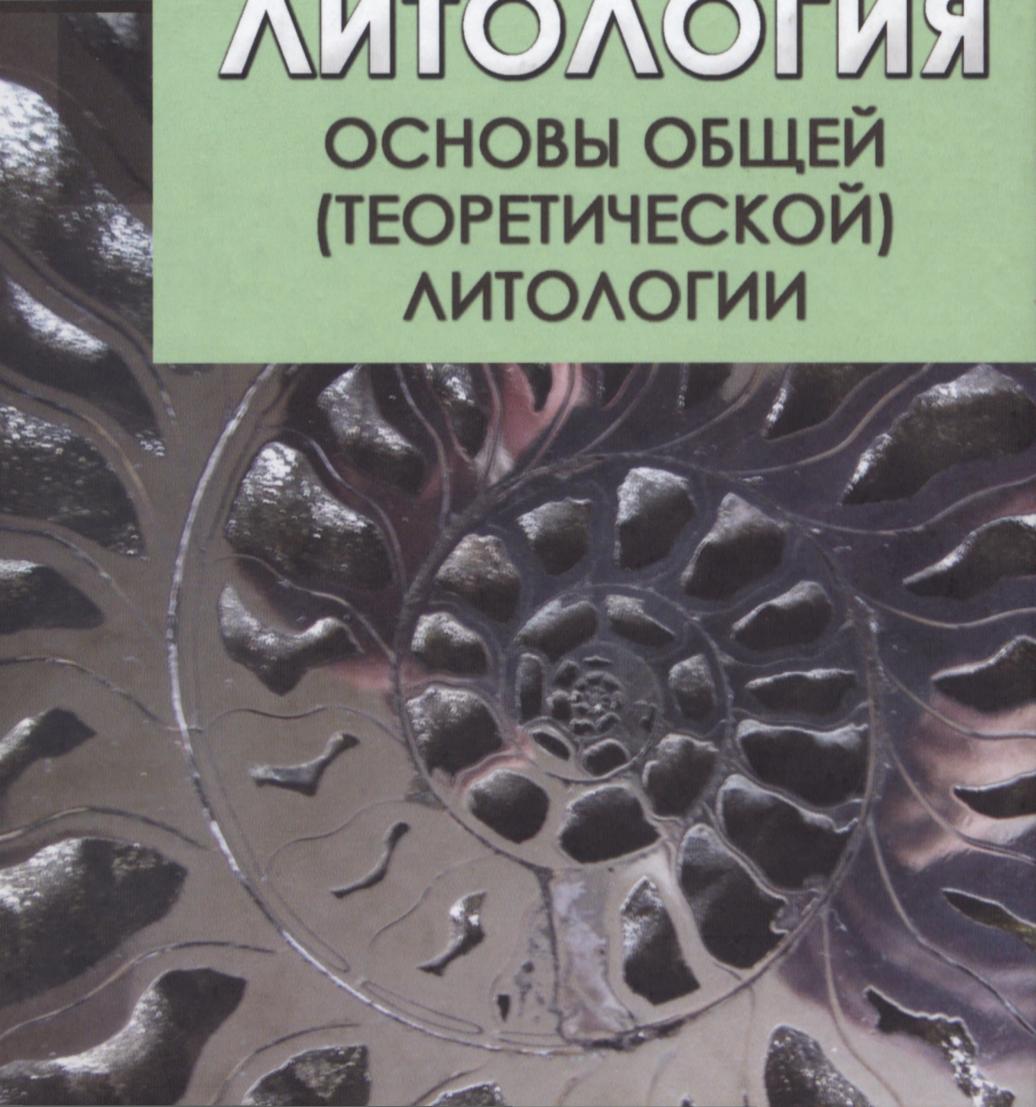


В.Г. Кузнецов

ЛИТОЛОГИЯ

ОСНОВЫ ОБЩЕЙ
(ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ)
ЛИТОЛОГИИ



В.Г. Кузнецов

**ЛИТОЛОГИЯ
ОСНОВЫ ОБЩЕЙ
(ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ)
ЛИТОЛОГИИ**

Москва
Научный мир
2011

УДК 552.12 (075.8)

ББК 26.3

К89

Допущено Учебно-методическим объединением вузов РФ по высшему образованию в области прикладной геологии в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению 130101 «Прикладная геология» (решение № 25-14-УМО/18 от 25.04.11 г.).

Рецензенты:

доктор г.-м. наук, профессор РГГРУ им. С. Орджоникидзе

Н.К. Фортунатова

доктор г.-м. наук, профессор, зав. лабораторией ИПНГ РАН

Ф.С. Ульмасвай

Кузнецов В.Г.

К89 ЛИТОЛОГИЯ. ОСНОВЫ ОБЩЕЙ (ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ) ЛИТОЛОГИИ. Учебное пособие для вузов. – М.: Научный мир, 2011. – 360 с.: 66 ил.; вкл. 2 с.

ISBN 978-5-91522-262-4

Приведены основные сведения о стратисфере и осадочных породах, их составе, строении, дана классификация осадочных пород. 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». Может быть использовано и при изучении геологических дисциплин студентами других специальностей.

Монография подготовлена и издана «ООО Газпромнефть НТЦ».

ISBN 978-5-91522-262-4

© Кузнецов В.Г. 2011

© Научный мир, 2011

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
Глава 1. Становление и краткая история развития литологии	14
Глава 2. Осадочные горные породы, их состав, строение, классификация	27
2.1. Осадочные горные породы и стратисфера	27
2.2. Осадочные породы и их составные части	33
2.3. Общие черты строения осадочных горных пород	39
2.4. Общие принципы классификации и названия осадочных горных пород	41
Глава 3. Стадии образования и преобразования осадочных пород	49
Глава 4. Образование осадочного материала – источники и механизмы	53
Глава 5. Перенос осадочного материала	71
5.1. Перенос обломочного материала	72
5.2. Перенос растворенного материала	84
5.3. Перенос в газообразной форме	88
5.4. Биогенная миграция	89
Глава 6. Осаждение материала (седиментогенез в узком смысле – s.s.)	91
6.1. Осаждение обломочного материала	91
6.2. Осаждение растворенных веществ	96
.....	

6.3. Общие закономерности осаждения вещества – дифференциация материала при переносе и осаждении	105
Глава 7. Диагенез	122
7.1. Определение понятия «диагенез»	122
7.2. Основные процессы диагенетической стадии	124
7.3. Геохимические фации	134
Глава 8. Катагенез	140
8.1. Определение и общая характеристика обстановок катагенеза.....	140
8.2. Основные процессы и результаты катагенеза	143
Глава 9. Внешние факторы, влияющие на осадочный процесс.....	161
9.1. Влияние тектоники на осадкообразование и осадконакопление.....	161
9.2. Влияние климата на осадочный процесс. Климатические типы литогенеза	171
9.3. Роль жизни и органического вещества в осадочном процессе	188
Глава 10. Основные области осадконакопления и строение осадочных комплексов	198
10.1. Основные области седиментации	198
10.2. Строение осадочных комплексов. Цикличность разрезов.....	204
Глава 11. Фации и основы фациального анализа	216
11.1. Понятие фации и значение фациального анализа.....	216
11.2. Общие принципы фациального анализа	226

11.2.1. Литологическое изучение осадочных пород для фациального анализа	228
11.2.2. Изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности для целей фациального анализа	240
11.2.3. Изучение строения и формы осадочных тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями	243
11.3. Основные приемы фациального картирования	252
Глава 12. Становление учения об эволюции осадочного процесса в истории Земли	268
Глава 13. Внешние факторы эволюции осадочного породообразования.....	274
Глава 14. Эволюция образования отдельных типов осадочных пород.....	281
14.1. Эволюция обломочного породообразования	281
14.2. Эволюция карбонатакопления	284
14.3. Эволюция соленакопления	298
14.4. Эволюция кремненакопления	301
14.5. Эволюция накопления органического вещества.	306
Глава 15. Основные черты эволюции осадочного породообразования.....	313
Глава 16. Определение и содержание понятия «формация»	318
Глава 17. Принципы классификации и главные группы формаций.....	327

Глава 18. Формации и полезные ископаемые	338
Вместо заключения. О возможных направлениях дальнейшего развития литологии	342
Литература	345

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 обуславливающих 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 обоб-

шения и развития, описательная часть стала дополняться теоретическим осмыслением, обуславливая тем самым превращение и 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 материала, 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 дополняют друг друга. 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.

Изданное в 2007 году пособие В.Г. Кузнецова «Литология. Осадочные горные породы и их изучение» характеризует в основном описательный раздел литологии – петрографию осадочных пород; в нем рассматриваются основные типы осадочных пород, механизмы и условия их образования, методы исследования.

Настоящее издание дополняет указанное пособие и посвящено уже общей, или теоретической литологии. Совершенно естественно, что ряд положений и материалов в данном пособии повторяет указанное пособие 2007 года. Это касается некоторых общих вопросов, а также ряда конкретных примеров, и прежде всего эволюции образования отдельных типов горных пород в геологической истории Земли. Оно, как и предыдущее, ориентировано в первую очередь на подготовку геологов и геофизиков-нефтяников, но может быть полезно и геологам других специальностей и специализаций.

С определенной степенью условности теоретическая литология включает три тесно связанных между собой направления, что в схематическом виде показано на рисунке В.1.

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.

На стыке литологии и тектоники в нашей стране возникло и успешно развивается учение о геологических формациях.

Подобное подразделение теоретической литологии предопределяет и структуру настоящего пособия.

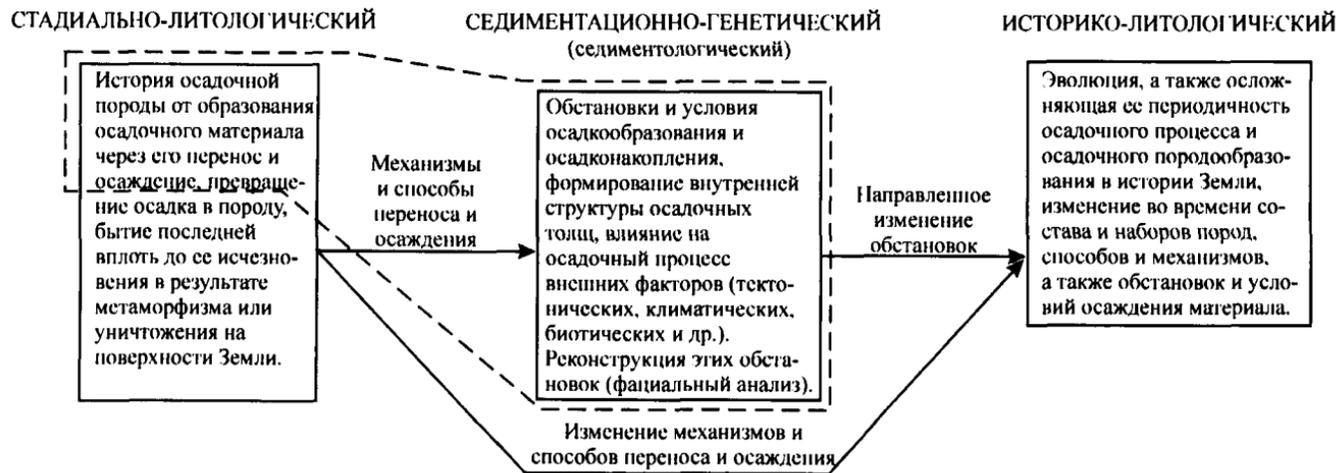


Рис. В.1. Основные разделы современной теоретической литологии и их взаимоотношения
Пунктиром показано широкое значение (sensu lato) седиментационного раздела

Первый раздел (главы 1 и 2) посвящен истории развития литологии и общей характеристике осадочных пород и осадочной оболочки в целом. Второй (главы 3–8) – стадияльному направлению, третий (главы 9–11) – седиментационно-генетическому и фациальному анализу, четвертый (главы 12–15) – историко-литологическому. Содержание пятого заключительного раздела (главы 16–18) составили краткие сведения о геологических формациях.

