь формируются преимущественно конкреционные кремни.

Обобщая материалы по эволюции кремненакопления можно отметить, во-первых, снижение роли вулканизма – прежде всего как поставщика материала и, возможно, как процесса, обеспечивающего его ограниченное по масштабу хемогенное осаждение. Во-вторых, эволюцию основных кремнийосаждающих организмов, что, возможно, и привело к некоторому смещению кремненакопления на платформы. В палеозое и частично мезозое ведущей группой были радиолярии, с мела – диатомеи. Последние оккупировали обширные пространства, в том числе эпиконтинентальных морей, что привело к массовому развитию платформенных диатомитов, трепелов и опок. В-третьих, что, по-видимому, наиболее важно, общее развитие органического мира обусловило определенные рубежи развития тех или иных типов кремнистых пород. Можно наметить по крайней мере три подобных границы: начало фанерозоя – смену чисто микробиального кремненакопления, или, точнее, воздействия микробиальной деятельности на кремненакопление биогенным, прекращение образования обогащенных органическим ве-

ществом кремнистых сланцев на рубеже девон-карбон, синхронизированное с началом колонизации организмами суши, и взрывной характер глобального кремненакопления, связанного с появлением и развитием диатомовых водорослей, которое коррелируется со временем появления покрытосеменных растений, образующих формацию тропического леса.

19.5. ЭВОЛЮЦИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В осадочной оболочке Земли за последние 1600 млн. лет накопилось и сохранилось по подсчетам А.Б. Ронова [1993] $109{,}5 \cdot 10^{20}$ г органического углерода: в осадочных породах континентов содержится 75,3 % этого количества ($80{,}9 \cdot 10^{20}$ г), шельфов 24,5 % ($26{,}8 \cdot 10^{20}$ г) и океанов 1,6 % ($1{,}8 \cdot 10^{20}$ г). С учетом субдукции пелагических осадков количество $C_{орг}$ в океанических отложениях составляет с поздней юры $5{,}5 \cdot 10^{20}$ г, а суммарная цифра возрастает до 113,2. Н.Б. Вассоевич, Н.И. Корнилова и В.В. Чернышов [1973] оценивают массу органического углерода в отложениях континентального сектора в $72 \cdot 10^{20}$ г. При столь значительных абсолютных значениях кларк $C_{орг}$ по всем подсчетам менее одного процента. Н.Б. Вассоевич с соавторами для континентального сектора без эффузивов приводят цифру 0,62 %. А.Б. Ронов для континентального сектора дает значения 0,57 и 0,48 % для осадочных пород без эффузивов и с учетом эффузивов, а для Земли в целом 0,54 и 0,46 % соответственно.

Эволюцию накопления органического вещества целесообразно рассмотреть по трем основным направлениям: 1) количественные изменения содержания органического вещества в геологической истории; 2) изменение форм органического материала и фациальных обстановок его накопления и консервации; 3) неравномерность (периодичность, цикличность) его накопления.

Первые организмы появились на Земле почти 4 млрд лет назад и уже в глубокометаморфизованных породах с возрастом 3,5–3,7 млрд лет имеются достаточно концентрированные массы углерода, изотопный состав которого показывает его первоначально биогенное происхождение. Естественно, что более или менее достоверные ***количественные*** показатели содержания органического углерода получены для фанерозойского разреза и частично верхнего протерозоя. Все эти данные однозначно указывают на последовательное возрастание содержания $C_{орг}$ в более молодых отложениях (рис. 19.8, табл. 19.1).

Наиболее простое и «очевидное» объяснение этого феномена – увеличение биомассы живого вещества в геологической истории Земли. Вместе с тем вопрос этот вовсе не так прост и «очевиден».

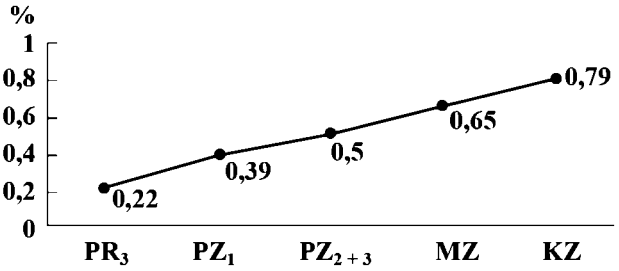


Рис. 19.8. Изменение средних содержаний $C_{орг}$ в отложениях неогея [Ронов, 1993]

В этом отношении уместно вспомнить важное положение В.И. Вернадского, которое он неоднократно повторял – количество живого вещества является планетарной константой, хотя это количество имеет определенные, но умеренные пределы колебаний [Вернадский, 1927, 1934]. В настоящее время, видимо, точнее говорить о постоянстве первичной продукции, а не одномоментной массе живого вещества, на что обратил внимание А.А. Ярошевский [2003]. Позднее, подтверждая свои идеи о постоянстве биомассы, он признавал и определенный ее рост со временем [Вернадский, 1980]. Одновременно увеличивался и объем биосферы, то есть области развития жизни.

Если первичная продукция живого вещества более или менее постоянна и, соответственно, близко количество захороняющегося органического вещества, то указанное выше уменьшение среднего содержание органического вещества в более древних отложениях может быть связано с его разрушением в течение геологического времени. Подобные факты действительно установлены в виде «углеводородного дыхания» метаморфизующихся первично-осадочных углеродсодержащих толщ земной коры [Сидоренко А.В., Сидоренко С.А., 1970, 1975].

Более важно другое – не простое количественное увеличение биомассы, а принципиальная качественная эволюция органического мира.

Положение В.И. Вернадского об относительном постоянстве массы живого вещества, то есть количества атомов, захваченных организмами, ни в коем случае не исключает эволюцию, так как происходили более важные **качественные** изменения. Геохимическая эволюция заключалась в перегруппировке химических элементов в пределах живого вещества, в ускорении их биогенной миграции; биологическая – в

Таблица 19.1

Субкларки $C_{орг}$ в глинистых и карбонатных породах разного возраста (Вассоевич и др., 1973)

Породы	PR	PZ	MZ	KZ
Глины	0,45	0,68	0,9	1,35
Карбонаты	0,05	0,1	0,2	0,35

развитии родов и видов организмов [Вернадский, 1960, 1978]. Сам В.И. Вернадский указывал, что в пределах биосферы, как геологической оболочки, идет эволюционный процесс [Вернадский, 1965]. Иными словами, от прокариот достаточно однородного состава эволюция привела к огромному таксономическому разнообразию организмов, в том числе появлению Homo sapiens и разума, появлению и развитию ноосферы. В настоящее время можно говорить, что «... эволюция диверсифицирующихся живых существ в направлении многоклеточности и совершенствования морфофизиологических функций не была простой эволюцией видов; эволюционировали ценозы, экологические системы, в которые входили и удивительно устойчивые прокариотные и эвкариотные микроорганизмы со своими особыми функциями воздействия на макромир» [Соколов, 1999]. Наряду с эволюцией самих организмов (биологическое явление) происходила и эволюция определяемых ими геохимических обстановок – смена хемосинтезирующих организмов фотосинтезирующими привела к появлению кислородной атмосферы и окислительных обстановок, осуществлялось регулирование кислотно-щелочных свойств через биогенно определяемый геохимический цикл кальция и частично магния и т.д. [Заварзин, 2002]. Сама смена организмов и появление скелетных форм обусловили формирование определенных типов карбонатных и кремнистых пород и др.

Возвращаясь к вопросу об эволюции накопления органического материала, надо отметить, что, так или иначе, эта «количественная» сторона менее важна по сравнению с принципиальными качественными изменениями, которые обусловили изменение типов органического вещества и фациальных зон его накопления (рис. 19.9).

Первоначально и весьма долго биота была сосредоточена в водоемах и прежде всего в Мировом океане, поэтому все накопления $C_{орг}$ являлись морскими, а соответствующий состав организмов определил преимущественно сапропелевый характер образующегося органического вещества. Наряду с рассеянными кларковыми концентрациями возникли и обогащенные органическим веществом толщи в виде горючих сланцев, которые ныне метаморфизованны.

Подобная ситуация существовала практически до девона, когда началась экспансия растительности на сушу. С конца девона, а особенно в карбоне, растения колонизовали прибрежные части суши, и началось массовое развитие торфяников. Это привело к появлению нового – гумусового – типа органического вещества, повышенные концентрации которого локализовались в особой прибрежной фациальной зоне, где формировались угленосные толщи параллического типа.

В мезозое, особенно в юре, растительность завоевала практически всю сушу, появились внутриконтинентальные болота и, соответственно, лимнические угленосные толщи. Относительное количество морского планктоногенного по происхождению и сапропелевого по составу органического материала сократилось.

Таким образом, первичное однородное по составу сапропелевое вещество со временем, реально с девона стало неоднородным – появился

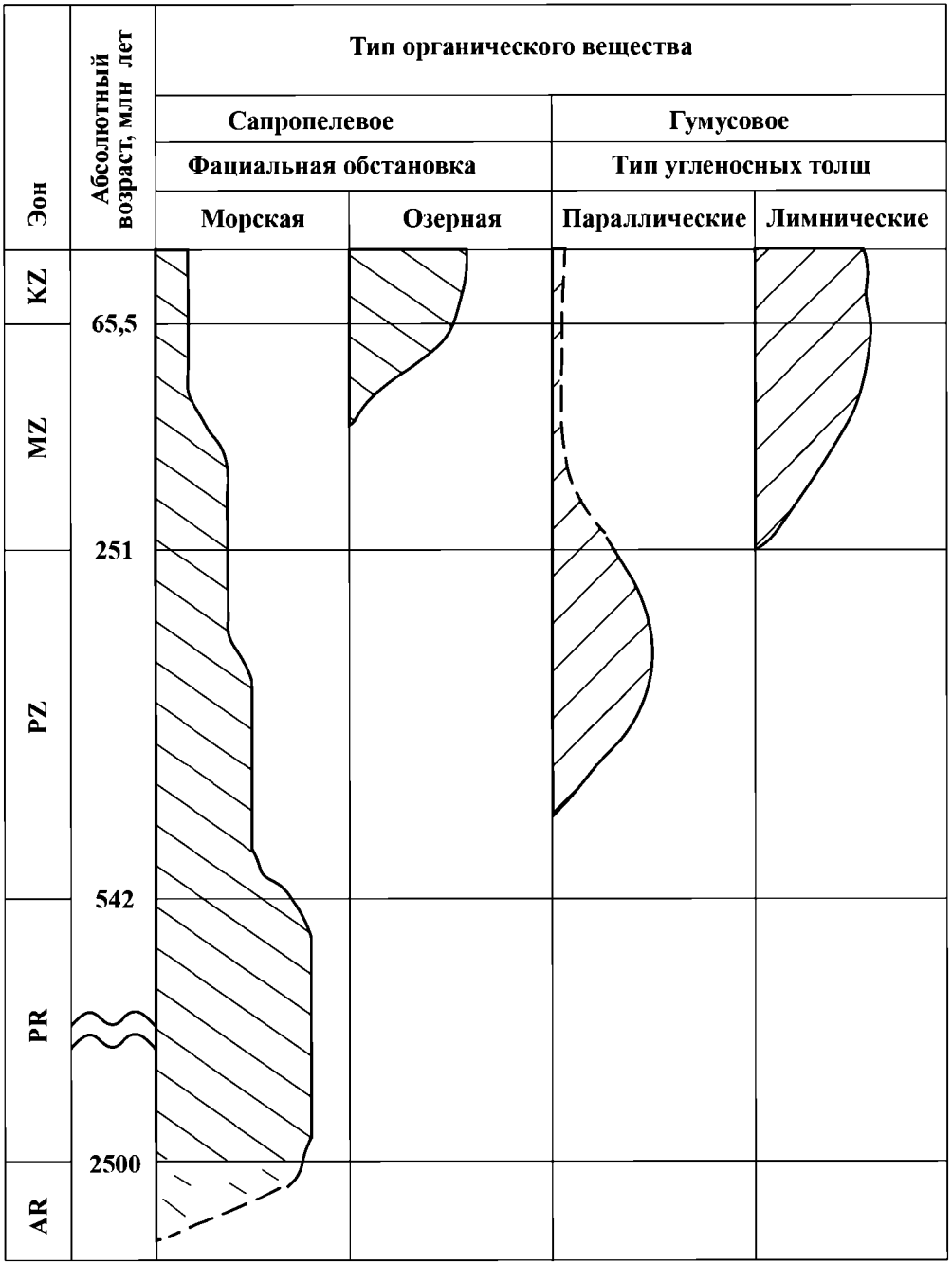


Рис. 19.9. Схема эволюции накопления типов и фациальной природы органического вещества в геологической истории Земли (докембрийская часть разреза вне масштаба)

органический материал гумусового состава. Аналогичным образом менялись и фациальные условия накопления концентрированных форм органического материала. Сапропелевое вещество преимущественно, а до кайнозоя практически исключительно, имело морское происхождение, а в кайнозое в существенных количествах появились озерные отложения с таким типом органического материала, например, палеоцен-эоценовая формация Грин-Ривер запада США. Концентрированные формы гумусового вещества, повторим, первоначально были паралли-ческого, а затем лимнического типа.

Наконец, третий аспект проблемы эволюции накопления органического вещества в геологической истории Земли – ее неравномерность во времени.

На фоне возрастания количества рассеянного органического вещества в более молодых отложениях (безотносительно причины этого явления) и смены его типа и фациальной природы, отмечается значительная неоднородность распределения его средних концентраций в геологическом разрезе.

Первые концентрированные массы $C_{орг}$ известны уже с архея и имеют возраст 3,5–3,7 млрд лет. Относительные максимумы отмечены в венде-кембрии, верхнем девоне-карбоне, верхней юре-нижнем мелу, неогене. Показательно, что на эти же интервалы фанерозоя приходятся

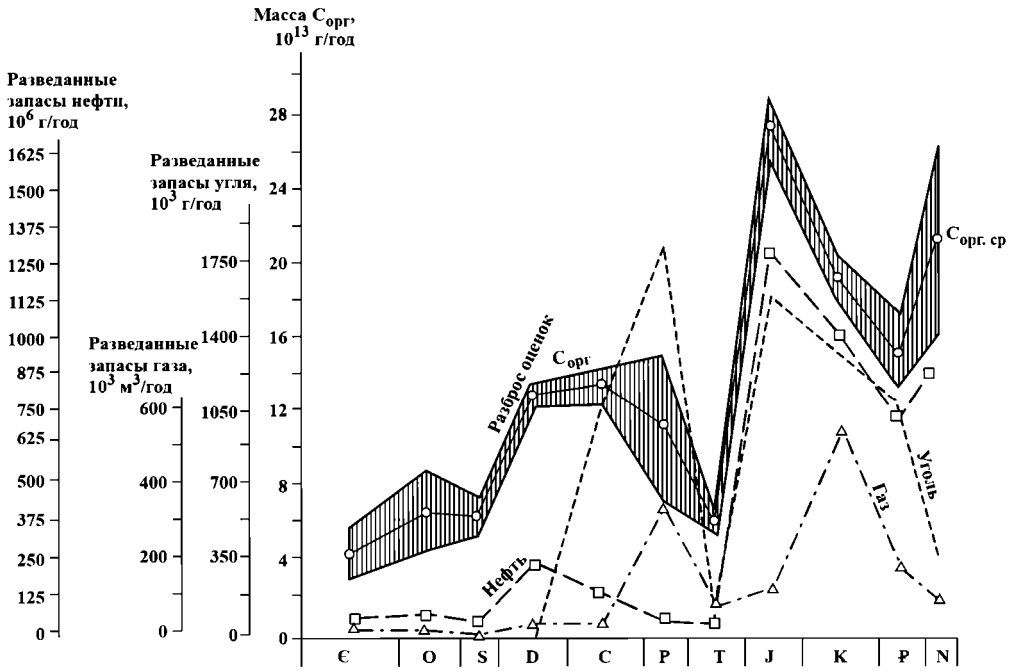


Рис. 19.10. Изменение во времени среднего содержания в породах $C_{орг}$ и массы горючих ископаемых на единицу времени [Ронов, 1993]

и максимумы накопления концентрированных форм в виде угля, нефти и природного газа (рис. 19.10). При этом фациальные условия накопления органического вещества, которые во многом определяют его тип и вид горючих ископаемых неодинаковы для отдельных интервалов. Так, девонский, неогеновый и частично юрский максимумы – это преимущественно накопление сапропелевого вещества и соответствующий максимум запасов нефти. Каменноугольно-пермский и частично юрский (точнее нижнеюрский) пики – это в существенной мере гумусовая органика и соответственно максимумы угленакопления, а частично и формирования газов за счет генерации последнего углистым веществом при катагенетической переработке, «метаморфизме» последнего.

ГЛАВА 20
ВНЕШНИЕ ФАКТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Эволюция осадочного породообразования – один из элементов развития Земли как геологического тела и особенно ее внешних оболочек. Одновременно, исследование изменения осадочного процесса в геологической истории дает важнейший материал для воссоздания и понимания эволюции этих геосфер и геологических процессов в целом.

Последнее обстоятельство следует подчеркнуть особо. Само выделение этих «внешних» факторов в большой степерни результат изучения осадочных пород, их ассоциаций, их изменения, а иногда и смены в геологической истории.

Изменения внешних геосфер в геологической истории определяют и смену обстановок и механизмов осадкообразования и осадконакопления, которые, в свою очередь, влияют и на изменение самой внешней оболочки Земли – лито-, атмо- и гидросферы.

Со значительной долей условности и явным упрощением можно наметить ряд «внешних» причин, влияющих на осадочный процесс и определяющих его эволюцию:

1. Геотектоническая эволюция Земли, проявляющаяся прежде всего в виде изменения характера рельефа и вулканизма

2. Изменение в геологической истории типов и состава пород в пределах областей снова, или, точнее, количественных соотношений разных типов пород.

3. Изменение состава, а соответственно и геохимических свойств внешних геосфер и прежде всего атмо- и гидросферы.

4. Возникновение и развитие жизни, геохимических функций и геохимической энергии организмов.

Перечисление этих факторов в указанной последовательности отнюдь не связано с их значимостью. Более того, эволюция одного из них влияет, а часто и определяет изменение других.

1. Тектонические движения влияют на осадкообразование прежде всего через создаваемый ими рельеф. Изменение во времени контрастности последнего, определяет соответственно и изменение характера осадочного процесса, что проявляется прежде всего на образовании, переносе и осаждении обломочного материала, и их эволюции. Сама

эволюция субаквального и субаэрального рельефа устанавливается на основе изучения отложений во времени, то есть установление факта эволюции во многом является и способом нахождения ответа и объяснения причин эволюции. Конкретные примеры эволюции форм, а главное, контрастности рельефа, частично рассмотрены при описании эволюции отдельных типов пород.

Выше было сказано о последовательном во времени увеличении высоты гор. Об увеличении со временем глубин водоемов писал уже Л.Б. Рухин, который связывал это обстоятельство с возрастанием со временем скоростей тектонического прогибания [Рухин, 1959]. Этот феномен – увеличение глубин – в частности устанавливается по появлению на границе венд – кембрий наряду с биостромами и биогермами, отчетливо выраженными в рельефе морского дна рифов, и последовательного увеличения высоты последних.

Уверенно говорить о характере и глубинах доюрских океанов далеко не всегда возможно, но в истории возникновения и развития современных океанов достоверно установлено, что по мере раздвижения литосферных плит и формирования океанического ложа одновременно происходит и их углубление. В большинстве глубоководных котловин Мирового океана залегающая на толеитовых базальтах пелагическая карбонатная формация выше по разрезу сменяется более глубоководными бескарбонатными пелагическими глинистым, глинисто-кремнистыми и кремнистыми, образующимися ниже критической глубины карбонатонакопления.

Контрастность рельефа, особенно в континентальных обстановках, непосредственным образом влияет на структуру обломочной части – размер и форму обломков, и более опосредовано – на мощности и распространенность толщ обломочных пород, на образование тех или иных формаций.

С тектоническими движениями и их характером тесно связаны и процессы магматизма, и в первую очередь, особенно – вулканизма. Эволюция магматизма определяет изменение состава источников сноса и соответственно состава образующегося осадочного материала. Вулканизм не только поставляет в осадочный процесс твердые продукты – лавы, вулканические бомбы, лапилли, вулканичесий пепел – но, что, вероятно, более важно, газообразные и жидкие компоненты в процессе вулканических и поствулканических эксгаляций. С одной стороны, эти компоненты влияют, а часто и определяют общую геохимическую обстановку поверхности Земли и области осадкообразования в частности, а с другой – непосредственно участвуют в образовании осадочных пород. Например, углекислый газ – один из основных компонентов образования карбонатных пород, пород, составляющих не менее 20 % процентов осадочной оболочки планеты. Через жизненный цикл углерод углекислого газа образует угли, нефть природные горючие газы, рассеянное органическое вещество пород.

Изменение характера вулканизма явно должно влиять и влияло на изменение осадочного процесса во времени. Кроме эволюции, сейчас

более четко видна роль вулканизма в периодичности (цикличности) осадочного породообразования, периодичности, которая осложняет однонаправленный процесс эволюции (см. ниже).

2. На первых этапах геологического развития Земли (катархей, прискониан, по новейшей шкале – хадениан) ее поверхность была покрыта вулканическими лавами преимущественно основного состава. Академик А.П. Павлов провидчески, задолго до появления фактических данных, назвал это время «лунной стадией» развития Земли. Ясно, что основной обломочный материал, который поступал в осадочный процесс и поставлялся в зоны осадконакопления, имел только такой состав и могли формироваться обломочные породы практически только грауваккового состава. Одновременно, в результате химического выветривания, имевшего весьма специфический характер (отсутствие кислорода, органического вещества и др.) в растворы и, соответственно, в поверхностную миграцию поступали в относительно бóльших, чем в последующее время количествах элементы, характерные именно для этих пород, в частности Fe, Mg, Ca.

В начале архея на уровне 3700–3800 млн лет образовались первые осадочные породы и первые гранитоиды, то есть среди пород источников сноса появились кислые магматические образования и в осадочный процесс стали вовлекаться салические минералы – кварц, калиевые полевые шпаты, а также щелочные элементы. В протерозое большую часть поверхности суши, почти 50 %, занимали граниты и ортогнейсы, что обеспечивало вовлечение в осадочный процесс соответствующих обломочных минералов и растворенных веществ в виде слагающих эти минералы элементов и ионов, в частности Na и K. Существенно было также распространение осадочных пород при общем резком сокращении основных лав. Наконец, в фанерозое среди источников осадочного материала уже абсолютно преобладали осадочные породы (рис. 20.1).

3. Радикальные изменения произошли в составе, а следовательно, и свойствах водной и воздушной оболочек Земли (табл. 20.1).

Первоначально они сформировались за счет дегазации твердой оболочки. При этом на поверхность наряду с водой (в виде водяного пара) выносились «кислые дымы» – HCl, HF, CO_2 (последний образовывал с водой угольную кислоту – H_2CO_3), а также H_2S, NH_3, CH_4 и др. Все это определило хлоридно-карбонатный состав гидросферы, кислые среды и восстановительную обстановку в атмо- и гидросфере. Реакции кислот с породами вели к специфическому выветриванию с растворением и выносом многих компонентов, формированию весьма своеобразных кор выветривания. (В частности именно подобным выветриванием иногда объясняется образование вторичных кварцитов). К протерозою сильные кислоты были в основном нейтрализованы, атмосфера стала углекислой или азотно-углекислой, гидросфера – в значительной степени стала хлоридно-карбонатно-сульфатной с нейтральной, а в протерозое уже с отчетливо щелочной средой. Появление сульфатов – крайне важный момент – это показатель начала значительной генерации свободного кислорода и окислительной обстановки, по

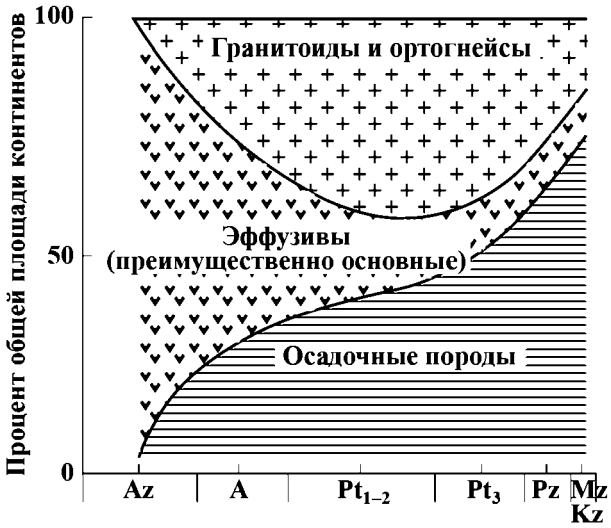


Рис. 20.1. Схема изменения во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии материков [Ронов, 1993]

Таблица 20.1

Принципиальная схема изменения состава атмосферы, гидросферы и общей геохимической обстановки в геологической истории Земли

Возраст	Состав атмосферы	Ионный состав вод		Растворенные газы	Геохимическая обстановка
		Основной	Второстепенный		
MZ–KZ	Углекисло-кислородно-азотная	$\frac{Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}}{Cl^-, SO_4^{2+}, HCO_3^-}$	$\frac{K^+}{CO_3^{2-}}$	N_2, O_2, CO_2	Окислительная слабощелочная и нейтральная
PZ_2		$\frac{Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}}{Cl^-, SO_4^{2+}, HCO_3^-}$	$\frac{K^+}{CO_3^{2-}}$		
PZ_1	Кислородно-углекисло-азотная	$\frac{Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+}{Cl^-, SO_4^{2+}, HCO_3^-}$	$\frac{K^+}{CO_3^{2-}}$	N_2, CO_2, O_2	Окислительная слабощелочная, местами щелочная
PR_{2-3}		$\frac{Mg^{2+}, Ca^{2+}, Na^+}{Cl^-, HCO_3^-}$	$\frac{K^+, Na^{4+}}{CO_3^{2}}$	N_2, CO_2, O_2	Щелочная, частично окислительная
					Кислая, частично окислительная
$AR–PR_1$	Аммиачно-углекислая с присутствием кислых газов SO_2, H_2S, а также CH_4 и H_2	$\frac{Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+}{HCO^-, CO_2^{2-}, Cl^-}$	$\frac{K^+, Na^+}{CO_3^{2-}}$	CO_2, NH_3	Восстановительная кислая

крайней мере, в гидросфере, что и обусловило окисление сульфидов и появление сульфатов. Практически с рифея начали складываться современные типы гидросферы – сульфатно-хлоридный, и атмосферы – азотно-кислородной с окислительной в массе обстановкой.

Совершенно ясно, что все процессы осадочного породообразования – выветривание, миграция растворенных форм и осаждение материала в разные эпохи, при разных значениях pH и Eh происходили поразному.

4. Огромное значение в эволюции внешних геосфер и осадочного породообразования в том числе, имело появление и развитие на Земле жизни. Древнейшие бактериеморфные остатки, которые считаются хемофоссилиями, обнаружены в кремнистых толщах формации Иссуа с возрастом примерно 3850 млн лет. Сейчас эти датировки вызывают некоторое сомнение, но остатки микрофоссилий с возрастом 3400–3500 млн лет достаточно многочисленны и не вызывают принципиальных возражений. Появление древнейших строматолитов – биоседиментарных структур или микробиолитов, образование которых обусловлено жизнедеятельностью цианобактерий, то есть фотосинтезирующих организмов, указывает на начало генерации значительных количеств свободного кислорода где-то на уровне 3200–3400 млн лет назад. Но образующийся кислород сразу же расходовался на окисление элементов с переменной валентностью, в первую очередь таких относительно распространенных как железо и сера. Древнейшие сульфаты (точнее, чаще всего псевдоморфозы по гипсу, ангидриту и метаморфические породы, образовавшиеся при метаморфизме сульфатов) имеют возраст 3200–3400 млн лет, а к концу среднего рифея они известны уже достаточно широко и содержание сульфатов в морской воде было уже близко или по крайней мере сопоставимо с современным [Жарков, 2005].

Аналогичная ситуация с железом – первые железистые кварциты (джеспилиты) отмечены в среднем архее, грандиозная эпоха их образования приурочена к границе архей-протерозой (~2500 млн лет).

После исчерпания резерва поливалентных элементов, кислород стал выделяться в атмосферу в свободном виде и окислительная обстановка на планете стала преобладающей. В настоящее время считается, что содержание свободного кислорода в атмосфере в количестве 0,1 % от современного (точка Юри) было достигнуто в раннем протерозое – 2200–2300 млн лет назад (приводятся значения и 2500 млн лет). Содержание кислорода в 1 % (точка Пастера), когда произошла смена анаэробного брожения энергетически неизмеримо более выгодным окислением при дыхании – на границе среднего и позднего рифея (1000–1200 млн лет), а появление озонового экрана (10 % от современного – точка Беркнера – Маршалла) – в ордовике-раннем силуре (~420–450 млн лет) [Соколов, 1986]. Это создало озоновый слой, как преграду ультрафиолетовому излучению и позволило организмам покинуть водный бассейн и началась колонизация суши.

Кроме генерации кислорода и создания окислительной обстановки, жизнедеятельность организмов через геохимический цикл кальция и

магния вела к изменению кислотно-щелочных свойств среды [Заварзин, 2002].

Реакции сильных кислот с породами ложа водоемов вели к их нейтрализации, но слабые кислоты и прежде всего угольная кислота обусловили еще достаточно низкие значения pH, что было, видимо, обычным для архея и частично раннего протерозоя. Со среднего протерозоя – времени расцвета и массового развития цианобактерий – ситуация в водоемах резко изменилась. Цианеи, усваивая растворенный в воде CO_2, способствовали распаду угольной кислоты, что резко повышало pH среды. В этих условиях шло массовое осаждение карбонатов, не только кальция, но и магния [Кузнецов, 2003, 2007]. Это нашло свое выражение в массовом развитии доломитов и широком – магнезитов в среднем и верхнем протерозое. Напомним, что осаждение магнезиальных соединений происходит при значениях pH на уровне 9,0 и выше.

Наконец, именно жизнедеятельность организмов привела к разложению аммиака и выделению атомарного (свободного) азота, который и составляет, вместе с кислородом, основу современной атмосферы.

Важные изменения в осадочном процессе произошли в связи с эволюцией самих организмов. Так, смена цианобактериальных сообществ высокоорганизованной скелетной фауной привела к смене биохемоген-

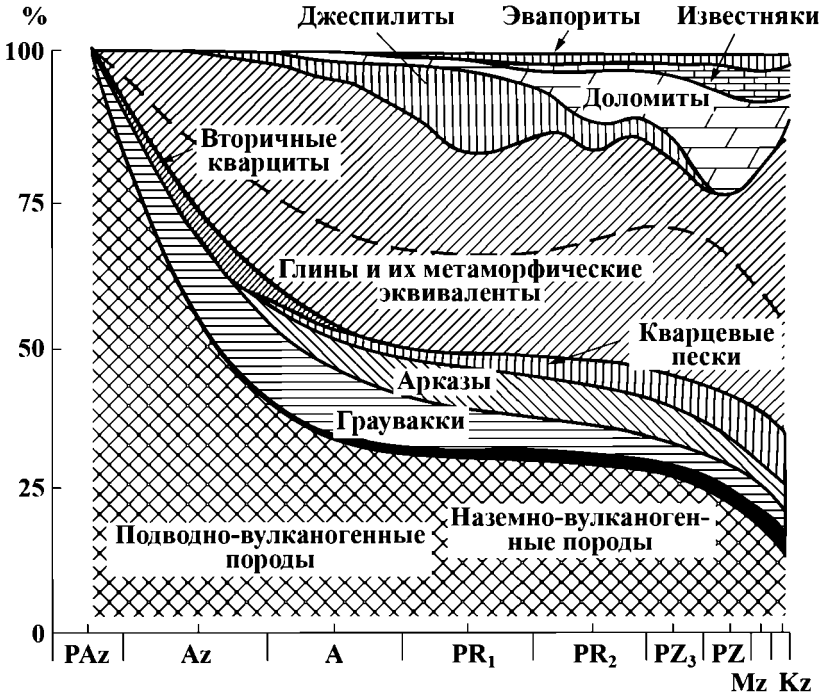


Рис. 20.2. Схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканогенных пород областей осадконакопления континентов [Ронов, 1993]

ного осаждения карбонатного материала в протерозое чисто биогенным в фанерозое (точнее к изменению соотношений того и другого). Появление массового планктона в виде кокколитофорид, планктонных фораминифер и др., наряду с другими факторами обусловило существенное сокращение формирования бентоногенных карбонатных формаций и напротив, образование планктоногенных. Только после появления наземной растительности стало возможным массовое образование углей. Возникновение цветковых растений и становление во второй половине мела «формации тропического леса» с ее огромной продуктивностью и соответственно способностью к химическому выветриванию, обусловило появление латеритного выветривания и латеритных бокситов. Вторым следствием этого процесса стал вынос в моря и океаны освободившихся огромных масс растворенного кремнезема, что в свою очередь стимулировало вспышку развития кремнийусваивающих организмов и массовое осаждение биогенного кремнезема, что нашло свое выражение в образовании опоковой формации.