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.

Очень четко эту мысль выразил директор Института всеобщей истории РАН, ректор Государственного университета гуманитарных наук академик РАН А. Чубарьян: «Учебник существует не для того, чтобы все запомнить. Если ученик запомнит 30% – слава богу!» («Известия» 30 сентября 2005 г).

«Процент усвоения» материала студентами должен быть больше, чем у школьников, но само положение, что учебники должны содержать некий «избыток информации», из которой, согласно учебной программе, усваивается наиболее существенная, наиболее значимая часть, бесспорно.

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

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 пособии 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 в пособии 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 того, 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 «Бюллетень МОИП. Отдел геологии», «Доклады Академии наук», «Стратиграфия. Геологическая корреляция», «Геология нефти и газа», «Геология и геофизика», «Геология и разведка», «American Association Petroleum Geologists, Bulletin», «Facies», «Marine and Petroleum Geology», «Journal of Petroleum Geology».

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

Издание настоящего пособия стало возможным благодаря спонсорской помощи компании «Газпромнефть», и автор считает своей приятной обязанностью выразить руководству компании свою искреннюю признательность.

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 пр. составляют важнейшие материальные свидетельства быта и «ремесел» первобытного человека. Показательно, что даже такой подходящий для этого, хотя и существенно более редкий материал, как обсидиан, в Древнем Египте начал использоваться значительно позднее кремней.

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. Поскольку осадочные породы в отличие от магматических и метаморфических легче поддаются обработке, они стали использоваться в строительстве непосредственно. Достаточно указать на каменные жилища

людей неолита на Оркнейских островах, сложенные слоистыми песчаниками, построенные позднее из эоценовых нуммулитовых известняков египетские пирамиды, вырубленные в меловых косо-слоистых песчаниках грандиозные храмы в том же Египте, вспомнить значительно позднее построенную из подмосковных известняков белокаменную Москву, величественные храмы Европы, построенные из песчаников и украшенные резьбой и химерами из тех же песчаников 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. Достаточно сказать, что в Библии слово «золото» употребляется 415 раз. Правда, и первое золото в виде мелких самородков было найдено 6 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, что

применение Генри Клифтоном Сорби микроскопии, обусловившей становление петрографии как самостоятельной науки, началось в 1851 году с микроскопического изучения именно осадочных пород – кремне-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 – начале XX века. При этом наметилось 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 разновозрастных 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 11). 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 году. 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. Луцицким, глиен – П.А. Земятченским и И.И. Гинзбургом, углей –

М.Д. Залесским, железных руд – С.П. Поповым и П.А. Земятченским. Среди зарубежных исследователей необходимо указать французского ученого Л. Кайе, который с 1897 по 1935 годы 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. Во время этой войны появились танки, авиация, и стало ясно, что следующая война будет «войной моторов», что мир в целом «моторизируется» и важнейшим полезным ископаемым становится нефть. Общеизвестно, что именно потребности нефтяной промышленности, а нефть связана с осадочными породами, вызвали бурное развитие исследований именно этих пород.

В 1922 году 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 учебнике по описательной петрографии этот раздел был в виде самостоятельной 2-й части, а в 1932 году он был опубликован в виде краткого пособия «Введение в петрографию осадочных горных пород». В 1923 году Я.В. Самойлов разработал программу исследований по проблемам изучения осадочных пород. В 1932 году вышел учебник М.С. Швецова, основанный на его лекциях в Московском университете и Горной академии. Практически в те же годы (1922) в Ленинградском Горном институте введен курс «Учение о фациях», пособие по которому было издано в 1932 году.

В 1922 году 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 года был издан в 1936 году 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, вплоть до новейших, построение курса. Здесь рассматривались история и способы образования осадков, их перенос, отложение, диагенез и литификация, то есть то, что сейчас составляет стадийное 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. В нашей стране – это работы П.П. Авдусина, А.Д. Архангельского, В.П. Батурина, Н.Б. Вассоевича и др.

При всей значимости подобных исследований, они, особенно в форме руководств и учебных пособий, были все же описательными. Этапной вехой можно считать 1940 год, 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 – стадийного, 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.

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.

Это положение следует подчеркнуть особо, так как ряд даже последующих учебных и методических изданий ограничивался лишь описательным разделом литологии и очень скромно касался общетеоретических проблем.

Высказывается мнение, что именно с этого трехтомника начинается становление *самостоятельной науки* об осадочных породах (Алексеев, 2004, с. 14). Впрочем, имеется основание считать такой датой начало 20-х годов, 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 кроме нефти содержат огромные запасы рудных полезных ископаемых, и прежде всего урана – элемента, крайне важного для развития атомной энергетики и, увы! – вооружения. Так, в 1946 году запасы урана в эндогенных месторождениях составляли 92%, в то время как в экзогенных (осадочных) лишь 8%. Уже к 1958 году ситуация по-

менялась кардинально – в эндогенных было сосредоточено лишь 10% запасов, в то время как в осадочных – 90% (из них 65% в древних конгломератах) (Пустовалов, 1964). Некоторое представление об относительном значении осадочных (экзогенных) полезных ископаемых в общем мировом балансе запасов дает таблица 1.1. Л.В. Пустовалов, собравший и систематизировавший приведенные в этой таблице материалы, отметил, что ради объективности он не корректировал мнения сторонников эндогенного рудообразования и, следуя их представлениям, например, поместил большую часть свинцово-цинковых месторождений в группу месторождений спорного происхождения. Ныне подобные стратиформные месторождения считаются в основном осадочными. 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 полезным ископаемым. Одновременно это обусловило значительное расширение работ по вторичным изменениям осадочных пород в разных условиях, способствовало расширению знаний о катагенетических процессах и образующихся в результате этих процессов 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.

Заметным событием этого периода в отечественной литологической науке была дискуссия, начатая в печати в 1950–1951 годах и продолженная на 1-м Всесоюзном литологическом совещании в 1952 году. Не касаясь во многом политического характера дискуссии, что было характерно для того времени, надо отметить, что она, к счастью, закончилась без оргвыводов и печальных последствий, как это случилось, например, в результате печально известной биологической дискуссии 1948 года. Истина в науке не определяется голосованием и формальным подсчетом голосов. Важно, что эта дискуссия четко обозначила ряд мнений, выявила противоречия и стала мощным стимулом дальнейшего развития науки.

Среди очень крупных и важных для этого периода работ в нашей стране надо отметить по крайней мере четыре направления

Таблица 1.1

Соотношение запасов некоторых полезных ископаемых экзогенного и эндогенного происхождения, %

(составлено по данным Л.В. Пустовалова, 1964)

Полезные ископаемые	Эндогенные	Экзогенные	Спорное происхождение
Энергетическое сырье			
Нефть и горючие газы	100	—	—
Угли	100	—	—
Горючие сланцы	100	—	—
Торф	100	—	—
Урановые руды	90	10	—
Сырье черной металлургии			
Железные руды	90	10	—
Марганцевые руды	100	—	—
Хромовые руды	25	75	—
Строительные материалы			
Известняки, мергели	100	—	—
Глины	100	—	—
Щебень, гравий, песок	100	—	—
Химическое сырье			
Фосфатное сырье	80	20	—
Каменная соль	100	—	—
Калийные соли	100	—	—
Сера самородная	90	10	—
Иод-бромное сырье	100	—	—
Борное сырье	85	15	—
Сырье цветной металлургии			
Медные руды	72	28	—
Свинец, цинк	—	50	50
Никель	76	24	—
Олово	50	50	—
Бокситы	100	—	—
Магниевые руды	100	—	—
Титан	80	20	—
Кобальт	80	20	—
Цирконий-гафний	100	—	—
Тантал-ниобий	75	25	—
Редкоземельные элементы	80	20	—

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. Лисицина 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.).

Рассмотренная выше периодизация развития литологии в значительной степени определяется мировыми войнами. К сожалению, известное положение о том, что потребности практики двигают науку быстрее сотни университетов, в значительной степени реализуется потребностями именно военной практики, когда все требования резко усложняются и ускоряются. К примеру, выше отмечалось значение осадочных месторождений урана, который в первую очередь и долгое время шел именно на военные нужды. Аналогично, широкое развитие океанологических исследований с пятидесятых годов во многом обусловлено милитаристскими требованиями – развитие подводного флота, подводной связи и др. параметров, и изучение осадков оказалось лишь одной, но важной для литологии стороной этого изучения.

В настоящее время в отечественной литературе для науки об осадочных породах 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

оно естественным образом заменилось 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.

Первоначально термин седиментология характеризовал больше описательную часть науки, то есть был в определенной степени синонимом сочетания «петрография осадочных пород». Сейчас этот раздел обычно называется Sedimentary Petrology, о чем свидетельствует, например, название, а главное содержание выдержавшего уже несколько изданий учебника М. Таккера (Tucker, 2001).

Вопросы строения осадочных толщ ранее относились к сфере стратиграфии американских геологов, поскольку американская стратиграфия включает целый ряд разделов, относящихся у нас к области литологии. Показательный пример – книга крупных американских геологов К. Данбара и Дж. Роджерса «Основы стратиграфии» (Principles of Stratigraphy), изданная на русском языке в 1962 году. Из четырех разделов этой книги три, объемом более 250 страниц, посвящены обстановкам осадкообразования, текстурам осадочных пород, строению разрезов, фациям и описанию осадочных пород. Лишь заключительный раздел «Синтез» объемом 63 страницы посвящен стратиграфии отечественных и европейских геологов, причем и здесь часть вопросов относится к области литологии. Примерно подобная ситуация, по существу, продолжается и сейчас (Nichols, 1998), что 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, которое 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*». Этот журнал является органом «*Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*» – своего рода дочерней организации Американской ассоциации геологов-нефтяников (AAPG). Это общество ныне, сохранив как «бренд» аббревиатуру SEPM, стало называться «Обществом осадочной геологии (*Society of Sedimentary Geology*)».