Приведенные примеры показывают, что именно возникновение жизни и ее эволюция практически определили изменение состава и геохимической обстановки атмо- и гидросферы, а, в значительной степени, и литосферы. Таким образом, отмеченная выше причина эволюции осадочного процесса за счет изменения геохимических показателей является в значительной мере вторичной и обусловлена именно появлением на Земле жизни и ее эволюцией.

Более того. Не касаясь сложного аспекта происхождения гранитов, надо отметить, что по крайней мере значительная их часть в виде анатектических гранитов, – это продукт переплавления древних осадочных пород – в частности, аркозовых песчаников. Появление последних связано с биогенным воздействием при химическом выветривании, когда в первую очередь разрушаются фемические минералы, а остающаяся часть относительно обогащается минералами салическими. Другими словами, отмеченное выше изменение состава пород источников сноса, тоже, хотя бы частично, обусловлено наличием жизни.

Таким образом, изменение внешних факторов эволюции осадочного породообразования во многом обусловлено именно жизнедеятельностью организмов, лишний раз подтверждая гениальное предвидение В.И. Вернадского о роли жизни в геологической истории планеты, истинность и глубину его учения о биосфере.

Вещественным результатом эволюции осадочного породообразования в истории Земли является смена типов пород, появление одних и исчезновение других, изменение соотношения различных формаций и т.д. (рис. 20.2).

ГЛАВА 21
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Обсудив общие причины эволюции осадочного породообразования и рассмотрев примеры эволюции в геологической истории отдельных типов пород, можно наметить некоторые формы подобной эволюции.

Анализ приведенных выше данных позволяет говорить о том, что интенсивность изменчивости, эволюции относительно невелика в объектах низкого уровня сложности – химических элементов, их ассоциаций – минералах – и возрастает в системах более сложной организации – горных породах и особенно их ассоциаций – геологических формаций [Кузнецов, 2014].

В течение геологической истории изменений характера атомов, их количества и соотношений, по крайней мере основных по распространенности из первых декад, то есть содержащихся в процентном количестве O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H практически не происходит. Примерно аналогична ситуация со следующим уровнем организации костного вещества – закономерном сочетании атомов – минералами. Опять-таки речь идет о наиболее распространенных и прежде всего породообразующих минералах. Кварц, минералы группы полевых шпатов и слюд, пироксены и амфиболы, кальцит и доломит по своему составу и свойствам практически неизменны в течение всей геологической истории.

Если изменения относительно «простых» мономинеральных пород, какими являются породы карбонатные, сравнительно невелики и проявляются в виде изменения структур и текстур, то изменения более сложных полиминеральных пород, каковыми являются породы обломочные, более существенны. Так, происходит последовательная смена состава песчаных пород от граувакк к аркозам, далее олигомиктовым и, наконец, мономинеральным кварцевым, в которых содержание кварца достигает 70–95 %.

Более существенна эволюция объектов следующего уровня – формаций. Как пример смены объектов формационного уровня можно напомнить, что додевонские красноцветы формировались в обстановке как аридного, так и гумидного климата, в то время как более молодые красноцветы – это образования аридных климатических зон. Другой

пример – смена «шельфовых» бентоногенных карбонатных формаций рифея и палеозоя «пелагическими» планктоногенными в мезозое и, особенно, кайнозое.

Эволюция во всех случаях имеет явную направленность, но в абсолютном большинстве не строго линейна, виды ее могут быть различны.

Имеются отдельные типы формаций, которые либо полностью исчезают либо, напротив, появляются к течение геологической истории. К первым, например, относятся джеспилиты, развитые практически только в докембрии с максимумом в нижнем протерозое. Аналогична ситуация с магнезитами, массовое развитие которых происходило в протерозое, поскольку объемы этих пород в верхнем карбоне-перми и тем более кайнозое, по сравнению с докембрийскими, ничтожны. Практически уникальны пластовые микрозернистые фосфориты венда-кембрия, поскольку подобный тип полностью отсутствует в более молодых отложениях. Противоположный пример – опаловые породы – трепела, диатомиты, опоки – «опоковой» формации, появившиеся в позднем мелу и развитые практически только кайнозое.

Существуют формации, количественное значение которых возрастает со временем – это молассы и другие типы континентальных обломочных отложений, и, напротив, объем которых сокращается во времени (по крайней мере в пределах континентальных блоков) Таковы, например, морские песчаные и песчано-глинистые толщи (рис. 21.1).

Но для большинства типов отложений отмечается неравномерность развития, которая выявлена под названием периодичности, или, по более новой терминологии, – цикличности. Явление это было установлено и охарактеризовано Л.В. Пустоваловым, который назвал его законом периодичности осадочного минералообразования и показал, что повторение никогда не бывает полностью идентичным. Другими словами, направленное развитие – эволюция, осложняется определенной цикличностью, неким «возвращением» к истокам, но отнюдь не полным повторением. В приведенных выше случаях относительные максимумы развития, например карбонатных пород, отмечаются в среднем-верхнем кембрии, верхнем девоне-карбоне, мелу, в меньшей степени в эоцене. При этом кембрийские карбонаты представлены в значительной степени доломитами, в то время как меловые – чистыми известняками. Весьма отчетливая цикличность установлена для соляных отложений с резкими максимумами в нижнем кембрии, нижней и частично верхней перми, верхней юре – нижнем мелу, в меньшей степени в девоне и миоцене. При этом также меняется состав солевых пород. Определенные максимумы и минимумы отмечены и для накопления органического материала.

Отчетливой цикличностью формирования характеризуются фосфориты, образующие очень четко выраженные максимумы накопления в венде-кембрии, ранней перми, позднем мелу-раннем палеогене и позднем неогене. При этом параллельно менялся и тип фосфоритов. Древние – верхнедокембрийские и кембрийские фосфориты – представлены микрозернистыми рудами. Пермские фосфориты преимущественно зер-

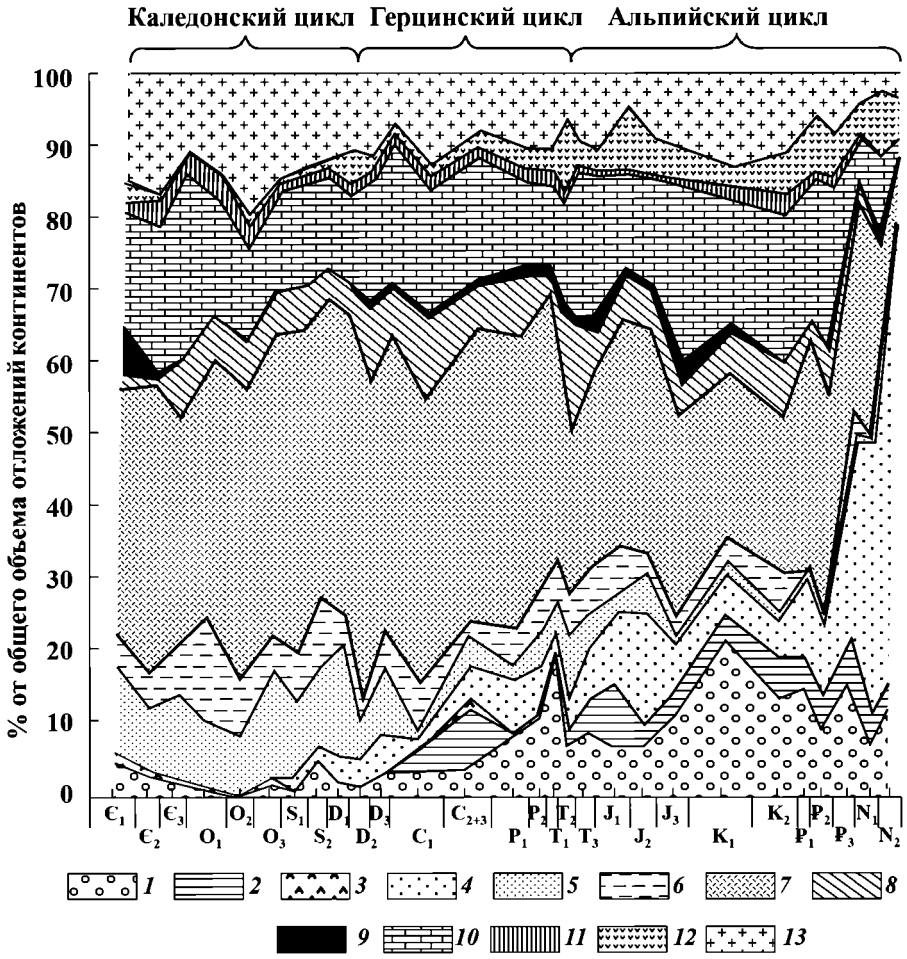


Рис. 21.1. Изменение во времени распространенности важнейших групп фанерозойских формаций в осадочной оболочке континентов [Ронов, 1993].
Формации: *1* – континентальные песчано-глинистые, *2* – угленосные, *3* – ледниковые, *4* – молассы, *5* – морские песчаные, *6* – морские глинистые, *7* – морские песчано-глинистые, *8* – флиш, *9* – эвапориты (соли, гипсы, ангидриты), *10* – карбонатные, *11* – кремнистые, *12* – наземные вулканогенные, *13* – подводные вулканогенные

нистого типа, а юрско-меловые относятся к желваковому типу. Палеогеновые фосфориты желваковые и зернистые.

Неравномерно развиты в геологическом разрезе ледниковые образования, причем, начиная по крайней мере с протерозоя, установлено несколько эпох глобального похолодания, сопровождающихся массовыми оледенениями [Чумаков, 2004, 2005].

Если основной причиной эволюции осадочного процесса и осадочного породообразования в целом является необратимая эволюция Земли как геологического тела в виде конкретного проявления изменений

свойств внешней среды – состава пород источников сноса, геохимических условий атмо- и гидросферы, биоты, то цикличность во многом обусловлена соответствующей цикличностью геологических процессов в целом.

Весьма наглядно, например, проявление цикличности тектонических процессов в распределении двух основных групп осадочных пород – обломочных и глинистых с одной стороны и карбонатных с другой (рис. 21.2). В течение фанерозоя на границах крупных геотектонических циклов – каледонского, герцинского и альпийского в геократические эпохи при высоком стоянии материков и контрастном горном рельефе суши, обусловленным орогенией, усиливаются процессы денудации, механического смыва. В результате в целом возрастает количество обломочных, в том числе грубообломочных отложений. В средние этапы этих циклов, когда рельеф в значительной степени пенепленизирован, снос обломочного материала сокращается, возрастает количество карбонатных отложений. Добавим, что на завершающих этапах карбо-

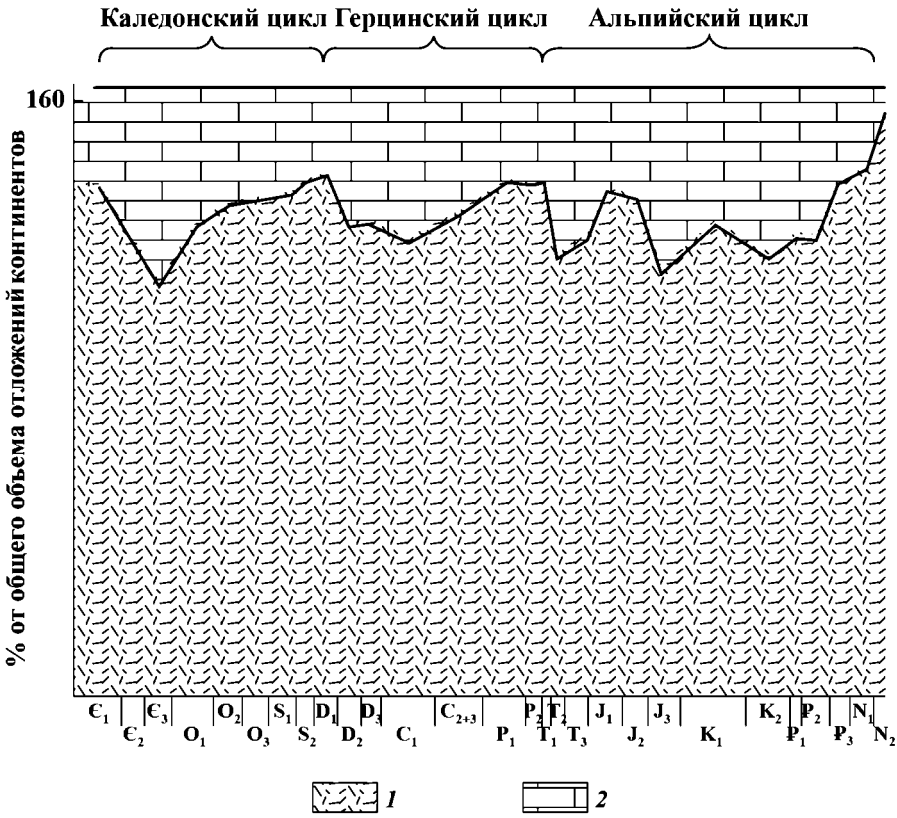


Рис. 21.2. Изменение соотношения песчано-глинистых (*1*) и карбонатных (*2*) пород в осадочной оболочке континентов в течение фанерозоя.
Составлено по данным А.Б. Ронова, 1993

натонакопления нередко формируются и соленосные толщи. Но в последнем случае кроме рельефа, определяющего палеогеографический тип водоема, важнейшим фактором является также климатический, который также меняется с определенной цикличностью, не всегда совпадающей с цикличностью тектонической. Например, мощнейшее кембрийское соленакопление совпадает не с концом, а с началом тектонического цикла.

Вообще проблема цикличности геологических процессов, одним из проявлений которой является цикличность образования осадочных пород и их ассоциаций, выходит далеко за рамки литологии, в связи с чем приходится ограничиваться приведенными выше простыми примерами.

Возвращаясь непосредственно к эволюции, надо повторить, что очень значительное, а во многом и определяющее влияние на эволюцию осадочного породообразования сыграло появление на Земле жизни и ее развитие. Именно жизнь обусловила появление и существование на земле окислительной обстановки, а через биогенный цикл щелочноземельных элементов и кислотно-щелочных свойств среды и их изменения, в том числе за счет смены существующих в те или иные времена сообществ организмов. Наглядным примером последнего являются щелочные среды водных бассейнов протерозоя с господством в них цианобактериальных сообществ. Выход растений на сушу и последовательная колонизация последней определил появление почв, первых латеритов, а покрытосеменных цветковых растений – латеритных бокситов.

Эволюция органического мира определяет эволюцию осадкообразования и более прямым путем. Так, появление диатомей вызвало развитие опоковой формации, которая сменила формировавшиеся ранее радиолариты.

Завершая раздел об эволюции осадочного породообразования, следует отметить, что более подробно эти вопросы рассмотрены в специальной книге [Кузнецов, 2016].

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

О ВОЗМОЖНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ

Завершая краткое – в рамках учебного курса – изложение основ литологии, интересно предположить возможные пути и методы ее дальнейшего развития. Но прежде полезно напомнить и повторить некоторые общие моменты. При общности базовых основ науки, ее разделов, их содержания, общности методики и методологии и т.д., учебники и учебные пособия в определенной степени отличаются друг от друга и в той или иной мере отражают научные интересы авторов (см. главу 1). Это обстоятельство – явное и бесспорное свидетельство того, что литология не застывшая, не закостеневшая, а живая наука, ее разные направления развиваются и естественно, что отдельные ученые и научные школы развивают разные ее разделы.

Естественны желания и широко известны попытки тем или иным образом спрогнозировать и наметить пути возможного дальнейшего развития тех или иных наук, в том числе литологии. Вместе с тем давно признано, что ***принципиально*** новые открытия предсказать невозможно. Если говорить о нашей науке, можно отметить, что разработка учения об осадочной дифференциации вещества, равно как и учение о климатических типах литогенеза – важнейшие достижения и рубежи развития науки – никто не предсказывал заранее. Вряд ли кто-либо может предсказать, когда появится ученый с интеллектом уровня Л.В. Пустовалова и Н.М. Страхова.