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, 1999).

Приведенные названия свидетельствуют, что 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 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 учебнике О.В. Япаскурта (2008) усилен аспект стадияльного 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 книги, и в изданной ранее «Литологии» (Кузнецов, 2007). 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.

Преобразование (перерастание) петрографии осадочных пород в литологию сопровождалось не только изменением целей и задач, но и уровня 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). Как отмечалось выше, техника и методы этих исследований были отработаны на примере пород эндогенных, хотя первым объектом исследования оказались именно осадочные породы. 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, поставляет 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 году (1940, т. 1, с. 21), до сих пор остается наиболее полным и наиболее 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 (его данные по стратисфере, или осадочной оболочке Земли, на сегодняшний день, по-видимому, наиболее полные, детальные и аргументированные, и использованы в дальнейшем изложении), общий объем осадочных отложений неогена (верхний докембрий – фанерозой) достигает 1130 млн. км³ (Ронов, 1993). Очень близкие цифры – 1104 млн. км³ и 1115 млн. км³ независимо были получены В.Е. Хаиным, Л.Э. Левиным и Л.И. Тулиани (1982), а также американскими геологами Дж. Соутемом и В. Хэем (Southam, Hay, 1981) Это составляет всего 11% объема

земной коры и 0,1% общего объема всей Земли, или 9% массы коры и 0,05% массы Земли.

Несмотря на столь небольшое, казалось бы, количественное значение, роль осадочных пород огромна. Они занимают почти 80% общей площади суши (119 млн. км² из общей площади 149 млн. км²) 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-океанических хребтах. Средняя мощность стратисферы для Земли в целом определяется в 2,2 км.

Общий объем осадочной оболочки континентов составляет $765 \cdot 10^6$ км³, континентальных окраин – $250 \cdot 10^6$ км³ и океанов – $115 \cdot 10^6$ км³.

Среди осадочных пород наиболее распространены в стратисфере Земли (без учета эффузивов) глинистые породы – 51,2%; далее следуют обломочные породы (реально песчаники, так как другие типы обломочных пород вроде 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 – 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 (см. также табл. 1.1). В целом полезные ископаемые осадочного происхождения по суммарной 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 присутству-

ют 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, уголекислоты, 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 зоны 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 стратифере.

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, и, наконец, 3) встречающиеся практически только в осадочных породах. Среди первых – это лишь силикатные минералы – кварц и полевые шпаты; при этом соотношения 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 феррические минералы (оливины, пироксены, амфиболы, биотит, магнетит), являющиеся породообразующими в средних и основных магматических породах (вторая группа минералов). Основу же осадочных пород составляют новообразованные характерные

Таблица 2.1

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

Оболочки	Средний химический состав, масс.%												
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	C _{орг}	CO ₂	H ₂ O	Остальное	Сумма
Осадочная оболочка с эффузивами	51,02	12,67	2,56	2,8	3,24	10,54	1,92	2,18	0,46	7,68	3,23	1,7	100
Осадочные породы без эффузивов	50,37	11,99	2,42	2,38	2,96	10,92	1,73	2,33	0,54	8,99	3,6	1,77	100
Гранитнометаморфическая оболочка	63,81	14,92	1,75	3,68	2,83	4,08	3,02	2,84	0,05	0,9	1,17	0,95	100
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

Таблица 2.2

Средний минеральный состав магматических и осадочных пород, %

Минералы	Магматические породы			Осадочные породы	
	Твенхофел, 1936	Барт, 1956	Заварицкий, 1956	Твенхофел, 1936	Кузнецов, 2003
Кварц	20,4	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	19–20	–	–
Роговая обманка	1,60	1,7		–	–
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, апатит, ильменит; ³ лимонит; ⁴ каолин, хлорит; ⁵ гипс; прочерк – содержание минерала менее 1%; вопрос – количество минералов не определено.

именно для них минералы – глинистые минералы (каолинит, гидрослюда, смектиты 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 координатах 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 химическому составу магматическим. Принципиально важно, что среди осадочных пород есть весьма «чистые» линии, то есть мономинеральные породы, состоящие практически из одного минерала – кварцевые песчаники, трепела

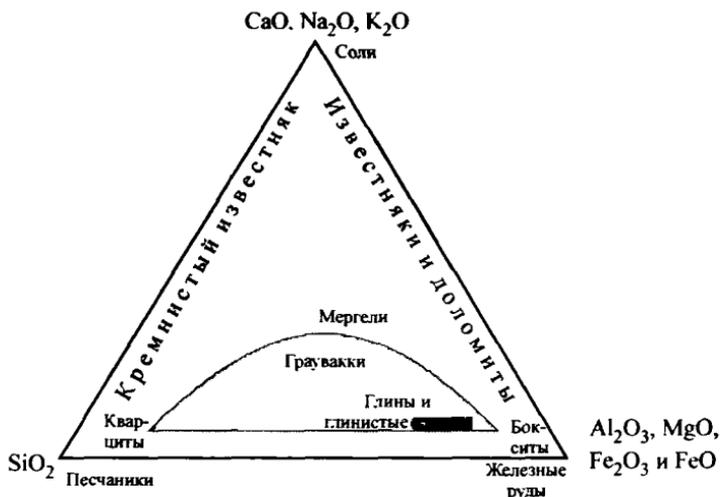


Рис. 2.1. Треугольная диаграмма химического состава магматических и осадочных пород (Заварицкий, 1932)

Залитое – поле состава изверженных пород

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 представляющее собой, по-видимому, один из характернейших и важнейших признаков осадочного процесса.

2.2. Осадочные 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. Каждый минерал обладает, по крайней мере, двумя необходимыми, внутренне ему одному присущими свойствами – химическим составом и внутренней структурой: аморфной или упорядоченной – кристаллической; в последнем случае определяющим является строение, структура пространственной кристаллической решетки. Именно они обуславливают основные внешние черты минерала – симметрию и облик кристаллов, а также его свойства – цвет, твердость, спай-

ность и т.п. Горная же 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. Это положение легко проиллюстрировать несложным примером. Зададимся простым на первый взгляд вопросом: «Можно ли, а если можно, то как назвать породу, состоящую из кварца, калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов и небольшого количества слюд?» Как правило, первый и поспешный ответ на этот вопрос достаточно типичен – гранит. Но ведь такой же состав имеют и многие песчаники. Следовательно, для того чтобы различить эти породы, необходимо использовать еще один показатель – структуру, то есть характер слагающих породу фрагментов – кристаллов в первом случае и обломочных зерен во втором. Однако и введение этого показателя не всегда решает проблему. В рассматриваемом примере кристаллическую (точнее, кристалломорфную) структуру имеют как граниты, так и, при том же минеральном составе, гнейсы. Для разделения этих пород необходим еще один показатель – характер взаимного расположения слагающих породу минералов, ее текстура. В гранитах она массивная, в гнейсах – полосчатая, гнейсовидная, связанная с ориентированным расположением кристаллов. Еще один пример из чисто осадочных горных пород. При одном и том же опаловом минеральном составе порода может быть опокой (с аморфной структурой), а может быть диатомитом (с органической структурой).

Таким образом, для определения и описания горной породы требуется охарактеризовать три необходимых и достаточных свойства, или признака – ее минеральный состав, структуру и тексту-

ру. Последние два понятия – структура и текстура – в отечественной научной литературе нередко объединяется единым термином – строение породы. Аналогичные понятия имеются и в зарубежной литературе. В английском языке это «*fabric*», в немецком «*das Gefuege*».

Подобное четкое и логично обоснованное положение для разделения минерала и породы иногда встречается 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 стратиферой (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 связаны друг с другом и масштаб проявления крайне незначителен, их объединяет одно название. Вообще очень тонкослоистые образования, сложенные разными петрографическими типами 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.

Противоположный по масштабу пример. Первым основанием при классификации обломочных пород является размер обломков, который возрастает от алевритов к песчаным породам, затем гравелитам, конгломератам (брекчиям). Но каков *верхний* предел размерности обломков, чтобы сложенные ими образования можно было назвать породой, не определен. Так, в олистостромах – хаотических скоплениях переотложенных несортированных обломков, возникших в результате оползней, а иногда и тектонических смещений, размеры «обломков» – олистолитов, достигают метров, многих десятков, а иногда и сотен метров, а объема – до тысяч кубических метров. Ясно, что любой «образец породы» из таких образований будет характеризовать либо связующую массу, либо какую-то, и очень незначительную, часть «обломка», в свою очередь сложенного разными породами или разными структурно-текстурными разновидностями пород, но никак не все образование, которое и породой назвать вроде нельзя.

Отметим и повторим, однако, что это уже иное основание подразделения – не структурно-вещественное (минерал – горная порода), а формы нахождения минералов и пород.

Возвращаясь к осадочным породам, отметим, что их характер, состав, во многом структура и текстура определяются 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. Другими словами, это могут быть компоненты, отложенные на стадии седиментогенеза, но они могут образоваться и в результате постседиментационных процессов на стадии диа- или катагенеза. Разделение их по времени, по стадиям образования – это отдельная задача, решаемая стадийным анализом.

Таблица 2.3

Основные составные части (компоненты) осадочных горных пород

По месту образования компонентов	По механизму образования компонентов		Примеры пород
Аллолитогенные 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- алевроитовые и др. осадки
Аутигенные Автохтонные (образовавшиеся на месте нахождения)	Хемогенные (седиментационные, диа- и катагенетические)		Гипсы, каменная соль, метасоматические доломиты
	Органогенные		Диатомиты, органогенные известняки

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 на поверхность, то есть подводные, тоже разрушаются и образуют обломочные отложения из «собственного», океанического материала. Этот материал получил название 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, мы имеем здесь дело с биокостным веществом, то есть 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. В абсолютном большинстве случаев даже перенос твердых органических остатков после отмирания организмов осуществляется не только в пределах того же бассейна седиментации, но и происходит на очень небольшие расстояния, то есть практически они захороняются там же, где и образуются.

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).

Само же наличие тех или иных составных частей, их набор и количественные соотношения обусловлены составом участвующих в образовании осадочных пород веществ, условиями и механизмами их образования и преобразования.

Важно отметить, что это именно ведущие, породообразующие компоненты, так как роль других (чаще всего указывается на космический материал) ничтожна.

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, штурфов, 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 шлифовки). 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 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.

Достаточно сложными могут быть соотношения структур и текстур для породы в целом и отдельных слагающих ее элементов. Наглядным примером этого является, в частности, оолитовый известняк. Поскольку основной породообразующий компонент породы – оолиты – имеют свои размеры, форму, однородность и т.д., для подобной породы с полным основанием используется термин «оолитовая структура», или «известняк оолитовой структуры». Вместе с тем, сами оолиты состоят из особым образом расположенных кристаллов, то есть имеют свою внутреннюю кристаллическую *структуру*, а своеобразие расположения агрегатов этих кристаллов в пространстве и друг относительно друга определяет и свою внутреннюю *текстуру* конкретного оолита. На этом примере еще раз можно убедиться в иерархичности геологических образований, наличии разных уровней организации. Так, на уровне оолита его структурой будет кристаллическая, а текстура концентрическая и радиально-лучистая. На уровне же породы оолиты выступают уже как компонент породы и структура породы будет оолитовая.

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 необоснованны. 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.

Следует, наконец, отметить еще одно обстоятельство, являющееся, видимо, следствием первично близкого значения этих терминов. 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.

Поскольку изучение горной породы в поле, а также в лабораторных условиях и на лабораторных занятиях в учебном процессе начинается с описания образца породы, рассмотрим вначале более «крупноразмерные» характеристики породы, то есть ее текстуру, и лишь затем структуру, которая, как отмечалось выше, чаще изучается в шлифах.

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, структур-

ным, технологическим и т.д. Каждое из них имеет право на существование и использование для соответствующих целей. В отечественной литературе наиболее распространенными и длительное время используемыми 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 корях 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. Более того, те же карбонатные или опаловые породы по этой систематике, с одной стороны, являются единицей более мелкого, чем генетическая группа, подразделения (таксон более низкого порядка), а с другой – оказывается, что они, в свою очередь, объединяют таксоны более высокого уровня, то есть генетические группы, например хемоген-

ную и органогенную. Другими словами, известняк органогенный является частью генетической группы пород органогенного происхождения. Известняк же просто, без дополнительного определения структура и происхождение которого пока не установлены, а именно с этого начинается определение любой породы, оказывается надранговым объектом, так как объединяет по крайней мере три генетические группы пород – хемогенного, органогенного и обломочного происхождения.

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 раковинкокколитофорид, 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, генезис целого ряда пород точно не установлен до настоящего времени. Это многие фосфориты, бакальские сидериты Урала, кристаллические известняки, трепела 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. Строго говоря, само их выделение основано не на генетическом, а на структурном принципе – это породы, на 50 и более процентов состоящие из обломков. Дальнейшее более дробное их подразделение происходит также на структурной основе – по размеру обломков (песчаники, алевролиты и т.д.), их форме (окатанные – конгломераты, неокатанные – брекчии), степени сцементированности (песок–песчаник). Следующим основанием деления является петрографический и минеральный состав обломков (мономиктовые, олигомиктовые, полимиктовые). И лишь в самом конце, при специальных фацально-генетических исследованиях, выясняется их генезис – флювиальный, пляжевый, подводных каньонов и т.д. При этом само исследование далеко выходит за рамки чистой петрографии конкретной породы и обязательно включает целый ряд показателей надпородного уровня – морфологию осадочного тела и характер слоистости, латеральные взаимоотношения и замещения и т.д.

Другой пример. Глины как породы выделяются прежде всего на том основании, что они сложены определенным комплексом минералов (группа глинистых минералов – каолинит, гидрослюда, 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 таблице 2.4.

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 – кварцевых и кварц-силикатных пород. Формально однопорядковые с ней группы, то есть группы того же таксономического уровня – фосфаты, аллиты и др., составляют лишь доли процента, да и вообще все остальные группы в сумме составляют лишь третью часть от этого наиболее распространенного типа кварцевых и кварц-силикатных пород. Вместе с тем известно, что сам набор породообразующих минералов силикатов, и прежде всего алюмосиликатов, неизмеримо шире, чем, например, породообразующих карбонатов и тем более фосфатов. Подобная неравномерность есть следствие естественной, природной неравномерности содержаний разных элементов в земной коре. Напомним, что, по данным А.П. Виноградова, кларк кремния, например, в 15,5 раз больше, чем кларк магния (29,00 и 1,87% соответственно), алюминия почти в 87 раз больше фосфора (8,05 и 0,093%) и так далее.

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

Таблица 2.4

Принципиальная схема подразделения осадочных пород по их составу

Тип пород	Примеры пород
1. Кварцевые и кварц-силикатные	Вулканогенно-осадочные породы кварцевые Песчаники олигомиктовые полимиктовые каолининовые гидрослюдистые Глины монтмориллонитовые полиминеральные
2. Окисные и гидрокисные опаловые, халцедоновые лимонитовые (ферритолиты) аллитовые манганолиты	трепела, опоки, диатомиты, кремни бурые железняки бокситы пирролюзитовые и псиломелановыс руды
3. Карбонатные кальцитовые доломитовые сидеритовые магнезитовые	известняки доломиты сидериты магнезиты
4. Сульфатные гипсовые ангидритовые	гипсы ангидриты
5. Галондные галитовые галит-сильвининовые галит-карналлитовыс	каменная соль сильвинит карналлитовая порода
6. Фосфатные	фосфориты
7. Каустобиолиты	каменный уголь антракослиты нефть

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 – петрографи-

ческий) 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, с. 103).

Отмечая положительные и отрицательные стороны различных классификаций, следует все же признать несомненные преимущества объективных показателей для классификаций. Пример с обломочными породами лишь подтверждает это положение, хотя в данном случае примат минералогического принципа подразделения несколько нарушается. Действительно, кварцевые и кварц-силикатные осадочные породы – это практически исключительно обломочные, но ведущей для их выделения и более дробного подразделения и описания является все же структура.

Как правило, признаком отнесения породы к той или иной группе является содержание основного компонента в 50 и более процентах, то есть, если в породе содержится не менее 50% обломков, это порода обломочная, 50 и более процентов 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 поряд-

ке 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-доломитовый, 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

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.

Осознание стадийности осадочного породообразования и выделение отдельных стадий началось в конце XIX века и связано в значительной степени с именем крупного немецкого ученого-геолога Иоганна (Иоганнеса) Вальтера, который выделил стадию образования осадочного материала, включающую несколько процессов (выветривание, абляция, коррозия), стадии переноса, отложения, диагенеза и метаморфизма.

Пять стадий практически в современном понимании выделил и охарактеризовал Л.В. Пустовалов в своем известном учебнике (1940), и именно они, с теми или иными непринципиальными модификациями и дополнениями, являются сейчас общепризнанными (рис. 3.1).

Осадочный процесс начинается с образования различными путями и способами осадочного материала, что иногда не совсем точно называется стадией мобилизации осадочного вещества.

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.).

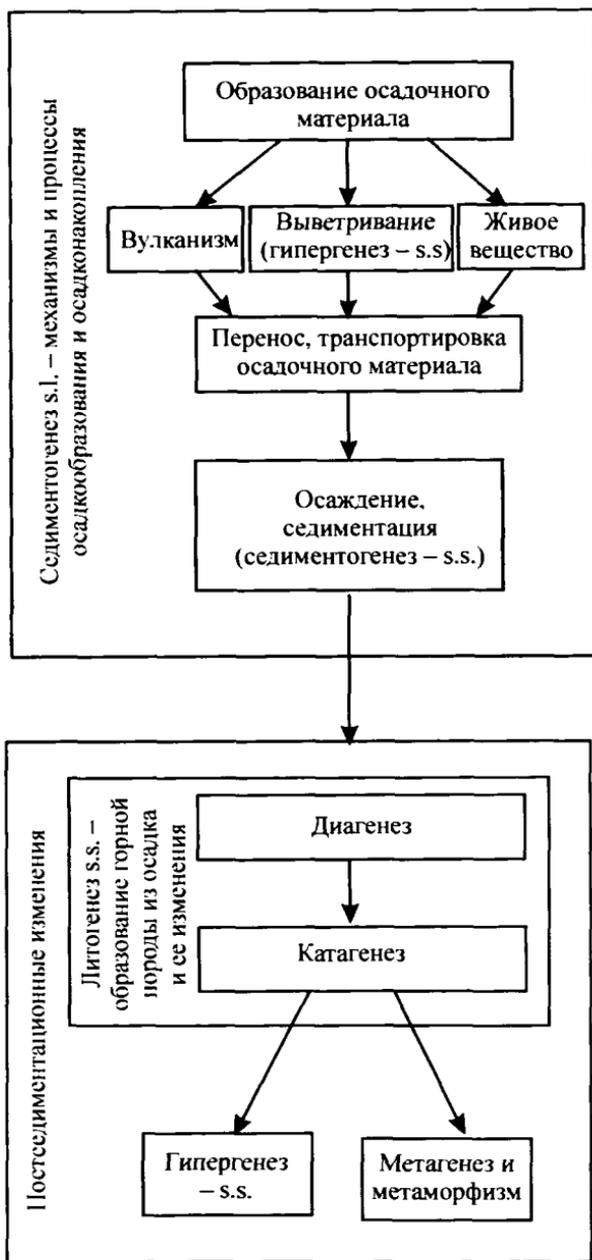


Рис. 3.1. Стадии образования и преобразования осадочных пород

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. Ранее ее называли стадией эпигенеза, но по ряду причин от этого термина отказались (Вассоевич, 1957; Перельман, 1959; Страхов, 1960).

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, как указывалось выше, в настоящее время имеется тенденция всю историю осадочных пород объединить в две больших 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).

Весьма подробно и обстоятельно проблемы стадийности осадочного процесса, терминология и группирование отдельных стадий в те или иные этапы с соответствующим обоснованием рассмотрены недавно В.Н. Холодовым (2004) и О.В. Япаскуртом (2005).

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.

Нужно 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 осадочного материала) связано с именами В.В. Докучаева и его учеников и последователей – К.Д. Глинки, П.А. Землячченского, 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 сформулирована и в общих чертах описана практически в современном виде указанная выше стадийность. Пятидесятые годы – годы глубокого изучения диагенеза (академик Н.М. Страхов и его группа). Мощный толчок изучению первых стадий осадочного процесса – переносу и осаждению материала, дали развернувшиеся во второй половине XX века исследования Мирового океана. Если раньше литология исследовала преимущественно образования континентального сектора, то теперь она расширила объекты изучения и охватила акваторию Мирового океана, что дало много принципиально новых данных и обусловило появление новых оригинальных идей и представлений. С конца 50-х годов (издание сборника «О вторичных изменениях осадочных пород», 1960) внимание литологов было привлечено к вторичным изменениям осадочных пород и развитию стадийного анализа. Последний раздел интенсивно и плодотворно изучается и в настоящее время (В.Н. Холодов, О.В. Япаскурт и др.). Аналогичная ситуация и за рубежом. 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 4

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, эти 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 значитель-

ные, в породах другого состава и происхождения. Так, в результате грандиозного извержения вулкана Кракатау в Зондском проливе 27 августа 1883 года 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. Она же вызвала загрязнение атмосферы, экранирование солнечного излучения и понижение среднегодовой температуры на несколько градусов в течение ряда лет. Еще более грандиозное и многократное извержение вулкана Тамбора на острове Суматра в 1815–1816 годах вызвало перемещение, по самой умеренной оценке, 150 км^3 горных пород (Раст, 1982).