Поэтому, не ставя целью дать какой-либо прогноз, можно предположить, что одним из важных направлений исследований будет дальнейшее углубленное изучение взаимодействия осадочного процесса и органического мира. С одной стороны, это изучение относительно прямого непосредственного воздействия биоты на осадкообразование и осадконакопление. С другой – более общая проблема изучения процессов создания и изменения биосом общей среды, в том числе геохимической обстановки, в которой происходит сам осадочный процесс. В более

общей форме, видимо, можно говорить об изучении биосферы – собственно живого и биокосного вещества – двух важнейших составляющих биосферы, ибо осадочные породы – это и есть биокосный продукт жизнедеятельности биоса. Исследование последних – прямая задача и обязанность литологии. Подобное изучение будет очень интересно и плодотворно в случае исследования этих компонентов и их взаимодействия в историческом аспекте – от момента зарождения и создания биосферы, через ее развитие в истории Земли, до современного состояния. В относительно простой форме – прямого участия биоса в формировании отдельных типов осадочных пород, результат подобного подхода уже налицо. Чисто хемогенные процессы образования, например, осадочных карбонатов и фосфатов на наших глазах сменяются процессами биогенными и биохемогенными, устанавливается влияние биоты на образование некоторых текстур таких классически хемогенных пород, как сульфаты и т.д.

Подобное направление – прямое следствие осознания идей В.И. Вернадского и их дальнейшее развитие.

Два других существенно менее глобальных возможных направлений могут быть связаны с изменением техники и масштабов исследований.

С одной стороны – это появление и широкое внедрение в практику литологических исследований новой прецизионной аналитической техники высокой чувствительности и разрешающей способности. Это даст, а частично уже дает, возможность развиваться геохимическому направлению исследования осадочных пород, а отсюда и возможности изучения становления и развития внешних биосфер, включая биосферу, и их геохимических обстановок. Именно использование подобных технических средств позволило выявить отмеченное выше участие и роль биоты в образовании некоторых осадочных пород. Одновременно, это один из методов исследования в решении крупнейшей фундаментальной проблемы взаимоотношения биоса и осадочного процесса. Само наличие и использование прецизионной техники позволяет более глубоко и детально исследовать все аспекты процессов осадкообразования, осадконакопления и постседиментационных изменений, вплоть до ликвидации породы как осадочной и превращения ее в метаморфическую. В последние годы геология все более подробно исследует древние и древнейшие образования Земли, которые, как правило, подверглись за свою длительную историю значительным преобразованиям. Выход горных работ на большие глубины и прежде всего освоение нефтяниками и газовиками все более глубоких горизонтов, ставит в повестку дня исследование процессов (и их результатов) в жестких и аномально жестких термобарических условиях. В этом отношении актуальным становится изучение процессов на границе катагенеза и метаморфизма, нередко выделяемых в особую стадию метагенеза. Исследование вторичных по сути дела предметаморфических изменений осадочных пород, происходящих при этом процессов – одно из важных направлений развития науки.

С другой стороны – выход исследований на надпородный уровень, изучение породных ассоциаций, строения осадочных комплексов в зависимости от комплекса внешних причин (тектоники, обусловленного ею рельефа, глобальных, региональных и локальных колебаний уровня моря, климата и т.д.), а также внутренних, собственных показателей (например, состава пород). Переход на надпородный уровень в виде учения о формациях дал важные геологические результаты, хотя, к сожалению, сейчас наметился определенный застой в разработке этого направления. Вероятно, перспективно изучение породных ассоциаций, *промежуточных по рангу между породой и формацией*. Становление, развитие, быстрое и широкое распространение секвентной стратиграфии – наглядный тому пример.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айбулатов Н.А., Серова В.В. Эоловые процессы на североафриканском побережье и их роль в осадконакоплении на шельфе//Литология и полезные ископаемые, 1983. – № 6. – С. 28–41.

Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 444 с.

Алексеев В.П. Литология. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2001. – Изд. 1. – 249 с., 2004. – Изд. 2. – 253 с.

Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. – 147 с.

Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 209 с.

Аристотель. Метеорологика. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 240 с.

Атлас структур и текстур галогенных пород СССР/Я.Я. Яржемский, А.Л. Протопопов, В.В. Лобанова и др. – Л.: Недра, 1974. – 231 с.

Атлас структурных компонентов карбонатных пород. – М.: ВНИГНИ, 2005. – 440 с.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – Т. 1. – 576 с.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. – М.: Недра, 1969. – 707 с.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 3. Кремнистые породы. – М.: Недра, 1973. – 339 с.

Байков А.А., Седлецкий В.И. Некоторые аспекты генезиса галогенных толщ (на примере Среднеазиатского солеродного бассейна)//Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 6. – С. 660–672.

Бактериальная палеонтология/Под ред. А.Ю. Розанова. – М.: ПИН, 2002. – 188 с.

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. – 338 с.

Безбородов Р.С. Основы фациального анализа осадочных толщ. – М.: Изд-во УДН, 2000. – 206 с.

Безбородова И.В. Изменение пористости известняков с увеличением глубины их залегания//Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. – М.: Недра, 1977. – С. 90–94. (Труды МИНХиГП, вып. 123, 124).

Белов Н.В., Лебедев В.И. Источники энергии геохимичекских процессов//Природа, 1957. – № 5. – С. 11–20.

Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1976. – 248 с.

Биккенин В.Т., Рожков С.Ф. Критический обзор генетических диаграмм в гранулометрии//Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 6. – С. 3–14.

Богданов Ю.А., Левитан М.А., Лисицын А.П. Влияние тектоники и климата на формирование осадочных формаций океанического ложа/Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. – М.: Наука, 1980. – С. 49–63.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород//Тр. Геол. ин-та. – 1962. – М.: Изд-во АН СССР. – Вып 59. – 542 с.

Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. – Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. – 336 с.

Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 398 с.

Вассоевич Н.Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза//Геология и геохимия. – Т. 1. – М.: Гостоптехиздат, 1957. – С. 156–176.

Вассоевич Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышов В.В. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли// Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. – 1973. – № 1. – С. 8–23.

Вернадский В.И. Биосфера. – Л.: Научное хим.-техн. изд-во, 1926. – 147 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. – Четвертое (2-е русское) издание. – М.-Л.-Грозный-Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1934. – 380 с.

Вернадский В.И. О геологических оболочках Земли как планеты. Избранные сочинения. – Т. IV. – Кн. Первая. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 90–102.

Вернадский В.И. Живое вещество в химии моря. Избранные сочинения. – Т. V. – Изд-во АН СССР, 1960. – С. 160–183.

Вернадский В.И. Эволюция видов и живое вещество. Избранные сочинения. – Т. V. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 238–251.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. – М.: Наука, 1965. – 374 с.

Вернадский В.И. Живое вещество. – М.: Наука, 1978. – 358 с.

Вернадский В.И. О коренном материально-энергетическом отличии живых и косных естественных тел биосферы//Проблемы геохимии. Труды биогеохимической лаборатории. – Т. 16. – М.: Наука, 1980. – С. 55–84.

Вернадский В.И. Письма Н.Е. Вернадской 1886–1889. – М.: Наука, 1988. – 304 с.

Вернадский В.И. Научная мысль как планетное явление. – М.: Наука, 1991. – 271 с.

Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Македонов А.В. Фациальные типы глинистых пород. – Л.: Недра, 1973. – 288 с.

Габдуллин Р.Р. Верхнемеловые отложения Русской плиты: секвентная стратиграфия и циклы Миланковича/Вестник Моск. ун-та. – Серия 4. – Геология. – 2007. – № 5. – С. 16–25.

Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. Тектонический анализ мощностей/Методы изучения тектонических структур. Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 115–333.

Геккер Р.Ф. Введение в палеоэкологию. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 126 с.

Геологические формации. Терминологический справочник. – М.: Недра, 1982. – Т. 1. – 353 с., Т. 2. – 397 с.

Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. – М.: Наука, 1979. – 409 с.

Геология океана. Геологическая история океана. – М.: Наука, 1980. – 464 с.

Геохимия кремнезема. – М.: Наука, 1966. – 423 с.

Грим Р.Е. Минералогия и практическое использование глин. – М.: Мир, 1967. – 510 с.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. – 364 с.

Данилов И.Д. Полярный литогенез. – М.: Недра, 1978. – 238 с.

Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. – М.: Мир, 1971. – 284 с.

Дзенс-Литовский Л.И. Проблема Кара-Богаз-гола//Литология и полезные ископаемые. – 1966. – № 1. – С. 88–95.

Диагенез и катагенез осадочных образований. – М.: Мир, 1971. – 464 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. – М.: Наука, 1990. – 214 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. – М.: Наука, 1991. – 176 с.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. – М.: Недра, 1974. – 392 с.

Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. – Новосибирск: Наука, 1978. – 272 с.

Жарков М.А. Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения солености вод Мирового океана//Проблемы эволюции геологических процессов. – Новосибирск: Наука, 1981//Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. – Вып. 517. – С. 110 – 121.

Жарков М.А. Эволюция галогенного осадконакопления в истории Земли. 27-й Международный геологический конгресс//Литология. Т. 4. – М.: Наука, 1984. – С. 69–75.

Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава Мирового океана//Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – № 2. – С. 19–29.

Заварзин Г.А. Микробный геохимический цикл кальция//Микробиология. – 2002. – Т. 71. – № 1. – С. 5–22.

Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. – М.-Л.: ГОСИНТИ, 1932. – 79 с.

Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. – М.: Недра, 1972. – 175 с.

Каледа Г.А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления//Геохимия кремнезема. – М.: Наука, 1966. – С. 371–392.

Каледа Г.А. Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке//Происхождение и практическое использование кремнистых пород. – М.: Наука, 1987. – С. 43–59.

Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. – М.: Недра, 1980. – 242 с.

Карбонатные породы. – М.: Мир. Т. 1. – 1970. – 396 с., Т. 2. – 1971. – 267 с.

Келлер У.Д. Основы химического выветривания. Геохимия литогенеза. – М.: Иностранная литература, 1963. – С. 85–195.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы//Труды ГИН АН СССР. – Вып. 121. – М.: Наука, 1965. – 312 с.

Кореневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. – М.: Недра, 1973. – 300 с.

Коробанова И.Г., Ковалева А.П., Копылова А.К., Сафохина И.А. Стадии изменения физико-механических свойств глинистых пород//Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага// Труды ГИН АН СССР. – Вып. 115. – М.: Наука, 1965. – С. 124–142.

Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. – М.: Недра, 1986. – 279 с.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. – М.: Высшая школа, 1971. – 368 с.

Крашенинников Г.Ф. Биогенная осадочная дифференциация//Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 281. – № 4. – С. 908–911.

Кузнецов В.Г. О двух типах соленосных толщ//Геология и геофизика, 1972. – № 7. – С. 22–30.

Кузнецов В.Г. О возможной геохимической специализации рифов (на примере распределения стронция)//Литология и палеогеография биогермных массивов. – М.: Наука, 1975. – С. 21–44.

Кузнецов В.Г. Специфика литогенеза разнофациальных карбонатных отложений в свете учения Л.В. Пустовалова об этапности осадочного породообразования//Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. – М.: Наука, 1985. – С. 60–72.

Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. – М.: Недра, 1992. – 240 с.

Кузнецов В.Г. О глобальных соотношениях соленакопления с климатом//Литология и полезные ископаемые. – 1997. – № 1. – С. 94–98.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. – М.: ГЕОС, 2003. – 262 с.

Кузнецов В.Г. Цикличность мелководных карбонатных отложений различных климатических зон//Литология и полезные ископаемые, 2006. – № 6. – С. 563–577.

Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. – М.: Недра, 2007. – 511 с.

Кузнецов В.Г. Средний минеральный состав осадочных пород//Геология и разведка, 2009. – № 4. – С. 28–31.

Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. – М.: Научный мир, 2011. – 366 с.

Кузнецов В.Г. Фации и фациальный анализ в нефтегазовой геологии. – М.: ИЦ РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. – 244 с.

Кузнецов В.Г. Литология и/или седиментология//Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 2013. – № 2. – С. 37–41.

Кузнецов В.Г. Еще раз о кремнях//Природа. – 2015. – № 2. – С. 68–71.

Кузнецов В.Г. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. – М.: Научный мир, 2016. – 212 с.

Кузьминская К.С. Мутьевые потоки и их значение в морской геологии//Жизнь Земли. Сборник Музея землеведения МГУ, № 2. – Изд-во Моск. ун-та, 1964. – С. 44–57.

Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. – Л.: Недра, 1968. – 128 с.

Лаврушин Ю.А, Гепнер А.Р., Голубев Ю.Н. Ледовый тип седименто- и литогенеза. – М.: Наука, 1986. – 156 с.

Лебедев В.И. К проблеме каолинового ядра//Докл. АН СССР. – 1946. – Т. 51. – № 1. – С. 57–60.

Лебедев В.И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли//Изв. АН СССР. – Сер. геологии, 1954. – № 4. – С. 50–74.

Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты. – М.: Мир, 1986. – 439 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. – М.: Наука, 1974. – 438 с.

Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах//Литология и полезные ископаемые, 1977. – № 6. – С. 3–22.

Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность//Литология и полезные ископаемые, 1977. – № 1. – С. 3–24.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. – М.: Наука, 1978. – 392 с.

Лисицын А.П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах// Климатическая зональность и осадкообразование. – М.: Наука, 1981. – С. 5–45.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 309 с.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов//Океанология, 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 735–747.

Лисицын А.П. Литология литосферных плит//Геология и геофизика, 2001. – Т. 42. – № 4. – С. 522–559.

Лисицын А.П. Маргинальные фильтры и биофильтры Мирового океана//Океанология на старте XXI века. – М.: Наука, 2008. – С. 159–224.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород: Учебник. – М.: Высшая школа, 1984. – 416 с.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. – Л.: Недра, 1987. – 237 с.

Ломоносов М.В. О слоях земных и другие работы по геологии. – М.-Л., 1949. – 211 с.

Ляйэлль Ч. Руководство по геологии или древние изменения Земли и ее обитателей, по свидетельству геологических памятников. – СПб.:, 1866. – Т. 1. – 495 с.

Марковский Б.П. Методы биофациального анализа. – М.: Недра, 1966. – 271 с.

Маслов А.В., Алексеев В.П. Осадочные формации и осадочные бассейны. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. – 203 с.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. – Минск: Наука и техника, 1989. – 355 с.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Учебное пособие. – Минск: БГУ, 2000. – 255 с.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 448 с.

Методы изучения осадочных пород. – М.: Госгеолтехиздат. 1957. – Т. 1. – 611 с., Т. 2. – 564 с.

Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). – Л.: Недра, 1968. – 359 с.

Минский Н.А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. – М.: Недра, 1979. – 298 с.

Найдин Д.П. Пара известняк-мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма – показатель различных палеогеографических режимов полуциклов прецессии//Известия ВУЗов. Геололгия и разведка. – 2004. – № 1. – С. 12–17.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Условия образования осадков. – М.-Л.: НКТП Гос. научно-техн. горно-геол. изд-во, 1932. – 208 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – Т. 1. – 534 с., Т. 2. – 393 с.

Нестеров И.Н. Уплотнение глинистых пород//Советская геология. – 1965. – № 12. – С. 69–80.

Обстановки осадконакопления и фации. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с., Т. 2. – 384 с.

О вторичных изменениях осадочных пород. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 224 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 5).

Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис)/Ю.П. Казанский, А.Ф. Белоусов, В.Г. Петров и др. – Новосибирск: Наука, 1987. – 212 с.

Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов)/Ю.П. Казанский, О.А. Бетехтина, Н.Н. Верзилин и др. – Новосибирск: Наука, 1990. – 269 с.

Основные проблемы соленакопления. Т. 1. – Новосибирск: Наука, 1977. – 206 с.

Перельман А.И. Катагенез//Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1959. – № 8. – С. 10–19.

Перельман А.И., Касумов Н.С. Геохимия ландшафта (изд. 3). – М.: Астрея, 2000. – 768 с.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. – М.: Недра, 1967. – 343 с.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. – М.: Недра, 1981. – 751 с.

Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. – М.: Недра, 1985. – 457 с.

Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. – Новосибирск: Наука, 1987. – 217 с.

Проблемы эволюции геологических процессов. – Новосибирск: Наука, 1981. – 210 с.

Происхождение и практическое использование кремнистых пород. – М.: Наука, 1987. – 189 с.

Прошляков Б.К., Гальянова Т.И., Пименов Ю.Г. Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах. – М.: Недра, 1987. – 200 с.

Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология. – М.: Недра, 1991. – 444 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. Моск. общ. испытателей природы. –1964. – Отд. Геол. – Т. 59. – № 2. – С. 120–127.