Значительно большее значение имеют, хотя и менее заметны и менее эффектно, 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 курильщиков» – лишь 5% выносимого вещества осаждается на месте с образованием конусов, остальное разносится в водной толще.

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 содержания 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 атмосфере и гидросфере 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 жизне-

деятельности организмов и разложения их остатков. Кроме того, организмы поставляют огромные массы осадочного материала в виде твердых продуктов – своих скелетов, что будет рассмотрено ниже.

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 оправданно 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, с. 635). 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» (там же, с. 636). 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 процессу внутреннему, глубинному, и прежде всего магматическому и метаморфическому (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 минеральный и химический 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.

Частный, но очень яркий пример. На тротуаре около Александровского сада у Московского Кремля, а какова там каменная подушка под асфальтом и каков слой самого асфальта, можно представить, прорвав эту мощную техногенную преграду, вырос гриб. Казалось бы, что за предмет – пни и сломается, однако смог пробить эту преграду.

Существенное влияние на разрушение пород оказывают и 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. Чтобы убедиться в этом, достаточно посмотреть на колонны и облицовку зданий Санкт-Петербурга.

Таким образом, в результате физического выветривания образуется диспергированный размельченный материал с большой

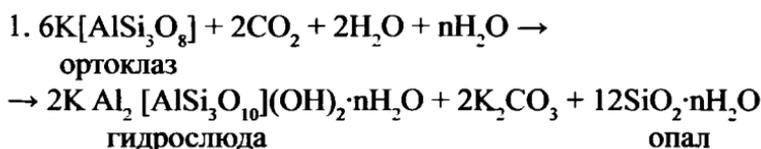
удельной поверхностью, нередко с оголенными ионами, то есть с тем или иным зарядом. Для дробления, измельчения необходимо затратить определенную энергию, то есть образовавшийся тонкозернистый материал определенным образом аккумулирует поверхностную энергию.

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 показательным и крайне важно разложение в поверхностных условиях алюмосиликатов – основных минералов магматических пород. Процессы эти идут стадийно и в виде очень упрощенной схемы описываются следующими реакциями.



нералы – кварц, калиевые полевые шпаты, частично кислые плагиоклазы, из аксессуарных минералов – циркон, турмалин, рутил. Менее устойчивы средние плагиоклазы, пироксены, амфиболы, а среди аксессуариев – апатит, ставролит, дистен, силлиманит. Наконец, к очень неустойчивым относятся основные плагиоклазы, оливин, биотит. Аналогично минералам, эмпирически установлены ряды элементов, различающихся по степени их подвижности:

1. Энергично выносимые Cl, (Br, J), S
2. Легко выносимые Ca, Na, Mg, K, F, SiO₂ силикатов
3. Подвижные P, Mn, Co, Ni, Cu
4. Инертные, слабо подвижные Fe, Al, Ti
5. Практически неподвижные SiO₂ окислов (кварц).

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 рисунке 4.1, а разрез конкретной коры – на рисунке 4.2.

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 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 сезон-

Зона по преобладающему минералу	Преобладающие процессы		Физическое состояние и минералогия
	Первичные	Вторичные	
Гиббситовая (латеритная Железняков)	Гидролиза (реакции с H_2O) Окисления		Светлые или бурые бокситы. Прочная железистая (лимонитовая) шляпа
Каолининовая	Интенсивное выщелачивание и вынос катионов K, Na, Ca. Начало гидролиза и окисления		Светлая, обычно рыхлая бесструктурная массивная глинистая порода. Преобладает каолинит, реликты гидрослюд и устойчивых минералов – кварца, акцессориев
Гидрослюдистая	Интенсивная гидратация (присоединение воды). Начало выщелачивания		Бесструктурная массивная глинистая масса, местами сохраняющая реликтовую структуру подстилающих пород. Гидрослюды (гидромусковит, гидробиотит). Вверху появление каолинита. Реликты устойчивых минералов – кварца, акцессориев
Дезинтеграция	Процессы механического раздробления исходных пород. Начало гидратации. Начало обесцвечивания биотита за счет выноса хромофоров		Обломочные продукты механического раздробления исходных подстилающих пород. Кварц, микроклин, кислые плагиоклазы, мусковит, биотит. Возможны вторичные кальцитизация, лимонитизация и окремнение

Опал, карбонаты, соединения железа

Опал, карбонаты, соединения железа

Опал

Вторичные карбонатизация, лимонитизация, окремнение, обычно максимальные внизу

Рис. 4.1. Схема зональности коры выветривания гранитоидов в условиях гумидного климата

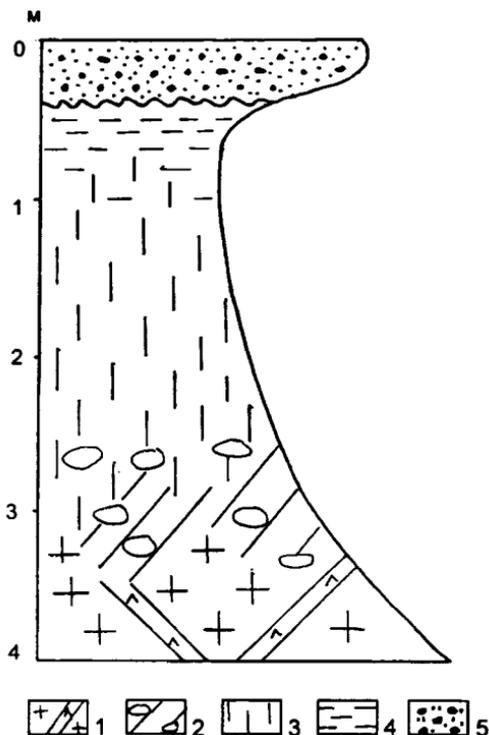


Рис. 4.2. Схема строения коры выветривания гранитоидов Зирабулак-Зиатдинских гор (Западный Узбекистан)

1 – неизменные породы – плотные темно-серые и розовые граниты; 2 – дресвянистая зона – однородная, местами комковатая светло-серая за счет пелитизации неплотная порода с вторичной цементацией кальцитом и гидроксидами железа; 3 – гидрослюдистая зона – светло-серая рыхлая глинистая порода, местами сохраняющая строение исходных подстилающих пород; 4 – каолиновая зона белая рыхлая глинистая порода; 5 – гравелиты и крупнозернистые песчаники с кальцитовым и железистым цементом

ные, резки, преобладает механическое раздробление – растрескивание, а также ветровая эрозия – золовое 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 обуславливает 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. 4.3). На поверхности остаются плотные темные корки оксидов железа и марганца – пустынный загар.

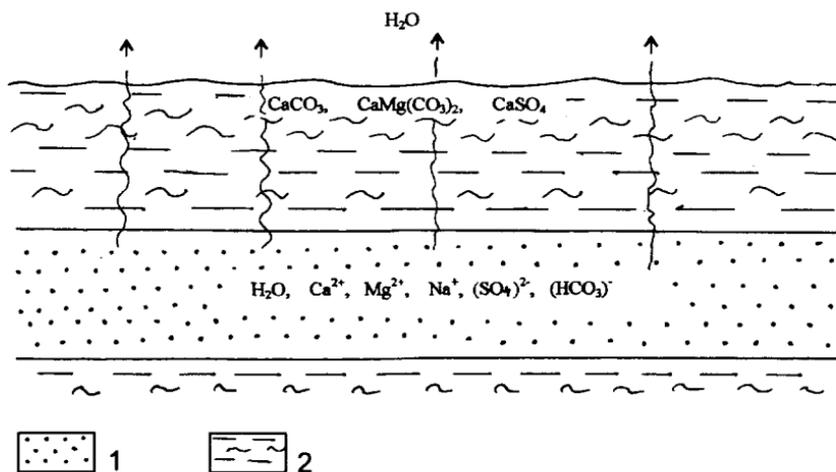


Рис. 4.3. Схема эвапорационного процесса в поверхностных участках аридной зоны

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.

В условиях гумидного – жаркого и влажного, климата с обильной органической жизнью процессы выветривания реализуются наиболее полно и мощности кор выветривания достигают максимальных значений. Рисунок 4.1 как раз и отражает ситуацию наи-

более глубокого полного выветривания в гумидной климатической зоне, где в условиях обилия органических кислот выветривание идет по кислому типу с образованием каолинита и оксидов алюминия.

Зависимость мощности и полноты кор выветривания от климата наглядно отображена Н.М. Страховым, схема которого приведена на рисунке 4.4.

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 практически 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 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. 4.5).

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

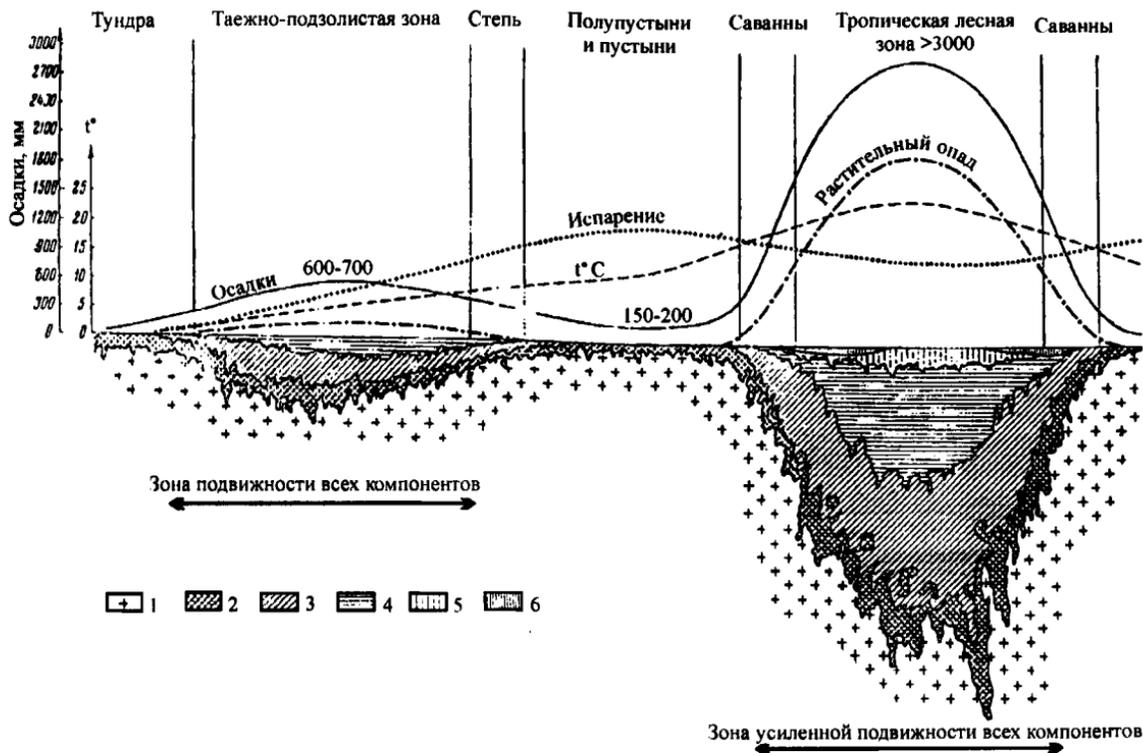


Рис. 4.4. Схема образования коры выветривания на тектонически неактивных площадях (Страхов, 1963)

1 – свежая порода; 2 – зона дресвы, малоизмененной; 3 – гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 – каолинитовая зона; 5 – охры, Al_2O_3 ; 6 – панцирь, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$



Рис. 4.5. 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

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.