Раст Х. Вулканы и вулканизм. – М.: Мир, 1982. – 344 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. – М.: Недра, 1981. – 439 с.

Рихтер-Бернбург Г. Влияние циклов солнечной активности и других климатических циклов на образование ленточных эвапоритов//Проблемы палеоклиматологии. – М.: Мир, 1968. – С. 336–344.

Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). – М.: Наука, 1993. – 144 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии: изд. 3. – Л.: Недра, 1969. – 703 с.

Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. – М.: Недра, 1980. – 231 с.

Сейсмическая стратиграфия. Т. 1, 2. – М.: Мир, 1982. – 846 с.

Селли Р.К. Введение в седиментологию. – М.: Недра, 1981. – 370 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. – Л.: Недра, 1998. – 351 с.

Соколов Б.С. Биосфера: понятие, структура, эволюция//В.И. Вернадский и современность. – М.: Наука, 1986. – С. 98–122.

Соколов Б.С. Рифей и венд в геобиохронологической перспективе поисков докембрийских углеводородов//Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 10. – С. 1389–1396.

Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты. – М.: Мир, 1988. – 479 с.

Справочник по литологии. – М.: Недра, 1983. – 509 с.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. – Л.: Госгеолтехиздат, 1958. – Т. I. – 486 с., Т. II. – 520 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 1. – 212 с., Т. 2. – 1960. – 574 с., Т. 3 (1962 г.). – 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 535 с.

Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф., Шиманский В.В. Глубоководные конусы выноса и турбидиты. – М.-Ижевск: ИН-т компьютерных исследований, 2015. – 480 с.

Теодорович Г.И. Осадочные геохимические фации//Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1947. – Т. 22. – Вып. 1. – С. 3–24.

Толковый словарь английских геологических терминов. – М.: Геокарт, 2002. – Т. 1. – 546 с., Т. 2. – 644 с.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

Ферсман А.Е. Минералогия магнезиальных силикатов и минералов группы глин//Избранные труды. – Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – С. 83–564.

Ферсман А.Е. Геохимия//Избранные труды. Т. III. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 798 с.

Фивег М.П., Федин В.П. Кара-Богаз-Гол как модель соленакопления прошлого//Проблемы соленакопления. – Новосибирск: Наука, 1997. – Т. 1. – С. 226–235.

Фортунатова Н.К., Агафонова Г.В. Песчаники. Состав, структура, классификация, макроописание и изучение в шлифах. – М.: ВНИГНИ, 2012. – 134 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. – М.: Недра, 1984. – 222 с.

Фролов В.Т. Литология. – М.: Изд-во Моск. ун-та. Книга 1, 1992. – 336 с. – Кн. 2, 1993. – 432 с. Кн. 3, 1995. – 352 с.

Фролов В.Г., Джайкришнан С. Циклиты верхнемеловых известняков Горного Крыма и возможная их природа//Вестник Мос. Ун-та. Серия 4. Геология. – 1996. – № 4. – С. 59–66.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1973. – 512 с.

Хаин В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе//Известия АН СССР. Серия «Геология». – 1980. – № 11. – С. 5–18.

Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего девона Русской платформы. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 170 с.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого//Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. – М.: Наука, 1968. (Тр. геолог. ин-та, вып. 195. – С. 9–136).

Хворова И.В. Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое//Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. – М.: Наука, 1983. – С. 111–120.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. – М.: Наука, 1967. – 404 с.

Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли//Происхождение и практическое использование кремнистых пород. – М.: Наука, 1987. – С. 6–43.

Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества//Литология и полезные ископаемые. – 1993. – № 2. – С. 3–23.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.

Хрусталев Ю.П., Денисов В.И., Черноусов С.Я., Свистунова И.В. Седиментационная роль черноморских мидий (на основе экспериментально-натурных наблюдений)//Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 5. – С. 534–541.

Цейслер В.М. Анализ геологических формаций. – М.: Недра, 1992. – 138 с.

Цейслер В.М. Формационный анализ. – М.: Изд-во РУДН, 2002. – 186 с.

Цейслер В.М. Основы фациального анализа. – М.: КДУ, 2009. – 150 с.

Циклическая и событийная седиментация. – М.: Мир, 1985. – 504 с.

Чернов В.Г. Псефиты и их геологическое значение. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. – 70 с.

Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Осадконакопление на подводных окраинах материков. Итоги науки и техники. Серия «Общая геология». – Т. 18. – М.: ВИНИТИ, 1984. – 135 с.

Чумаков Н.М. Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным//Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – № 3. – С. 3–25.

Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды. – Т. 3. – М.: Наука, 1965. – 346 с.

Шванов В.М. Песчаные породы и методы их изучения. – Л.: Недра, 1969. – 248 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание (минеральных видов). – Л.: Недра, 1987. – 269 с.

Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. – СПб: Недра, 1992. – 230 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород: Учебное пособие. Изд. 3. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 416 с.

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. – СПб.: Санкт-Петербургский горн. ин-т, 2010. – 276 с.

Шрейбер Б.Ш. Побережья аридных зон и эвапориты//Обстановки осадконакопления и фации. – Т. I. – М.: Мир, 1990. – С. 232–279.

Эволюция геологических процессов в истории Земли. – М.: Наука, 1993. – 240 с.

Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. – М.: Наука, 1983. – 246 с.

Эрнст В. Геохимический анализ фаций. – Л.: Недра, 1976. – 127 с.

Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ//Геология и геофизика, 1961. – № 1. – С. 3–15.

Яншин А.Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири//Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1964. № 5. – С. 3–30.

Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. – Л.: Наука, 1988. – 39 с.

Яншин А.Л. Л.В. Пустовалов – основоположник учения об эволюции геологических процессов//Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1993. – № 4. – С. 3–9.

Яржемский Я.Д. Микроскопическое изучение галогенных пород. – Новосибирск: Наука, 1966. – 64 с.

Ярошевский А.А. Идея о «вечности» жизни и принцип постоянства геохимических параметров биосферы в концепции В.И. Вернадского//Вестник Российской академии естественных наук. – 2003. – Т. 3. – № 1. – С. 22–24.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 142 с.

Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе: Учебное пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. – 379 с.

Япаскурт О.В. Литология. – М.: Академия, 2008. – 336 с.

Япаскурт О.В. Литология. – М.: Инфра-М, 2016. – 359 с.

A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements, and Porosities//Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 27. Tulsa, 1978, 248 p.

A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. AAPG Memoir 28. Tulsa, 1979, 201 p.

Adams A.E., MacKenzie W.S. A Color Atlas of Carbonate Sediments and Rocks under the Microscope. Manson Publishing, 1998, 184 p.

Carbonate cements. SEPM Spec. Publ. No. 36. Tusla, 1985, 379 p.

Carbonate Depositional Environments. AAPG Memoir 33. Tulsa, 1983, 708 p.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture// Classification of cfrbonate rocrs/Ed. W.E. Ham. Mem. Amer. Assoc. Petrol Geol. V. 1. 1962, p. 108–121.

Embry A.F., Klovan J.E. A late Devonian reef traction north-easteern Banks Island, Northwest Territories//Bull. Can. Petrol. Geol., 1971, v. 19, p. 730–781.

Fluegel E. Microfacies analysis of limestones. Berlin: Springer, 1982, 633 p.

Fluegel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Berlin-Heidelberg : Springer, 2004, 996 p.

Friedman G.V., Sanders J.E. Principles of Sedimentology. New York: John Wiley and Sons, 1978, 792 p.

Gruetzner J., Mieneret Je. Physical property changes as a monitor of pelagic carbonate diagenesis: an empirically derived diagenetic model for Atlantic ocean basins// AAPG, Bull., 1999, v. 83, no. 9, p. 1485–1501.

Leeder M. Sedimentology and Sedimentary Basins. Oxford: Blackwell, 2006, 592 p.

Longman M.W. Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull. 1980, v. 64, no. 4, p. 461–487.

Lowe D.R. Sediment gravity flows: 11 Depositional models with special reference to the deposit of high-density turbidity currents//Journ. Sedimtnt. Petrol, 1982, v. 52, no. 1, p. 279–297.

Rich J.L. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them//Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, v. 62, no. 1, p. 1–20.

Sandstone Depositional Environments. AAPG Memoir 31. Tulsa, 1982, 410 p.

Sandstone Petrology. A Tutorial Petrographic Image Atlas//AAPG/Datapages Discovery Series 6. Version 1.0. Tulsa, 2002.

Schlanger S.O., Douglas R.G. The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implication for marine stratigraphy//Diagenesis of deep sea biogenetic sediments. Diagenesis of deep sea biogenetic sediments. Stroudsburg: Dowden, Hutchison, Ross., 1977, p. 31–148.

Scholle P.A., D.S. Ulmer-Scholle. Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir 77. Tulsa, 2003, 474 p.

Taylor J.M. Pore-space reduction in sandstones//AAPG, Bull. 1950, v. 34, no. 4, p. 701–716.

Tucker M.E., Wright V.P., Dickson J.A.D. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell, 1990, 482 p.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
КРАТКИЙ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

Настоящий словарь включает основные термины, используемые при изучении и описании осадочных пород и в литологической работе в целом, по возможности их английские эквиваленты и краткую характеристику термина. При необходимости отмечаются особенности использования термина в западной литературе. Естественно, что значительно больший набор терминов и их более подробное описание имеется в специализированных геологических изданиях. Среди новых и в общем доступных можно указать Геологический словарь, 3-е изд. СПб: ВСЕГЕИ, Т. 1, 2010, 432 с.; Т. 2, 2011, 480 с.; Т. 3, 2012, 440 с.; Российская геологическая энциклопедия, М.-СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Т. 1, 2010, 664 с.; Т. 2, 2011, 704 с.; Т. 3, 2012; Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Геокарт, 2002, Т. 1, 564 с.; Т. 2, 644 с.

Агат (*agate*) – агрегаты, обычно конкреции халцедона полосчатого строения, причем полосы окрашены в разные цвета. Часто весьма декоративные и являются ценным поделочным камнем.

Алеврит – осадочная обломочная несцементированная порода, в которой более 50 % зерен имеют размер 0,01–0,1 мм. Строгий синоним термина в англоязычной литературе отсутствует, так как породы более мелкозернистые, чем песок – *silt* – состоят из зерен размером 0,0039–0,0625 мм (см. табл. 6.1 и 6.2). Кроме того, несмотря на наличие термина *siltstone*, характеризующего сцементированные аналоги, для них также часто употребляется и термин *silt*.

Алевролит – осадочная обломочная сцементированная порода, в которой более 50 % зерен имеют размер 0,01–0,1 мм. Как и в случае несцементированных пород – алевритов – английский термин *siltstone* – относится к породам, размер зерен которых составляет 0,0039–0,0625 мм.

Аллохемы (*allochems*) – частицы, зерна, структурные или форменные элементы биогенного, хемогенного, биохемогенного и обломоч-

ного происхождения в карбонатных породах. К аллохемам относятся остатки организ-мов и их обломки, литокласты (см.), оолиты (см.), пеллеты (см.), и др. Образуются обычно в том же бассейне, но могут претерпевать некоторый, реже дальний перенос.

Ангедральная структура (*anhedral*) – термин используется для характеристики кристаллических структур осадочных пород, в которых кристаллы имеют неправильные очертания и не имеют собственных кристаллографических элементов – граней, ребер, углов. Синонимом является термин «ксенотопическая структура», в магматических породах «структура ксеноморфная».

Аренит (*arenite*) – сцементированная осадочная порода, состоящая из обломков размером 0,06–2,0 мм. При этом состав обломков не оговаривается, а используется в дополнительном названии. Например, кальцирудит – это, по сути, обломочный известняк или известняковый песчаник. Как правило, к аренитам относят породы, где содержание глинистого материала невелико и не превышает 10 %.

Аркоз, аркозы (*arkose*, реже *arcose*) – полевошпатово-кварцевые песчаники, обломочная часть которых не менее чем на 25 % состоит из полевых шпатов, преимущественно калиевых. Содержание глинистого материала обычно не велико – не более 10 % (по другим классификациям не более 15 %). Обломочный материал образуется при разрушении гранитоидов и, как правило, не испытывает длительного переноса.

Афанитовая структура (*aphanitic, aphanic texture*) – синоним термина скрытокристаллическая структура. Породы с такой структурой плотные, однородные, кристаллическая структура которых неразличима простым глазом.

Багамит (*bahamite*) – известняки, состоящие из карбонатных зерен от алевритовой до гравийной размерности (кальцисилтиты – кальцирудиты). Мелкие гранулы, состоящие из микрозернистого материала без внутренней структуры, а также в разной степени микритизированные биокласты путем аккреции соединяются между собой в сложные гроздья. В более общем и неконкретном определении – отложения, похожие на те, которые образуются во внутренних частях Багамской банки. Близок по сути термину грейпстоун (см.).

Биогерм (*bioherm*) – холмовидная карбонатная постройка, сложенная практически только остатками организмов, обычно каркасных и корковых, находящихся в прижизненном положении; ее формирование шло в обстановке слабой гидродинамической активности обычно ниже базиса действия волн, поэтому в биогермах отсутствуют грубообломочные продукты волновой деятельности.

Биогермная структура – структура карбонатной породы, образованная прикрепленными ко дну скелетами организмов и после отмирания находящимися в прижизненном положении. Биогермообразователями являются каркасные, пластинчатые и корковые обволакивающие животные, растения и бактерии. Между скелетами этих организмов создаются локальные «ловушки» и полости, где задерживаются различные карбонатные частицы – детрит, пеллеты, шлам, микрозернистый

материал, поэтому в породе с биогермной структурой остатки биогермобразующих организмов часто составляют меньшую по объему, но принципиально важную часть, определяющую само ее образование. Известняки (и доломиты) биогермной структуры практически синонимичны биолититам Р. Фолка и баундстоунам Р. Данема.

Биогермный известняк (б.и.) – известняк, образованный скелетами прикрепляющихся ко дну колониальных и нарастающих друг на друга организмов. Эти скелетные остатки, как правило, составляют лишь часть, и нередко меньшую, но определяющую часть породы. Между ними задерживается и осаждается карбонатный материал иной структуры и происхождения – дендрит, шлам, пеллеты и пр. Является практическим синонимом биостреофитрового известняка Г.И. Теодоровича (см), биолитита Р. Фолка и баундстоуна Р. Данема. Обычно рассматривается как разновидность известняка биоморфного (см.). В более общем случае б.и. – не только характеризует структуру, то есть является чисто петрографическим термином, но и отражает геологическую форму нахождения породы в виде холмовидной постройки – биогерма (см). При наличии различных биогермообразований употребляется термин полибиогермный.

Биоморфный известняк – известняк, состоящий из целых скелетов организмов. В зависимости от состава организмов биоморфные известняки подразделяются на биогермные и цельнораковинные.

Биостереофитровый известняк – известняк, образующийся сразу же в твердом виде за счет накопления скелетов каркасных организмов в положении роста. Практически синоним биогермного известняка, биолитита, баундстоуна.

Биостром (*biostrome*) – пластовая карбонатная постройка, созданная каркасными, нарастающими друг на друга, цементирующими организмами. В отличие от биогерма не имеет морфологического выражения, то есть в процессе образования не создавала подводного рельефа. В разрезах представлена в виде пласта или серии пластов пород, имеющих преимущественно биогермную структуру. Последнее создает некотый терминологический диссонанс – биостром с биогермной структурой пород.

Вайтинги (*whitting*) – белесые облака тончайшей известковой взвеси, периодически возникающие в морях тропических широт во время цветения водорослей. Последнее ведет к активному усвоению из воды углекислого газа, сдвигу карбонатного равновесия и выделению арагонитовых кристалликов. После прекращения цветения часть этих кристалликов растворяется, но часть может зафиксироваться в осадке. Один из возможных механизмов образования микрозернистых и пелитоморфных известняков.

Варва, варвы (*varve*). Термин введен де Геером в 1910 г. для обозначения годичного набора осадков озер. В русской литературе обычным синонимом является термин «ленточная глина» – тонкослоистая порода с четко выраженной ленточной текстурой, обусловленной относительно равномерным чередованием темноцветных глинистых осенне-зимних и

более светлых алевритовых или мелкопесчаных весенне-летних слойков, толщиной обычно в несколько миллиметров. Формируются в озерах холодного или реже умеренного климата с резко выраженной сезонностью.

Аналогичные по происхождению (но не по составу!) наборы слойков сезонной – летней и зимней садки, в солевых отложениях также нередко называют варвами.

Выветривание (*weathering*) – комплекс физических, химических и биологических процессов, происходящих на поверхности и частично в самой приповерхностной зоне, ведущих к изменению минерального и химического состава коренных пород. В результате выветривания происходит частичное или полное разрушение исходных пород и слагающих их минералов, но одновременно возникают и новые, сугубо экзогенные минералы и породы. Одним из результатов выветривания является формирование первых экзогенных образований – кор выветривания.

Гейзерит (*geyserite*) – светлая высокопористая опаловая порода, образовавшаяся при выпадении кремнезема из горячих вод гейзеров. В определенной степени синоним или, точнее, разновидность кремнистого туфа.

Гипидиотопическая структура (*hypidiotopic*) – кристаллическая структура осадочной породы, где большинство кристаллов имеет полуправильную форму, то есть обладает хотя бы одним собственным кристаллографическим элементом – гранью, углом и т.д. Синонимы субгедральная и, чаще для магматических пород – гипидиоморфная.

Глобулярная структура (*globular texture*) – структура породы, состоящей из мельчайших шарообразных телец, размером 0,01–0,02 мм и меньше. Типична для многих кремнистых пород – опок, трепелов, диатомитов, реже фтанитов и кремней. Минеральный состав этих выделений опаловый или реже халцедоновый. Шаровидная форма обусловлена образованием их из коллоидального кремнезема, поскольку коллоиды стягиваются в мельчайшие сферические образования для создания минимального объема.

Граувакка (*graywacke*) – песчаники обычно темноокрашенные, часто сильно глинистые, в составе обломочной части которых существенную роль (не менее 25 %) играют обломки пород.

Грейпстоун (*grapestone*) – известняк, состоящий из скоплений мелких известковых зерен обычно песчаной размерности (пеллет, сгустков и пр.), сросшихся и сцементированных в точках контакта микрозернистым материалом. В результате эти образования напоминают гроздья винограда, благодаря чему порода получила свое название. Цемент «гроздьев» обычно яснокристаллический. Описаны в четвертичных отложениях Багамской банки. Для древних отложений во многом синонимичен термину багамит (см).

Дедоломитизация (*dedolomitization*) – процесс обратный доломитизации (см); заключается в метасоматическом замещении доломита кальцитом с выносом магния. Осуществляется, видимо, под действием

сульфатных вод. В результате образуется обычно рыхлая или пятнисто-неоднородная известковая порода. Используемый иногда термин «кальцитизация» не является полным синонимом, так как наряду с дедоломитизацией включает образование кальцита в пустотах любых пород за счет его вторичного привноса.

Детрит (*detritus*) – обломки скелетов животных организмов или обрывки растений. Важный структурный компонент осадочных, в том числе, карбонатных пород. При значительном количестве образует детритовый известняк (см).

Детритовый известняк – известняк, состоящий из обломков известковых скелетов организмов. Обломки одиночных или колониальных организмов обычно имеют размер более 0,1 мм и принадлежность их к тем или иным систематическим группам может быть установлена. При наличии обломков различных организмов используется термин полидетритовый известняк. Синоним – известняк органогенно-обломочный, известняк биокластический, биокластовый.

Джеспилит (*jaspilite*) – тонкослоистая кварц-магнетитовая или кварц-гематитовая порода.

Диамиктон (*diamicton*) – нелитифицированная рыхлая несортированная грубообломочная порода, как правило с большим количеством песчано-глинистого материала. Термин сугубо структурный без генетической нагрузки. К диамиктонам относятся, например, морены – наземные ледниковые образования, то есть отложения, генезис которых уже определен.

Диамиктит (*diamictite*) – литифицированный аналог диамиктона (см.). Термин, как и в случае диамиктона, чисто структурный. Примерно может соответствовать конгломерату русской литературы. Примером отложений такой структуры, происхождение которых уже определено, являются древние ледниковые образования – тиллиты.

Диатомит (*diatomite*) – светлая легкая опаловая порода, состоящая из скелетных остатков диатомовых водорослей, сцементированных опалом.

Доломитизация (*dolomitization*) – процесс замещения кальцита доломитом, что приводит к превращению известняков через ряд промежуточных стадий в доломиты. Происходит на стадиях диа-, ката- и гипергенеза за счет привноса магнезиальных соединений, обменных реакций и последующего выноса растворимых продуктов. Привнос магния возможен в сульфатной (реакция Гайдингера) или хлоридной (реакция Мариньяка) формах. Побочным продуктом в первом случае является гипс (ангидрит), во-втором – легко растворимый хлорид кальция. Реакции замещения проходят ряд стадий – твердый карбонат кальция переводится в раствор в виде бикарбоната – в растворе катионы кальция и магния взаимодействуют с анионами карбоната с образованием доломита, который и осаждается в твердую фазу. Новообразованные доломиты (и промежуточные стадии в виде доломитизированных известняков) имеют обычно кристаллическую, как правило, средне- и крупнокристаллическую структуру с реликтами (тенями) первичных

структур известняков. При этом происходит перераспределение вещества – формируется плотная кристаллическая матрица с очень невысокой межкристаллической пористостью и разбросанные в породе, иногда достаточно крупные каверны, что в целом увеличивает пустотное пространство пород.

Домерит – мергель, карбонатная часть которого представлена доломитом.

Дресва, дресвяник, дресвит – соответственно неокатанный угловатый обломок размером 1–10 мм, рыхлые несцементированные и сцементированные породы, состоящие из таких обломков. В английском языке этому термину соответствуют слова grus (варианты – gruss, grush), slack, growan, однако они практически не используются. В литературе как правило и для окатанных (гравий) и для неокатанных (дресва) обломков используется общий термин *gravel*, или более дробные – *very coarse sand* (1–2 mm), *granule* (2–4 mm), *fine pebble* (4–8 mm). Соответственно породы, состоящие из неокатанных обломков такого размера (с нижней границей 2 мм), называются брекчией (*breccia*).

Идиотопическая структура (*idiotopic*) – кристаллическая структура осадочной породы с кристаллами, обладающими собственными кристаллографическими элементами – граням, ребрами, углами. Синонимы – эвгедральная, для магматических пород – идиоморфная.

Известняк органогенный – известняк, в основе своей состоящий из скелетных остатков организмов и (или) продуктов их жизнедеятельности. Принципиально неважно сложен он целыми скелетами или их обломками, поэтому термин весьма общий и включает биоморфные (см.) и детритовые (см.) известняки. В зависимости от состава породообразующих организмов может быть зоогенным, фитогенным и смешанным.

Инкрустация (*incrustation*) – обрастание твердых участков осадка или породы (раковин, оолитов, колоний, биокластов и т.д.) с образованием твердых известковых корок, состоящих из яснокристаллического кальцита и арагонита. Расположение кристаллов в корках радиально-лучистое или относительно нормальное по отношению к субстрату. Преобладают удлиненные шестовидные, игольчатые (фибровые) и скаленоэндрические формы кристаллов. Образуются на стадии седиментогенеза из вод бассейна, в диагенезе из иловых вод, в катагенезе и гипергенезе – в кавернах.

Калькрет (*calkcrete*) – известковая корка, представляющая собой плотный сцементированный кальцитом слой обычно обломочного материала – песчано-глинистого, щебенистого. Образуется в наземных условиях за счет эвапорационного выветривания в аридном климате за счет подтягивания к поверхности капилярными силами грунтовых вод с их последующим испарением, в результате чего растворенные в них соли, чаще всего карбонаты кальция, остаются и цементируют верхний почвенный слой. Определенным синонимом является термин **каличе** (*caliche*), но последний чаще употребляется для более рыхлых, слабо литифицированных, в том числе современных, образований.

Кальцитизация (*calzitization*) – общий термин, обозначающий образование кальцита в породе. Включает, по крайней мере, три процесса: 1 – превращение арагонита в кальцит; 2 – выделение кальцита из пластовых вод в порах, трещинах, кавернах породы, чаще всего, карбонатной; 3 – образование известковой породы из доломитовой в процессе дедоломитизации (см).

Каркасный известняк (*framework limestone*) – известняк, образованный колониальными организмами с массивными, ветвистыми формами роста – кораллами, мшанками, строматопорами, известковыми водорослями и др. Одна из форм биогермного известняка, синоним фреймстоун.

Катагенез (*katagenesis*) – стадия существования возникшей в процессах диагенеза породы, до ее ликвидации в результате метаморфизма или поверхностного выветривания (гипергенеза), а также процессы изменения пород, происходящие на этой стадии. Энергетика этих процессов обусловлена возрастающими при погружении давлениями и температуры, а также воздействием пластовых вод. На этой стадии происходит общая региональная литификация пород, сопровождающаяся отжимом и удалением капельно-жидкой воды, метасоматические изменения и образование новых минералов, значительные структурные перепреобразования – коррозия, регенерация, перекристаллизация, преобразование рассеянного органического вещества в нефть и газ и др.

Кепрок, кэпрок (*cap rock, caprock*) – кровельная часть соляных куполов, сложенная обычно гипсами и ангидритами, нередко с вторичными выделениями кальцита и самородной серы. Образуется в результате наземного или подземного растворения солей как остаточный нерастворимый продукт. Карбонаты и сера формируются в результате микробиальной редукции сульфатов при наличии подтока снизу углеводородов.

Колонка литогенетическая (*lithogenic column*) – литологическая колонка, дополненная рядом графиков, отражающих характеристики пород (гранулометрический состав, минералогию, структурные и текстурные показатели и др.), их изменения по разрезу с генетическим истолкованием условий образования отложений и изменение этих условий в период формирования разреза.

Конкреция (*concretion, nodule*) – округлое, чаще уплощенное, иногда очень причудливой формы минеральное образование, сложенное кремнеземом, карбонатами кальция, магния, железа, сульфидами и оксидами металлов, резко отличающееся по своим вещественно-структурным и текстурным характеристикам от вмещающих пород. Образуются за счет стяжения и концентрации в одном месте рассеянных компонентов практически на всех стадиях литогенееза, но главным образом в диагенезе.

Копролиты (*coprolites*) – окаменелые экскременты различных организмов – голотурий, морских ежей, рыб, моллюсков, червей. Мелкие копролиты (0,1–1,1 мм) называются также фекальными пеллетами (см). Копролиты – удлиненные образования с соотношением длины к

ширине в пределах от 1:2 до 1:4. В поперечном сечении округлые, в продольном имеют каплевидную форму с более широким одним и суженным другим концом. Имеют микрозернистую или пелитоморфную внутреннюю структуру, либо содержат неясно выраженные включения. Иногда имеют темный цвет, обусловленный наличием органического вещества.

Кора выветривания (*weathering crust*) – первое экзогенное образование, геологическое тело, сложенное образовавшимися в поверхностной зоне в результате выветривания подстилающих магматических, метаморфических и более древних осадочных пород в результате воздействия на них газов атмосферы, растворов гидросферы, организмов и продуктов их жизнедеятельности. Характеризуется отчетливо зональным строением, отражающим разную степень разложения и преобразования исходных пород.

Кремень (*flint, chert*) – линзовидная форма кремнистых пород, состоящая из смеси аморфного и кристаллического кремнезема (опала, халцедона, кварца). Образуется в результате диа- и катагентических процессов стяжения кремнезема. Источником последнего служат либо опал осадившихся на стадии седиментации раковин, либо растворение и перераспределение обломочного кварца в исходном осадке, либо, наконец, вноса кремнезема извне.

Кремнистый сланец (*chert, flinty slate*) – осадочная, обычно в той или иной степени метаморфизованная и обладающая поэтому сланцевой текстурой кремнистая порода. Твердая, плотная с раковистым оскольчатым изломом, сложенная скрытокристаллическим кварцем или кварцем и халцедоном. Часто является обобщающим термином пород такого состава – лидитов, фтанитов.

Кремнистый туф (*siliceous sinter*) – светлоокрашенная рыхлая или плотная опаловая порода, образующаяся на выходе на поверхность термальных источников. Имеет натечное пористо-кавернозное строение, часто образует инкрустации, сталактиты, сталагмиты. Кремнистые туфы, образованные гейзером, называются гейзеритами.

Крустификация – явление, аналогичное инкрустации (см.), но применяемое обычно для обозначения корок на зернах – форменных элементах породы. Окружающие эти зерна крустификационные каемки образуют крустификационный цемент.

Ксенотопическая структура (*xenotopic*) – кристаллическая структура осадочной породы, при которой кристаллы не имеют ни одного собственного кристаллографического элемента – грани, ребра, угла. Синонимы – ангедральная, для магматичесмких пород – ксеноморфная.

Ламинит (*laminite*) – текстурный термин, означающий тонко-, или микрослоистую породу, состоящую из одной, либо нескольких петрографических разновидностей. Ламинитами могут быть микробиальные доломиты и известняки, ленточные глины, сложенные по крайней мере с двумя видами пород – песком и глиной, и др.

Латерит (*laterite*) – остаточные элювиальные образования коры выветривания, представленные красноцветными землистыми или проч-

ными породами, нередко бобового строения. Состоят из каолинита, гиббсита и гидратов оксида железа. Формируются в зоне влажных тропиков. С латеритами связаны месторождения бокситов и ряда других полезных ископаемых.

Ленточные глины – см. варвы.

Лидит (*lidite*) – темная, почти черная кремнистая порода, сложенная кварцем и халцедоном, часто с остатками радиолярий. Темный цвет обусловлен дисперсно рассеянным углеродистым материалом. Одна из разновидностей кремнистого сланца.

Лизоклин (*lisocline*) – глубина в Мировом океане, где резко ускоряется растворение карбонатного вещества раковин. В зависимости от состава планктона, который достигает уровня лизоклина, различают фораминиферовый, птероподовый и кокколитовый лизоклин.

Литогенез (*lithogenesis*) – совокупность процессов образования и преобразования осадочных пород. Обычно включает пять стадий осадочного породообразования – образование осадочного материала, его перенос, осаждение, превращение осадка в породу (диагенез) и стадию существования породы (катагенез). В последние годы появилось более узкое значение, как постседиментационные процессы образования и преобразования непосредственно породы, то есть включает стадии диа- и катагенеза.

Литокласты (*lithclasts*) – фрагменты, несколько позже привнесенные в образовавшиеся осадки. Подразделяются на интракласты (intraclasts) – обломки обычно слабо литифицированного осадка, образовавшегося в том же бассейне и практически сразу же после образования переотложенные в том же водоеме без длительного переноса, и экстракласты (extraclasts) – обломки, образовавшиеся за счет разрушения более древних пород и принесенные извне в бассейн седиментации. Термины «литокласт», «интракласт» и «экстракласт» применимы к породам любого состава, но обычно используются при описании карбонатных пород.

Матрикс (*matrix*) – мелко- и тонкозернистый материал, скрепляющий более крупные обломки. Таков, например, песчано-глинистый материал в конгломератах. В русской литературе примерно соответствует понятию «глинистый цемент» и глинистая часть смешанных, например, карбонатно-глинистых цементов.

Метагенез (*metagenesis*) – стадия промежуточная между катагенезом и метаморфизмом и, соответственно, совокупность процессов весьма глубокого минерального и структурного преобразования осадочных пород, происходящих под воздействием особо высоких температур (порядка 200–300 °С) и давлений (200–250 МПа и выше).

Микрит (*micrite*) – термин произведен путем использования частей двух слов – *micro*cristalline calc*ite* (микрокристаллический кальцит) и имеет два значения: 1 – известняк (доломит – доломикрит) микрокристаллической структуры, где содержание форменных элементов (зерен, аллохем) или перекристаллизованных участков не более 1 %; 2 – составная часть карбонатной породы (например, цемент) микрокристал-

лической структуры. Относительно размера кристаллов имеются некоторые разночтения: Р. Фолк определяет верхнюю границу микрита в 0,004 мм, М. Лейгтон и К. Пендекстер – в 0,031 мм, Р. Данем – в 0,02 мм, А. Босселлини выделяет микрит I с размером кристаллов менее 0,004 мм и микрит II с размерами кристаллов 0,004–0,03 мм.

Микробиолиты (*microbialite*) – минеральные и породные образования, созданные либо непосредсвенно минернализацией бактерий, либо созданием ими специфической геохимической среды, обусловливающей осаждение материала, либо улавливанием и осаждением материала бактериальными пленками, либо, наконец, сочетанием этих механизмов. Известны карбонатные, кремнистые, сульфатные и другие типы микробиолитов. Термин введен в 1987 г. Р. Бурне и Л. Муром (Durne, Moore).