Иногда видимых результатов физического выветривания, то есть появления дресвы, не устанавливается, глинистые продукты залегают как бы на монолитной исходной породе. Однако коренные породы уже существенно изменены, разрушены. В этом случае, например, при ударе молотком по внешне массивному выходу на поверхность гранита, раздается не звонкий, как обычно, а глухой звук, указывающий на его высокую пустотность.

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» выветривания 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, нет соответственно и особого биологического выветривания. Однако подчеркнем еще раз, что на всех этапах и при всех видах экзогенных процессов организмы оказывают на них огромное влияние как один из мощнейших *агентов* выветривания.

Специфическим видом является выветривание подводное, которое получило название гальмиролиза. Это изменение материалов, принесенных с суши и образовавшихся в море, таких, например, как продукты подводного вулканизма. 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. Одним из наиболее известных продуктов гальмиролиза является переработка в морских условиях вулканических пеплов с образованием монтмориллонита. Спецификой «кор выветривания», формирующихся на дне морей, является отсутствие типичной для наземных кор вертикальной зональности. Дело в том, что преобразованные, «выветрелые» осадки покрываются новыми порциями осадка и процесс как бы повторяется заново без дополнительного изменения нижележащих продуктов.

Завершая рассмотрение 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, с. 168). Позднее это предвидение получило количественное подтверждение. Академик Н.В. Белов и профессор В.И. Лебедев (1946, 1954; Белов, Лебедев, 1957) 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 выветривания. 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.

Глава 5

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 и, соответственно, перемещение массы обло-

мочного материала длится минуты, десятки минут. В противоположность этому, некоторые элементы, образующие легкорастворимые 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.

5.1. Перенос обломочного материала

Начало переноса обломочного материала осуществляется под действием силы тяжести, дождевыми и тальми 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 одновременно в такой перенос материала могут быть достаточно велики. Так, во время вызванного обильными дождями в марте 1938 года в районе Лос-Анджелеса обвале было перемещено 11,5 млн. м³ 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 выносится в моря и океаны. Масштабы этого переноса уже огромны. По подсчетам А.П. Лиси-

цына (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 эта – 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 частиц 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 – гравий 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. Малоустойчивые 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 таблице 5.1, 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. Для понимания этого интересно сопоставить данные по последним двум парам рек.

Таблица 5.1

Механическая денудация по отдельным речным системам

Река	Площадь бассейна, 103 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*

Цифры по первым четырем парам рек – по данным Н.М. Страхова (1960); цифры по последним двум парам рек – по данным работ (Географический..., 2003; Лисицын, 1988; Страхов, 1960).

* – по данным Н.М. Страхова (1960)

Достаточно ясно, что цифры, характеризующие основные показатели по разным источникам, разнятся и часто весьма существенно. Поэтому для двух последних пар рек, находящихся в зоне гумидного климата, добавлены данные из других источников. При всем разбросе значений общая ситуация остается все же более или менее однотипной.

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, распаивания огромных площадей; значительная часть площади урбанизирована, чего нельзя сказать о бассейнах Ориноко и Конго, где плотность населения и соответственно 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 прямолинейно климатическим фактором не совсем корректно: действие последнего опосредовано – через деятельность человека. Естественно, 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» (1934, с. 319).

Принесенный реками в водный бассейн – озера и моря – материал перераспределяется по акватории уже в результате волнений и течений.

Глубина воздействия волн, взмучивания и, соответственно, 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

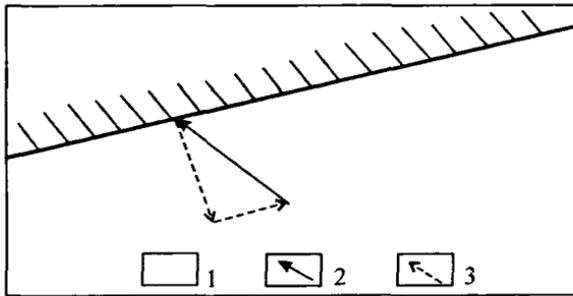


Рис. 5.1. Схема разложения сил и появления течений при волновом воздействии на береговую полосу

1 – суша; 2 – направление подхода волн к береговой линии; 3 – направление вторичных вдольбереговых и нормальных к берегу течений

правилу параллелограмма и возникают два придонных противотечения – направленное от берега и ориентированное нормально к нему и вдоль берега (рис. 5.1). 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 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. Зарождаясь в теплых бассейнах Американского Средиземноморья – Мексиканском заливе, Карибском и Саргассовом морях, оно пересекает Северную Атлантику и доходит до Шпицбергена, Скандинавии и Новой Земли, то есть имеет протяженность более 10 тыс. км. Расход воды на выходе в океан равен 25 млн. м³/с. После соединения в океане с Антильским течением расход воды возрастает до 82 млн. м³/с. В итоге в океане со скоростью 6–10 км/ч перемещается масса воды шириной 110–120 км и толщиной 700–800 м. При всей грандиозности непосредственная геологическая деятельность этого течения в качестве *переносчика* обломочного материала в общем незначительна. Безусловно, это мощный фактор переноса тепловой энергии, влияния на обстановки и целый ряд процессов, но не на перенос именно обломочного материала, который в данном случае может транспортироваться только во взвеси, чего в этом течении нет. 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 году. 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. м³.

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 глубине 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 придти 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 – 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 уже 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 км³, 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 рисунке 5.2.

Подобные же явления отмечены и в глубоких озерах с крутыми склонами, в частности в Альпах.

Перенос обломочного материала в атмосфере

Значительная часть обломочного материала переносится ветром. Золотой 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 перекачиванием 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. Многочисленные примеры подобных исключительных катастрофических явлений приведены в книге Д.В. Наливкина (1969).



Рис. 5.2. Схема разноса обломочного материала в приконтинентальной зоне Мирового океана с указанием уровней лавинной седиментации (Лисицын, 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

Вместе с тем, основной объем переносимого ветром материала имеет размерность алеврита и мелкого песка. При этом расстояния золотого 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-Индских 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, золотой 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, перекачиванием по поверхности, образуя барханы в пустынях и дюны на побережьях морей и океанов.

И при переносе в атмосфере, и особенно при перекачивании 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, «окапываются», 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 тыс. 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, соответственно, обломочного материала, и располагаются в Северной Атлантике, куда поступают айсберги из Гренландии.

5.2. 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 получают 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, растворимые как коллоиды. Так, например, могут формироваться коллоидные формы гидроксидов железа: $\text{Fe}^{2+}\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}^{3+}(\text{OH})_3$.

Благодаря малым размерам частиц, удельная поверхность коллоидов огромна. Напомним, что поверхность кубика с ребром 1 см равна 6 см^2 . Если его разделить на отдельные кубики с ребром, равным 10^{-2} см, то суммарная поверхность всех образовавшихся

кубиков составит 600 см^2 , с ребром размером $10^{-4} - 600000 \text{ см}^2$, $10^{-6} \text{ см} - 60000000 \text{ см}^2$. Удельная поверхность оксигидрата железа составляет $157 \text{ м}^2/\text{г}$ 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 $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Cr}(\text{OH})_3$, 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 (и главным образом изучаются) 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 $19,1-23,0 \text{ т}/\text{км}^2$.

Ионный состав речного стока существенно зависит от климатической зоны речного бассейна и субстрата, по которому протекает река. Высокие и даже аномально высокие содержания кремнезема и железа в реке Демерария (табл. 5.2) обусловлены тем, что она дренирует латеритные породы. 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. 5.3). Средний ионный состав речных вод приведен в таблице 5.2.

Таблица 5.2

Средний химический состав вод рек, % (Келлер, 1963; Щербина, 1972)

Ионный состав	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
Среднее всех рек мира	35,15	12,14	5,68	0,90	20,39	3,41	5,79	2,12	11,67	?
Шенондоа	47,22	4,43	2,14	1,86	22,85	5,86	3,86	1,00	10,71	0,07
Демерариа	12,84	1,15	10,32	0,97	0,38	2,65	10,93	1,69	55,92	3,15

Река Шенондоа (США) течет по известнякам, река Демерариа (Британская Гвиана) дренирует латеритные породы.

Таблица 5.3

Сравнительный анализ состава вод р. Москвы и Невы, мг/л

Ионный состав	Ca	Mg	Na+K	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	Σ 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. 5.4).

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 либо химического выветривания на суше, либо в результате вулканических эксгаляций. При этом состав веществ, точнее – количественные соотношения разных компонентов, растворенных в морской воде, отличается от такового в речных водах (табл. 5.5). Это обстоятельство связано с разной геохимической историей элементов, разными механизмами их осаждения, что позволяет оценить среднюю продолжительность миграции отдельных элементов (см. ниже).

В природе существует весьма своеобразная форма переноса растворенных веществ, которая реализуется в прибрежных районах и на островах. Ветер захватывает брызги морской воды во вре-

Таблица 5.4

Ионный состав морской воды и основные параметры вод Мирового океана

Концентрация	Ионы									
	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 $1370 \cdot 10^6$ км³; средняя соленость – $3,5$ г/100 г = $3,5\%$ = 35% ; в растворе содержится $4,8 \cdot 10^{16}$ т вещества (БСЭ, 3-е изд., М., 1974, т. 16, с. 584).