Минералы-индикаторы (*indicator minerals*) – аутигенные минералы, являющиеся показателями физико-химических обстановок во время их образования, как на стадии непосредственно седиментации, так и в диагенезе и катагенезе. Среди подобных обстановок окислительно-восстановительные, кислотно-щелочные, соленость и т.д. Так, в щелочных средах формируются магнезиальные карбонаты магнезит и доломит, монтмориллонит, в слабокислых – сидерит, кислых – каолинит и галуазит. Окислительные обстановки характеризуются наличием оксидов железа, объединяемых термином лимонит, восстановительные – сульфидами металлов и прежде всего железа, повышенная соленость – сульфатами кальция, галоидами натрия и т.д .

Нодули, нодулярная структура (текстура) (*nodule, nodulare texture*) – желваки твердой породы, как правило, небольших размеров (не более нескольких сантиметров) неправильно округлой, овальной формы, обычно с неправильными ограничениями. Породы нодулярной структуры характеризуются наличием нодулей, сцементированных обычно иным, как правило, более мелким материалом. Поскольку сами нодули обладают собственной внутренней структурой (например, кристаллической для ангидрита), сложение самой породы, то есть соотношение слагающих породу составных частей – в данном случае нодулей и цемента, нередко называют текстурой. Образование нодулей обычно вторично и связано как с постседиментационным стягиванием вещества, так и растворением на границах желваков.

Окремнение (*silification*) – процесс замещения кремнеземом различных минеральных и органических образований.

Онкоид (*oncoid*) – 1. По Н.И. Андрусову – геологическое тело – неслоистые, растущие быстрее вверх, массы биогенного известняка и доломита; в значительной мере синоним употребляемого ныне термина биогерм (см.).

2. Неправильной формы образования, сложенные неконцентрическими, частично перекрывающими друг друга микритовыми слойками, образованными за счет биогенного осаждения вокруг какой-либо частицы (например, раковинки или ее обломка) водорослями, сесильными фораминиферами и т.д. Этот термин введен в 1916 г. А. Геймом

(A. Heim) и в отечественной литературе практически не используется. Геологическим словарем считается синонимом термина онколит (см.). Строго говоря, он несколько шире последнего, так как включает не только водорослевые образования.

Онколит (*oncolite, onkolite*) – карбонатное образование неправильной, но в целом округлой формы, размером от долей миллиметров до нескольких сантиметров. Имеет неправильно-концентрическую внутреннюю структуру, образованную перекрывающими друг друга волнистыми микрозернистыми слойками. Формируется за счет жизнедеятельности обволакивающих цианобактерий, последовательно обрастающих зерно со всех сторон. По структуре и происхождению аналогичен строматолиту (см.), однако в отличие от последнего – неподвижного и прикрепленного ко дну, онколиты при формировании постоянно перекатываются по дну, что и позволяет нарастать водорослевым корочкам со всех сторон.

Ооиды (*ooid, ooide*) – округлые или эллиптические компоненты карбонатных пород, размером обычно менее 2 мм, состоящие из ядра, окруженного концентрическими слойками; в последних можно установить тангенциальные и (или) радиальные структуры. В принципе считается более общим термином, чем оолит (см.), так как включает и образования с не очень четкой структурой, но обычно практически синонимичен ему. В англоязычной литературе обычно используется именно для обозначения «зерен» – структурных компонентов, в то время как термин «oolite, oolite» чаще используется для названия породы, состоящей из оидов (в этом случае переводится как «оолитит»).

Оолиты (*oolith, oolith*) – округлые или эллипсоидные образования размером менее 2 мм, имеющие характерную внутреннюю структуру – центральное ядро и концентрически-скорлуповатое, концентрически-слоистое, иногда радиально-лучистое строение. В последнем случае напоминает сферолит (см.) и может образовывать темный крест в скрещенных николях, однако в отличие от последнего всегда наблюдаются и концентры. По составу бывает арагонитовым, кальцитовым, доломитовым, фосфатным, лептохлоритовым, иногда состоит из окислов и гидроокислов железа, алюминия и марганца. Аналогичные по структуре образования размером более 2 мм называются пизолитами (см.). Карбонатные оолиты – важный структурный элемент карбонатных пород, нередко при значительных содержаниях, образующие оолитовые известняки (доломиты). Ядром их являются обломки раковин, реже целые мелкие раковинки (например, фораминифер), некарбонатные частицы. Происхождение оолитов, по-видимому, полигенно. В массе это образование морских бассейнов, однако известны оолиты озерные, опресненных водоемов, водных источников (пещерный жемчуг). Обычно считались чисто хемогенными образованиями, в настоящее время имеются достаточно убедительные свидетельства биохемогенного происхождения. Не исключено, особенно для некарбонатных оолитов, и диагенетическое происхождение.

Опока (*opoka*) – кремнистая порода опалового (реже опал-кристобалитового) состава, относительно твердая с примесью глинистого материала, алевритовых зерен кварца и глауконита однородной или микрогранулярной структуры. Иногда содержит остатки организмов, обычно диатомей. Более плотные разности за рубежом называются порцелланитами.

Ортохемы (*orthochems*) – компоненты осадочных пород, образовавшиеся химическим и биохимическим путем на месте нахождения (in situ) во время седиментации, диагенеза и катагенеза. Ортохимическим является кристаллический цемент, а часто и пелитоморфный кальцит (доломит).

Пеллеты, пелоиды, пелетоиды (*pellets, peloids, peletoids*) – округлые или чаще овальные карбонатные зерна, сложенные мелкозернистым материалом без ясно выраженного внутреннего строения. Размер пеллет и пелетоидов составляет обычно доли миллиметра, но встречаются пеллеты размером до сантиметра и более. В русской литературе практически синонимом являются сгустки пелитоморфного (микрозернистого) карбоната. Происхождение, видимо, разнообразно – это микробиальные и цианобактериальные образования, результат грануляции и биотурбации, частично – фекальные остатки различных организмов.

Перекристаллизация (*recrystallization*) – процесс образования новых кристаллов того же состава, но обычно более крупных с соответствующими изменениями структуры породы. Происходит в диа-, ката- и гипергенезе в различных породах. Для карбонатных пород возможна перекристаллизация как с переходом в раствор и повторным выделением твердой фазы, так и в твердом виде.

Песок (*sand*) – обломочная несцементированная порода на 50 и более процентов состоящая из зерен размером 0,1–1,0 мм. В англоязычной литературе к песчаным относятся зерна размером 0,0625–2,0 (0,06–2,0) мм. Термином *sand* нередко обозначаются не только рыхлые, но и сцементированные породы – песчаники, хотя для последних существует и специальный термин – *sandstone*. Таким образом термин *sand* имеет как общее для всех песчаных пород значение, так и более узкое, как несцементированные песчаные породы, поэтому переводить его следует исходя из контекста.

Песчаник (*sandstone*) – обломочная сцементированная порода, состоящая на 50 и боле процентов из зерен размером 0,1–1,0 мм. В англоязычной литературе размер зерен песчаников составляет 0,063–2,0 мм. Кроме строгого термина *sandstone* нередко для песчаника используется термин *sand*.

Пизолит (*pisolith*) – образование, аналогичное оолиту (см.), но более крупных размеров.

Пикноклин (*pycnocline*) – градиент плотности в вертикальном разрезе водной толщи; слой, уровень, где резко меняется плотность воды. В глубоководных котловинных бассейнах с ограниченной вертикальной циркуляцией воды нижних горизонтов обычно более плотные, чем поверхностные. Это дополнительно ведет к ограничению вертикального

перемешивания вод, что способствует созданию застойной восстановительной обстановки в придонном слое воды.

Порцелланит (*porcellanite*) – опаловые и опал-кристобалитовые породы, обладающие строением неглазурованного фарфора (от итальянского *porcellana* – фарфор). В значительной степени англоязычный аналог опоки.

Радиолярит (*radiolarite*) – рыхлая или твердая кремнистая порода, состоящая не менее чем на 50 % из остатков радиолярий. Рыхлые породы и неконсолидированные осадки состоят из опала, твердые, плотные имеют халцедон-кварцевый состав.

Ракушечник, ракушняк (*coquina*) – известняк, состоящий из сцементированных целых раковин различных организмов или чаще их обломков.

Регенерация (*regeneration*) – процесс восстановления исходной внешней кристаллической формы. Проявляется в нарастании на каких-либо фрагментах породы каемки того же минерального состава с той же оптической ориентировкой, что и «материнский» элемент. Это определят их одновременнное угасание при включенном анализаторе при вращении столика микроскопа. Таковы, например, каемки кварца на кварцевых зернах, которые иногда восстанавливают практически правильную кристаллографическую форму. Нередки регенерационные каемки на округлых члениках криноидей. Одним из следствий процесса является образование регенерационного цемента.

Рудит (*rudite*) – сцементированая осадочная порода с размером обломков более 2 мм, что соответствует гравелитам, дресвитам, конгломератам и брекчиям отечественной терминологии. Как и у *аренита* (см.) состав обломков не входит в основное название, а указывается дополнительно. Так, калькрудит – это известняковый гравелит или конгломерат.

Себха (*sebkha*) – низкая плоская прибрежная зона аридных побережий, в той или иной степени заслоненная, а также осадочные отложения этой зоны. Соленая морская вода попадает сюда в виде брызг и заплесков во время штормов, иногда во время аномально высоких приливов, но главным образом, за счет капиллярного подтягивания грунтовых вод. Имеются различные варианты написания – *sebka, sabkha, sabakha, sabka* и др. Соответственно в русской литературе встречаются варианты – сабха, сабкха, себкха.

Седиментогенез (*sedimetogenesis*) – в широком смысле слова включает образование осадочного материала, его перенос и осаждение, в узком – непосредственно процессы осаждения материала.

Седиментация (*sedimentation*) – осаждение. В узком смысле слова это процесс осаждения твердых частиц, в широком – процесс осаждения вещества как механический (осаждение частиц), так и осаждение химическим и биогенным путем. В определенной степени синоним термина «осадконакопление».

Седиментация лавинная (*avalanche sedimentation*) – аномально высокие «лавинные» скорости осадконакопления, которые ведут к

накоплению громадных мощностей отложений за относительно короткое время. Автор термина А.П. Лисицын выделил три уровня терригенной лавинной седиментации: дельты крупных рек, подножье континентального склона в устьях подводных каньонов (некоторые из них являются продолжением наземных русел рек) и глубоководные желоба. По сути дела результатом лавинной седиментации являются также наземные предгорные отложения, в том числе грубообломочные, некоторые соленосные толщи, геологически мгновенно заполняющие предшествующие глубоководные бассейны.

Септария (*septarium*) – конкреция, разбитая внутри трещинами высыхания (синерезиса), которые заполнены минеральным веществом. Сами трещины как бы расходятся от центра септарии.

Силификация (*silification*) – синоним термина «окремнение».

Силькреты (*silcrete*) – окремнелые в поверхностных условиях разные, обычно обломочные породы, образующие пачки до 5 м мощностью, бронирующие поверхность.

Сингенез (*singenesis*) – образование минералов, происходящее во время образования осадка; в более широком значении – стадия образования осадка, седиментогенез в узком значении слова. Термин в общем устаревший.

Спарит (*sparite*) – термин произведен от слова *spar* (шпат) и означает определяемые под микроскопом прозрачные отдельные кристаллы кальцита или доломита (долоспартит) размером более 0,01 мм. Термин имеет два значения – порода, состоящая из кристаллов такого размера, что соответствует в русской литературе понятию известняка кристаллического, и участки породы, сложенные кристаллами такого размера (цемент, выполнение пустот, гнезда и т.д.). Кристаллические разности, промежуточные между микритом (см.) и спаритом, то есть имеющие размер 0,004–0,01 мм, называются микроспаритом. Спарит, формирующийся в различных пустотах – внутрираковинных, межформенных, как цемент и т.д., называется ортоспаритом, сформировавшийся за счет перекристаллизации или разрастания зерен называется псевдоспаритом.

Спонголит (*spongolite, sponge-spicule rock*) – кремнистая порода, сложенная спикулами кремневых губок, сцементированных опалом или халцедоном, часто с примесью глинистого материала. В зависимости от этого породы могут быть относительно рыхлыми или, напротив, плотными.

Строматактис (*stromatactis*) – разновидность фенестровой текстуры (см.). Строматактис представляет собой инкрустационные образования, заполняющие пустоты своеобразной формы – с относительно плоским и ровным основанием и выпуклой неровной, иногда зазубренной поверхностью. Размер пустот от 1 мм до 10–15 см. Как правило, пустотки с инкрустацией образуют целые субпараллельные системы, в которых они иногда связаны друг с другом. Нижняя часть пустот нередко выполнена тонкозернистым материалом – микрозернистым кальцитом, тонким шламом и т.д., образующим геологический уровень и геопетальную текстуру, а верхняя – яснокристаллическим, иногда

гигантокристаллическим кальцитом. Чаще всего развиты в микрозернистых и близких к ним по структуре известняках.

Мнение об образовании строматактисов весьма различны. В настоящее время предпочтение отдается модели формирования их как арочных структур, причем среди наиболее вероятных перекрытий отмечаются водоросли и мшанки. Первичная форма может видоизменяться за счет неравномерного уплотнения и проседания, вторичного выщелачивания, заполнения и выравнивания нижней части илом, после чего формируется яснокристаллический шпатовый кальцит – собственно строматактис.

Строматолиты (*stromatolite*) – тонко-, неправильно-, волнистослоистые образования, чаще всего известковые или доломитовые, значительно реже фосфатные. Под микроскопом образуют неправильное чередование слойков пелитоморфного и яснокристаллического карбоната; в свою очередь пелитоморфные слойки могут представлять собой ассоциацию очень мелких округлых сгустков пелитоморфного материала с неотчетливыми ограничениями. Строматолиты образуют слоистые корки, купола, полусферы, столбики и т.д. Формирование строматолитов обусловлено жизнедеятельностью цианобактерий, которые создавали покровы, маты на дне водоемов. При этом происходило биохемогенное осаждение карбонатов, а также улавливание и связывание механически переносимых карбонатных частиц бактериальной слизью, в результате чего формировались прослойки пелитоморфного карбонатного материала. Поскольку цианобактериальные пленки неплотно налегали друг на друга, между ними возникали протяженные субпараллельные полости, которые позднее заполнялись яснокристаллическим спаритовым карбонатом или другими минералами, например, гипсом. Строматолитовые доломиты и известняки слагают мощные карбонатные толщи морских отложений в докембрии. Они имеют значительное развитие в нижнем палеозое, особенно в кембрии; более молодые строматолиты развиты более ограничено в крайне мелко-водных, практически литоральных фациях. Отмечается резкий антагонизм ценоза строматолитов и остального биоса, поэтому в них практически отсутствует другая фауна и более высокоорганизованные водоросли.

Субгедральная структура (*subhedral*) – термин используется для характеристики кристаллических структур, в которых кристаллы имеют полуправильные очертания, то есть обладают хотя бы одним из кристаллографических элементов. Синонимом в магматических породах является термин «гипидиоморфная структура», в осадочных – ксенотопическая (см.).

Сферолиты (*sphaerolite, spherolite*) – округлые образования различного состава (карбонатного, кремневого и др.), имеющие радиально-лучистое внутреннее строение. В отличие от оолита (см.) не имеет концентров. В скрещенных николях образуется темный крест, не смещающийся при вращении микроскопа. Появление последнего обусловлено угасанием слагающих сферолит игольчатых кристалликов, которые располагаются параллельно нитям окуляра. При повороте столика эти

кристаллы выходят из положения угасания, но на их место приходят другие кристаллы, которые в этом положении угасают. Этим объясняется постоянное положение темного креста. В отличие от оолитов (см.) образуются, по-видимому, в диа-, катагенезе, распространены значительно реже последних, поэтому собственно сферолитовые известняки весьма редки.

Тайдалиты (*tidalite*) – отложения приливно-отливной зоны. Как правило, мелкозернистые отложения с многочисленными знаками на поверхностях наслоений, образованными струйками стекания, следами организмов и т.д. Современные образования подобного рода, как и область их развития, в Европе называются ваттами.

Текстура птичьих глазок (*birdseye structure*) – одна из разновидностей фенестровой (см.) текстуры. Представляет собой мелкие обычно 1–3 мм гнезда кальцита в микрозернистой и сгустково-микрозернистой массе. Их форма сферическая, овальная, неправильная и распределены они в породе незакономерно или относительно параллельно слоистости. Кальцит в гнездах яснокристаллический, нередко двух генераций. Текстура формируется обычно в отложениях литорали и супралиторали. Образование пустот обычно связывают с наличием пузырьков газов, образующихся при разложении органического вещества и прежде всего водорослевых матов; сами пустоты позднее заполняются кристаллическим кальцитом.

Темпеститы (*tempestite*) – отложения особо сильных, часто катастрофических штормов, которые взмучивают ранее отложившийся осадок, дробят относительно крупные фрагменты (например, раковины), в результате чего среди относительно однородных и правильно слоистых отложений возникает прослой несортированного материала с беспорядочной текстурой. По мере ослабевания шторма более тонкий материал оседает и образуется градационная слоистость, во многом аналогичная таковой в турбидтах. Прослои темпеститов прослеживаются на значительные расстояния и могут служить реперными пластами для точной корреляции на значительных расстояниях.

Тиллиты (*tillite*) – древние, доплейстоценовые моренные отложения, в отличие от последних как правило консолидированные.

Трепел (*tripoli*) – кремнистая порода, рыхлая или слабосцементированная, легкая, высокопористая, сложена главным образом глобулярным опалом с примесью глинистого материала, кварца алевритовой размерности, глауконита, с редкими остатками кремнистых организмов.

Турбидиты (*turbidite*) – отложения плотностных суспензионных потоков в нижней части склонов водоемов и на их подножьях. Характеризуются двучленным строением – нижний элемент – отложение собственно потока с градационной слоистостью, верхний – тонкозернистый материал – результат нефелоидной, фоновой седиментации, когда идет спокойное осаждение «частички за частичкой». Последний может быть как биогенным, в виде мельчайших раковинок планктонных организмов, так и абиогенным, в частности, глинистым. Наборы турбидитов слагают мощные толщи флиша и подобных ему образований.

Фенестровая текстура (*fenestral fabric*) – текстура, развитая обычно в карбонатных породах с микрозернистой и близкой к ней сгустково-микрозернистой, шламово-микрозернистой и т.д. структурой. На фоне основной однородной массы породы имеются гнезда, либо полые, либо заполненные материалом иной структуры – яснокристаллическим кальцитом, шламом, детритом и т.д. Синоним «окончатая текстура». Образование полостей может быть самым различным – трещины усыхания, газовые пузырьки, вторичное выщелачивание и т.д. Термин достаточно общий и включает различные виды текстур – птичьих глазок (см.), строматактис (см.) и др.

Флазерная текстура карбонатных пород (*flaser structure*) или текстура осадочного будинажа представляет собой линзовидные или четковидные слойки карбонатного материала, разделенные тонкими извилистыми или разветвляющимися глинистыми прослойками. Последние являются нерастворимым осадком, образующимся при неравномерном растворении и соответствующем сокращении объема исходного карбонатного вещества. Внешне напоминает комковатую текстуру, где комки разделены тонкими глинистыми прослойками.

Флинт (*flint*) – в узком смысле слова – темные, почти черные желваковые кремни плотного скрытокристаллического сложения. В широком смысле иногда означает любую кремнистую породу и является синонимом слова *chert*.

Фтанит (*phtanite, phthanite*) – темная, часто черная плотная яшмовидная порода халцедон-кварцевого состава. Нередко считается синонимом лидита или одной из разновидностей кремнистых сланцев.

Черт, чэрт (*chert*) – обычно общий термин англоязычной литературы для всех кремнистых пород, в более узком смысле преимущественно кремнистых сланцев.

Хардграунд (*hardground*) – твердое дно. Подводная поверхность дна, представляющая собой твердую корку, а не полужидкий осадок. Образуется при отсутствии или крайне медленной седиментации, когда поверхность осадка быстро литифицируется, либо инкрустируется плотными поселениями донных организмов. Поверхность нередко несет следы подводной абразии, растворения и биоэрозии.

Цемент обломочных пород – вещество, скрепляющее отдельные обломки в твердую породу. Составы цемента разнообразны – карбонатные, сульфатные, железистые, опаловые, фосфатные, глинистые, смешанные. Крупные обломки – галька, валуны – могут скрепляться песчано-глинистым цементом. По происхождению может быть обломочным и хемогенным – седиментационным, диагенетическим, катагенетическим. В англязычной литературе цементом (*cement*) считается только аутигенный химически осажденный материал, то есть глинистый материал является не цементом, а матриксом.

Шлам, шламовая структура – тонкоперетертые остатки организмов размером менее 0,1 мм; систематическое положение остатков часто неопределимо.

Эвапорит (*evaporite*) – общий термин для солевых пород, отражающий хемогенный способ отложения в результате достижения и превышения предела растворимости вещества за счет «удаления растворителя» – испарения воды (*evaporation* – испарение). К эвапоритам относятся сульфаты (гипс, ангидрит и др.), галлоиды (каменная соль, сильвинит и др.).

Эвгедральная структура (*euhedral*) – термин используется для характеристики кристаллических структур, в которых кристаллы имеют собственные кристаллографические элементы – грани, ребра, углы. Синонимом в магматических породах является термин «идиоморфная структура», в осадочных – идиотопическая (см.).

Эвстатика (*eustasy*) – глобальные колебания уровня Мирового океана, вызывающие глобальные трансгрессии и регрессии. Причины эвстатичесуких колеебаний различны. Тектоноэвстатика определяется глобальными тектоническими причинами, например, ростом срединно-океанических хребтов, соответственно уменьшение объема океанической ванны и «выплескиванию» воды на сушу, что вызывает трансгрессию. Гляциоэвстатика определяется климатическими причинами – глобальные похолодания и оледенения вызывают общее падение уровня океана за счет забора воды в материковый лед и, соответственно, глобальные регрессиии.

Напротив, таяние ледников вызывает глобальные трансгрессии. На этом фоне могут быть и региональные отклонения. Так, эвстатическое повышение уровня океана в результате ликвидации последнего оледенения – фландрская или висконсинская трансгрессия, сопровождается региональной регрессией в Скандинавии, которая поднимается в результате снятия огромной нагрузки в виде предыдущего ледникового щита.

Экзогенез (*exogenesis*) – совокупность физических, химических и частично биологических процессов, пртекающих в поверхностной части земной коры. Движущие силы экзогенных процессов обусловлены главным образом, если не исключительно, солнечной энергией и определяемым ею развитием жизни. С точки зрения осадочного породообразования охватывает стадии выветривания (гипергенеза), переноса вещества, его осаждения и диагенез. Катагенез в сферу экзогенеза, как правило, не включается.

Эпигенез (*epigenesis*) – первоначально термин имел стадиальное значение, примерно соответствующий современному термину катагенез. В настоящее время термин применяется для обозначения процессов, происходящих ***после*** чего-либо, безотносительно стадии породообразования.

Яшма (*jasper*) – кремнистая пестроокрашенная, часто полосчатая порода практически кварцевого состава однородной микрокристаллической структуры.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

БИБЛИОТЕКИ

Российская государственная библиотека, г. Москва – www.rsl.ru

Российская национальная библиотека, г. Санкт-Петербург – www.nlr.ru

Государственная публичная научно-техническая библиотека – www.gpntb.ru

Большая техническая библиотека – btb.bos.ru

Библиотека Академии наук – spb.org.ru/ban

Библиотека естественных наук РАН – ben.irex.ru

Научная электронная библиотека – www.eLibrary.ru

Всероссийский институт научной информации по техническим наукам (ВИНИТИ) – fuji.viniti.rnsk.su

Научная библиотека МГУ – www.lib.msu.ru

Библиотека СпбУ – www.unilib.neva.ru

Научно-техническая библиотека СибГТУ – www.lib.sibstru.kts.ru

Научная библиотека РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина – www.gubkin.ru

ИНТЕРНЕТ-САЙТЫ ОСНОВНЫХ ЖУРНАЛОВ

http://www.maik/rssi.ru/journals/litmin.htm
www.geoinform.ru
http://www. blackwell-science.com/sed
http:/spot.colorado/edu/~jsedr
www.blackwell-synergy.com
www.ngdc.noaa.gov/mgg/sepm/PALAIOS.HTML
http://cms.lanl.gov
www.Earth-Pages.com

ОБ АВТОРЕ



Виталий Германович Кузнецов. Доктор геолого-минералогических наук, профессор Российского государственного университета нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина.

После окончания Московского нефтяного института имени И.М. Губкина (ныне РГУ нефти и газа) работал в ряде производственных и научно-исследовательских организациях, а с 1966 года – в РГУ нефти и газа, где ведет основные базовые курсы кафедры для студентов и магистрантов. Один из создателей эволюционного раздела литологии и нового научного направления – нефтегазовой литологии, концепции и методического обеспечения подготовки специалистов по этому направлению, автор и соавтор ряда учебников и учебных пособий в области нефтегазовой литологии.

Ведущий специалист в области нефтегазовой литологии, литологии и нефтегазоносности карбонатных отложений, фациального анализа погребенных отложений, литологии природных резервуаров. Автор и соавтор более 530 опубликованных работ, в том числе около 50 монографий, справочников, базовых учебников. Участник ряда международных научных конгрессов и совещаний. Ряд научных работ опубликован в ведущих международных научных журналах и тематических сборниках в США, Великобритании, Германии, Китае. Член Международной ассоциации седиментологов.

В.Г. Кузнецов – председатель секции карбонатных отложений Научного совета по литологии и осадочным полезным ископаемым РАН, член редколлегии ряда нучных журналов. Заслуженный геолог Российской Федерации. Почетный работник газовой промышленности. Почетный работник высшего профессионального образования Российской Федерации. Отличник разведки недр СССР, удостоен премии Международной академической издательской компании за лучшую публикацию в издаваемых ею журналах за 1998 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава 1. Становление и краткая история развития литологии 11

Глава 2. Осадочные горные породы, их состав, строение, классификация 19
2.1. Осадочные горные породы и стратисфера 19
2.2. Осадочные горные породы и их составные части 23
2.3. Общие черты строения осадочных горных пород 26
2.3.1. Некоторые типы текстур осадочных горных пород 28
2.3.2. Структуры осадочных горных пород 34
2.3.3. Цементы осадочных горных пород 40
2.4. Общие принципы классификации и названия осадочных горных пород 44

Глава 3. Обломочные горные породы 50
3.1. Общая характеристика обломочных пород 50
3.1.1. Определение понятия «обломочные породы» 50
3.1.2. Систематика и классификация обломочных пород 51
3.2. Основные типы обломочных пород 56
3.2.1. Грубообломочные породы 56
3.2.2. Песчано-алевритовые породы 58
3.2.3. Эдафогенные обломочные отложения 63
3.2.4. Вулканогенно-обломочные породы 64
3.3. Механизмы и обстановки образования обломочных пород 65
3.4. Научное и прикладное значение обломочных пород 67

Глава 4. Глинистые породы 69
4.1. Глинистые породы и их распространенность 69
4.2. Минералогия глинистых пород 70
4.3. Классификация, основные типы и свойства глинистых пород 75
4.4. Механизмы и геохимические условия формирования глинистых минералов 78
4.5. Обстановки образования и фациальные типы глинистых пород 79
4.6. Постседиментационные преобразования глинистых пород 83
4.7. Научное и прикладное значение глин 85

Глава 5. Карбонатные породы 87
5.1. Карбонатные породы и их распространенность 87
5.2. Основные типы карбонатных пород 88
5.3. Основные составные (структурные) части карбонатных пород 89
5.4. Принципы и схемы классификации карбонатных пород 94

5.5. Механизмы и обстановки образования карбонатных отложений 104
5.6. Некоторые постседиментационные изменения карбонатных пород 111
5.7. Научное и прикладное значение карбонатных пород 121

Глава 6. Соляные породы 122
6.1. Соляные породы и их распространенность 122
6.2. Основные типы соляных пород 124
6.2.1. Сульфатные породы 124
6.2.2. Хлоридные породы 129
6.3. Способы образования соляных пород 132
6.4. Обстановки солеобразования 136
6.5. Цикличность соленосных отложений 146
6.6. Теоретическое и прикладное значение соленосных пород 149

Глава 7. Кремнистые породы 150
7.1. Кремнистые породы и их распространенность 150
7.2. Общие сведения о кремнистых породах и их классификация 150
7.3. Основные типы кремнистых пород 152
7.3.1. Пластовые кремнистые породы 152
Опаловые породы 152
Халцедон-кварцевые породы 157
7.3.2. Конкреционные (желваковые) кремнистые породы 160
7.3.3. Корковые кремнистые породы 166
7.4. Происхождение кремнистых пород 167
7.5. Научное и прикладное значение кремнистых пород 170

Глава 8. Стадии образования и преобразования осадочных пород 172

Глава 9. Образование осадочного материала – источники и механизмы 175

Глава 10. Перенос осадочного материала 188
10.1. Перенос обломочного материала 189
Водный перенос обломочного материала 189
Перенос обломочного материала в атмосфере 195
Перенос обломочного материала льдом 196
10.2. Перенос растворенного материала 197
10.3. Перенос в газообразной форме 200
10.4. Биогенная миграция 200

Глава 11. Осаждение материала (седиментогенез в узком смысле слова – sensu stricto) 202
11.1. Осаждение обломочного материала 202
11.2. Осаждение растворенных веществ 206
11.3. Общие закономерности осаждения вещества – дифференциация материала при переносе и осаждении 211

Глава 12. Диагенез 222
12.1. Определение понятия «диагенез» 222
12.2. Основные процессы диагенетической стадии 224
12.3. Геохимические фации 232

Глава 13. Катагенез 237
13.1. Определение и общая характеристика обстановок катагенеза 237
13.2. Основные процессы и результаты катагенеза 239

Глава 14. Внешние факторы, влияющие на осадочный процесс ... 253
14.1. Влияние тектоники на осадкообразование и осадконакопление ... 253
14.2. Влияние климата на осадочный процесс. Климатические типы литогенеза ... 259
14.3. Роль жизни и органического вещества в осадочном процессе ... 270

Глава 15. Основные области осадконакопления и строение осадочных комплексов ... 275
15.1. Основные области седиментации ... 275
15.2. Строение осадочных комплексов. Цикличность разрезов ... 277

Глава 16. Фации и основы фациального анализа ... 286
16.1. Понятие фации и значение фациального анализа ... 286
16.2. Общие принципы фациального анализа ... 292
16.2.1. Литологическое изучение осадочных пород для фациального анализа 293
Генетическое значение состава пород ... 293
Генетическое значение структуры пород ... 297
Генетическое значение текстуры пород ... 300
16.2.2. Изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности для целей фациального анализа ... 303
16.2.3. Изучение строения и формы осадочных тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями ... 304
16.3. Основные приемы фациального картирования ... 310

Глава 17. Краткие сведения о формациях и формационном анализе ... 319
17.1. Определение и содержание понятия «формация» ... 319
17.2. Принципы классификации и главные группы формаций ... 325

Глава 18. Становление учения об эволюции осадочного процесса в истории Земли ... 337

Глава 19. Эволюция образования отдельных типов осадочных пород ... 342
19.1. Эволюция обломочного породообразования ... 342
19.2. Эволюция карбонатонакопления ... 345
19.3. Эволюция соленакопления ... 352
19.4. Эволюция кремненакопления ... 356
19.5. Эволюция накопления органического вещества ... 359

Глава 20. Внешние факторы эволюции осадочного породообразования ... 365

Глава 21. Основные черты эволюции осадочного породообразования ... 372

Вместо заключения ... 377
О возможных направлениях дальнейшего развития литологии ... 377

Список литературы ... 380

Приложения ... 388

Приложение 1 ... 388
Краткий терминологический словарь ... 388

Приложение 2 ... 406
Библиотеки ... 406
Интернет-сайты основных журналов ... 406

Об авторе ... 407

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Кузнецов Виталий Германович

ЛИТОЛОГИЯ.
КРАТКИЙ КУРС

Редактор *Т.К. Рубинская*
Художник-график *М.С. Голубева*
Технический редактор *Г.В. Лехова*
Корректор *Е.М. Федорова*
Компьютерная верстка *Ю.А. Титова*

Подписано в печать 16.11.2018 г. Формат 70×100 1/16. Гарнитура «Петербург». Печать офсетная. Усл. печ. л. 33,54. Уч.-изд. л. 34,1. Тираж 500 экз. Заказ 255

Отпечатано в ООО «ТПС». 392000, г. Тамбов, Моршанское шоссе, 14А
Тел. 8 (4752) 53-26-27. E-mail: info@tps68.ru; www.tps68.ru

ISBN 978-5-91961-269-8