Таблица 5.5

Содержание химических элементов в водах рек и океанов, % (Виноградов, 1967)

Содержание в океанах больше, чем в реках				Содержание в реках больше, чем в океанах			
Элементы	Океаны	Реки	Коэффициент концентрации	Элементы	Океаны	Реки	Коэффициент концентрации
Na	1,035	$4,5 \cdot 10^{-4}$	2301	Si	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	2
Mg	0,129	$3,3 \cdot 10^{-4}$	393	Ti	$1 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	5
S	0,089	$4 \cdot 10^{-4}$	223	Cr	$2 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-7}$	50
Cl	1,935	$6,4 \cdot 10^{-4}$	2969	Mn	$2 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	5
K	0,039	$1,5 \cdot 10^{-4}$	260	Fe	$1 \cdot 10^{-6}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	67
Ca	0,0408	$1,3 \cdot 10^{-4}$	31	Co	$5 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$	2
Sr	$8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	80				
B	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	230				

мя 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.

5.3. 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

Таблица 5.6

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	3,865.1021
O_2	20,946	23,15	1,184.1021
Второстепенные компоненты			
Ar	0,934	1,28	65,5.1018
CO_2	0,033	0,046	2,33.1018
сумма	99,997	99,986	

Остальные компоненты находятся в концентрациях не более 10^{-5} г; суммарная масса атмосферы ($\sim 5 \cdot 10^{21}$ г) всего в 10 раз меньше массы вещества, растворенного ныне в Мировом океане ($\sim 5 \cdot 10^{22}$ г).

организмов и продуктов изменения органического вещества (O_2 , CO_2 , N_2). Газы, и главным образом азот, кислород, аргон и углекислый газ (табл. 5.6), составляют атмосферу Земли, и их масса – $5 \cdot 10^{21}$ г всего в десять раз меньше массы вещества, растворенного в Мировом океане, то есть находящегося в форме переноса растворенных веществ (см. табл. 5.4). 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.

5.4. 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, с. 92).

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 – С, О, Н, Р, К, 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 содержания V_2O_5 составляют 18,5%. В голотуриях, медузах, некоторых рыбах содержания 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 6

ОСАЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА (СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В УЗКОМ СМЫСЛЕ – 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.д.

6.1. 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 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, и 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).

Теоретически скорость падения частиц в спокойной воде описывается формулой Стокса:

$$V = \frac{2}{9} \cdot gr^2 \cdot \frac{\gamma_1 - \gamma_2}{\mu},$$

где: V – скорость падения частиц в жидкости, в см/с; g – ускорение силы тяжести, равное 981 см/с²; r – радиус шарообразной частицы, см; γ_1 – плотность падающей частицы, г/см³; γ_2 – плотность жидкости, в которой идет разделение, г/см³; μ – вязкость жидкости в пуазах (1 П=0,1 Па·с в системе СИ).

Формула Стокса применима к частицам от десятых долей до 0,005 мм, имеющим шаровидную форму, и для большого объема жидкости, где нет соударения частиц. Поскольку в реальной породе зерна не шаровидные, присутствуют различные минералы, имеющие неодинаковую плотность и разную морфологию частиц, и к тому же в зависимости от температуры меняется вязкость жидкости, строгое соответствие скорости осаждения частиц в реальных условиях с расчетной отсутствует.

Таблица 6.1

Скорость осаждения частиц разного размера в воде по экспериментальным данным

Диаметр частиц, мм	Хазан, $t=15^{\circ}\text{C}$ Скорость осаждения, мм/с	Ломтадзе, $t=15^{\circ}\text{C}$ Скорость осаждения, мм/с	Кэн, $t=15^{\circ}\text{C}$; $\gamma=2,7 \text{ г/см}^3$	
			Скорость осаждения, мм/с	Время осаждения при пути 10 см
0,05	2,9	2,041	2,0	50,0 с
0,01	0,154	0,083	0,081	20 мин 30 с

Некоторые результаты расчетных и экспериментальных данных по материалам разных авторов приведены в таблице 6.1.

При описанных выше 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 вертикально, образуется градиционная слоистость. Наконец, когда зернистый материал самого потока кончается, начинается осаждение тончайшего пелитового материала, изначально находящегося во взвеси, а также мелких остатков планктоногенных 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. Лоу (Lowe) детализировал разрез Боума и выделил два главных типа турбидитных течений: слабоплотностные и высокоплотностные, и дал типовые разрезы результатов каждого из них (рис. 6.1). Более подробно характер течений и образующихся осадков описан в работах А.П. Лисицына (1988) и А.А. Чистякова и Ф.А. Щербакова (1984).

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

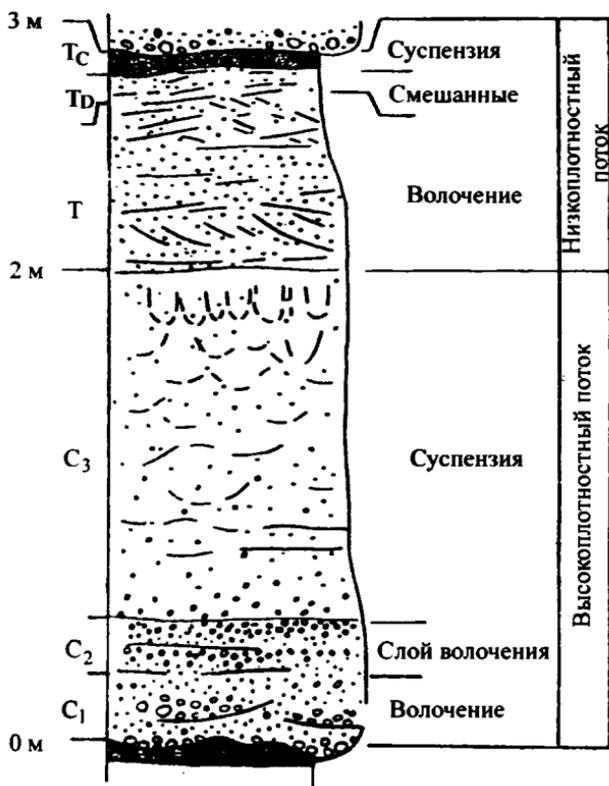


Рис. 6.1. Схематический разрез отложений турбидитных потоков высокой (внизу) и низкой (вверху) плотности (Lowe, 1982)

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 естественно 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, благо-

даря своим 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. Как отмечалось выше, 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 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 слои осадка. Позднее тонкозернистые осадки облекают это твердое тело и в итоге этот «инородный» обломок как бы облекается тонкой слоистостью коренного осадка (рис. 6.2). 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 тонкозерни-

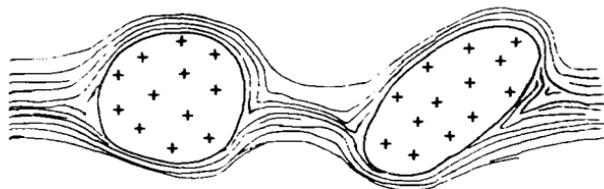


Рис. 6.2. Схема взаимоотношения принесенных айсбергом крупных обломков с тонкозернистыми тонкослойными глубоководными осадками

стой основной массе породы располагается наклонно к наслению (а иногда даже и вертикально) крупный обломок, окруженный со всех сторон тонкой слоистостью вмещающей массы.

6.2. 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, соответственно, 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.

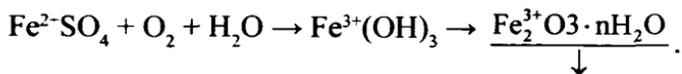
Осаждение за счет достижения предела растворимости, по-видимому, является наиболее распространенным и реализуется разными путями, среди которых можно указать: 1 – достижение предела растворимости за счет повышения концентрации, 2 – появление менее растворимых соединений в результате тех или иных химических 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.

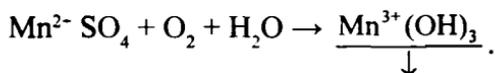
В наиболее отчетливой и массовой форме это осуществляется в изолированных и полуизолированных водоемах аридной климатической зоны. Здесь удаление воды за счет испарения превышает поступление пресных и/или морских вод, благодаря чему концентрация растворенных веществ непрерывно повышается. При этом последовательно 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 – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и ангидрит – CaSO_4), затем хлориды натрия (галит – NaCl), хлориды и сульфаты калия и магния (сильвин – KCl , карналлит – $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, полигалит – $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), и наконец – хлориды магния (бишофит – $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).

Более подробно механизмы и обстановки соленакопления, влияние других факторов, а не только концентрации, рассмотрены при описании соляных пород в соответствующем разделе учебника (Кузнецов, 2007, с. 410–443).

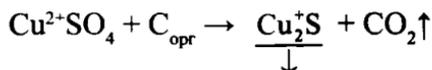
2. Определенные реакции, а особенно процессы окисления и восстановления, в ряде случаев ведут к появлению менее растворимых соединений и выпадению их в осадок в виде твердой фазы. Подобные механизмы важны только для соединений, в состав которых входят элементы с переменной валентностью. Наиболее распространенным 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:



Аналогично поведение марганца



Имеются и противоположные случаи уменьшения растворимости, образования нерастворимых соединений и выпадения их в осадок при восстановлении:



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 7, и нерастворим при более высоких значениях pH, то есть в слабощелочных или щелочных условиях (табл. 6.2). Различные pH осаждения минералов: сидерит образуется при pH 6,6–7,2; кальцит – 7,5–8; магнезит – не менее 9,5.

Таблица 6.2

pH поверхностных вод и pH осаждения гидроксидов металлов (Беус и др., 1976)

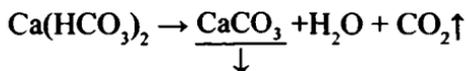
pH	Природные системы	Гидрооксид	pH осаждения
11,0–9,0	Щелочные почвы	Mg(OH) ₂	9,4–10,9
8,5–8,0	Вода морей и океанов	Mn(OH) ₂	7,9–9,4
8,0–7,5	Пресные воды рек и озер в районах развития карбонатных пород	Fe(OH) ₂	7,4–8,8
7,0	Морская вода с сероводородным заражением (Черное море)	Pb(OH) ₂	7,2–8,7
7,0–6,5	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

В природе кислотно-щелочные свойства среды меняются весьма значительно и на рисунке 6.3 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.



Рис. 6.3. Величины pH различных природных вод (Алекин, 1970)

4. Режим углекислого газа, то есть изменение его содержания в воде имеет определяющее значение при осаждении карбонатных минералов и образовании карбонатных пород. Строго говоря, углекислый газ, растворяясь в воде, образует угольную кислоту, что определяет слабокислую реакцию, то есть влияет на изменение pH среды. Образование карбонатного осадка или, напротив, его растворение описывается реакцией карбонатного равновесия:



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°C, а давление резко возрастает, в воде растворено значительное количество 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.

Подробнее о механизмах и обстановках карбонатонакопления, в том числе магниезальных карбонатов, см. в соответствующем разделе учебника (Кузнецов, 2007, с. 357–364).

Деятельность организмов является одним из важнейших факторов осаждения вещества, образования осадков и осадочных пород. Только что приведенный пример биохемогенного осаждения карбонатного 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 ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), из которого строят свой скелет диатомей, радиолярии, отдельные группы губок. Кстати, некоторые древнейшие радиолярии строили свой скелет из целестина. Напомним, что карбонатные и кремнистые породы в сумме составляют не менее четверти всех осадочных пород Земли.

Аналогичным путем осаждаются фосфаты – в виде фосфатов кальция костей. Немаловажное значение имеет и осаждение самого органического вещества отмирающих организмов (мортмассы). Таким путем в осадок переходят элементы, входящие в его состав – углерод, кислород, водород, а также в меньших количествах фосфор, азот, железо и другие. Выше указывалось, что организмы усваивают и, соответственно, переводят в осадок такие малые элементы, как медь и ванадий.

Одним из способов осаждения за счет жизнедеятельности организмов является биофильтрация, механизм, который частично рассматривался выше. В качестве, количественного показателя значимости подобного процесса приведем данные по Черному морю. Биофильтрация мидиями ведет к осаждению вещества в количестве 25–283 г/м²/сут. (среднее 80,55 г/м²/сут.), в то время как фоновое – не биогенное – осаждение составляет 0,5–15,0 г/м²/сут. (среднее 4,10 г/м²/сут.) (Хрусталеv 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. Извлекая углекислый газ, оно определяет осаждение карбонатных соединений и образование карбонатных осадков, а через это – 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 – глинистые минералы, гидроксиды железа и марганца, коллоидный кремнезем, фосфаты, в том числе в виде костных остатков организмов 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 пресных речных вод с солеными морскими. Эти области седиментации даже получили особое название – маргинальные фильтры (Лисицын, 1994, 2008). В современных морях и океанах эти области занимают менее 10% площади, причем ширина их в глобальных масштабах крайне невелика – от сотен метров для малых рек до сотен километров для крупных, однако здесь осаждается более 90% поступающего с суши осадочного материала.

Современные реки вносят в Мировой океан 35550 км^3 воды со средней величиной взвеси 460 мг/л , что обеспечивает суммарное поступление $18,53 \text{ млрд. т}$ взвешенных веществ. Среднее содержание взвеси в морской воде составляет $0,1\text{--}0,2 \text{ мг/л}$, то есть на границе река–море оседает $17,05 \text{ млрд. т}$ твердого вещества (92–93%). В составе взвеси содержится $392 \text{ млн. т } C_{\text{орг}}$ (в значительной степени в виде растительного детрита), из которых 360 млн. т осаждается здесь же.

Основная часть взвешенного материала – это тонкодисперсные глины ($16,8 \text{ млрд. т}$), причем в маргинальных фильтрах осаждаются

ся около 15,2–15,5 млрд. т, а вместе с ними как важными сорбентами соосаждаются 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.

В качестве более частного примера можно привести некоторые результаты осаждения материала в устье реки Дон. Уже на расстоянии 6 км от устья скорость течения снижается со 110 до 5 см/с. Это ведет к уменьшению содержания взвеси со 161 до 21 мг/л. При этом содержание фракции размером более 100 мкм снижается с 7,8% до нуля с одновременным увеличением тонких фракций (менее 5 мкм) с 20,8 до 67,9%. Это механическое разделение сопровождается и разделением минеральным: каолинит и гидрослюды практически осаждаются при солености 4‰, в то время как монтмориллонит транспортируется дальше. Одновременно коагулируют коллоиды, происходит биохемогенное выпадение кальцита за счет сдвига карбонатного равновесия, определяемого фотосинтезом морских автотрофов, что ведет к образованию мергельных осадков. Наконец, за счет биофильтрации извлекается и осаждается вся муть (Гордеев, 1984).

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. Нако-

нец, биофильтрация извлекает из речной воды и в итоге осаждает тончайший глинистый материал и вода в море уже чистая.

Знание концентраций элементов в речных водах, а также объемов ежегодного речного стока (поступление материала), в морской воде и объеме Мирового океана (буфер, резервуар), в морских осадках (удаление вещества) позволяет рассчитать статистически среднее время нахождения этого элемента в растворе, то есть в состоянии миграции. Так, железа в морской воде в 67 раз меньше, чем в речной ($1 \cdot 10^{-6}\%$ против $6,7 \cdot 10^{-5}\%$). Поэтому время его пребывания в растворе в море составляет 580 лет. Для хрома это время составляет 780, а титана и марганца – 7800 лет. Противоположная ситуация у ионов калия, натрия и хлора, среднее время нахождения которых в растворе составляет соответственно $1,0 \cdot 10^7$, $2,0 \cdot 10^8$ и $2,4 \cdot 10^8$ лет (Виноградов, 1967).

6.3. 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 соответственно 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, рН, 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 обуславливает и определенную закономерность осаждения и распределения в пространстве отложений разного состава и типа.

Впервые эту закономерность выявил один из выдающихся отечественных литологов фактический основатель кафедры петрографии осадочных пород Московского нефтяного института (ныне кафедра литологии РГУ нефти и газа) член-корреспондент АН СССР Л.В. Пустовалов в виде учения об осадочной дифференциации вещества. В 1940 году на эту тему им была опубликована небольшая статья, и в том же году это положение подробно рассмотрено в известном учебнике (Пустовалов, 1940). Обосновывая это явление – осадочную дифференциацию вещества, Л.В. Пустовалов упоминает и использует работы своих предшественников – В.П. Батурина, В.М. Гольдшмидта, А.Е. Ферсмана, однако авторство в создании целостной концепции осадочной дифференциации, аргументации на конкретных геологических объектах, приложении к практике, то есть, по сути дела, оформление «путевки в жизнь» – несомненно, принадлежит Л.В. Пустовалову.

Первое серьезное обсуждение научных разработок Л.В. Пустовалова, в том числе и об осадочной дифференциации, прошло уже после Великой Отечественной войны на Первом Всесоюзном литологическом совещании (Совещание..., 1952). Положение о механической дифференциации как более простое, в общем, не вызвало принципиальных возражений. Смысл замечаний по механи-

ческой дифференциации сводился к тому, что наряду с разделением, дифференциацией существует и интеграция. Факт смешения, «интеграции» действительно имеет место, например, при наличии двух источников сноса обломочного материала, что выражается, в частности, в бимодальности кривых гранулометрического спектра. Однако значение интеграции, смешения столь незначительно по сравнению с дифференциацией, что эти представления практически автоматически отошли на второй план или, точнее, стали частным малозначительным осложнением. Нелишне заметить, что наличие «смешанных продуктов дифференциации» отмечал и сам Л.В. Пустовалов (1940, с. 256).

Что касается химической дифференциации, то она вызвала значительно более резкую реакцию, хотя через некоторое время факт разделения химических соединений, правда, более детально и с иной терминологией и с иным объяснением, был вновь проиллюстрирован в работах Н.М. Страхова в форме «фазовой дифференциации вещества» (1960).

О механической осадочной дифференциации (рис. 6.4) Л.В. Пустовалов писал: «...транспортирующийся материал обычно выпадает из путей миграции не сразу, а в известной закономерной последовательности» (1940, с. 257). Позднее это положение было отражено на классификационном треугольнике песчано-алевритоглинистых пород (рис. 6.5). 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 становится 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

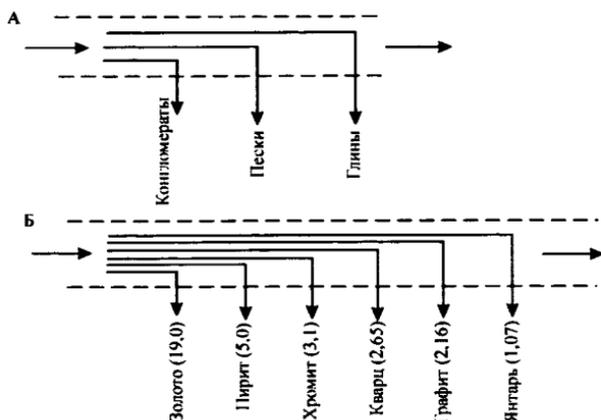


Рис. 6.4. Схемы механической осадочной дифференциации Л.В. Пустовалова
А – по размеру обломков, Б – по плотности

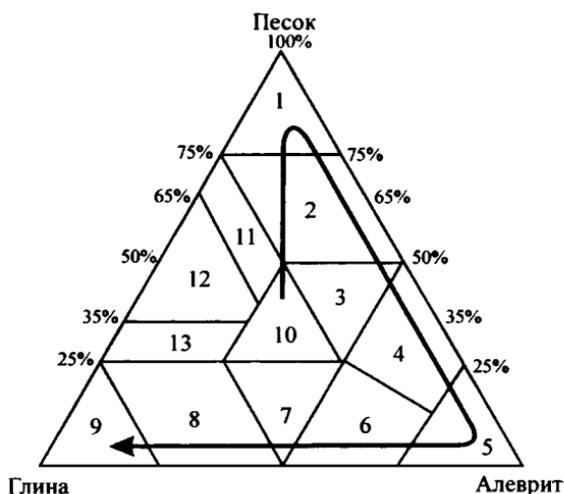


Рис. 6.5. Классификация песчано-алеврито-глинистых осадков (пород), основанная на изменении их структуры (отсортированности и размера зерен) по мере транспортировки и последовательного осаждения (по Л.В. Пустовалову, А.Д. Султанову)

Стрелка показывает изменение гранулометрии в процессе переноса от исходного несортированного материала (хлидолиты) к песчаным, алевритовым и, наконец, глинистым осадкам.

Цифры на треугольной диаграмме: 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

весу (плотности) и форме, 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 и лишь косвенно – как транспортировки от источников сноса к местам седиментации. Однако вскоре это стало восприниматься именно так – «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, в частности, 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 алевроитовые 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. 6.6).

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 конкретике 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 (рис. 6.7). 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 вопросы дифференциации, рассмотрены Н.М. Страховым (1960) и несколько позднее В.Т. Фро-



Рис. 6.6. Классификация песчано-алевритовых пород по минерально-петрографическому составу (Шванов, 1987).

Стрелками показаны направления «созревания» обломочного материала в зоне седиментогенеза

ловым (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 и 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

Климатическая зона	Гумидная		Аридная			
	Оксиды	Силикаты	Карбонаты, фосфаты		Сульфаты, галогениды	
Группы минералов						
Форма миграции	Обломочный материал, коллоидные и истинные растворы			истинные растворы		
pH среды	<7		7-8		>8	

Рис. 6.7. Схема химической дифференциации осадочного материала в процессе переноса и осаждения в различных климатических условиях

миграции (повторим – К – $1 \cdot 10^7$, 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 слабокислых на суше (болота, эвтрофные озера) до слабощелоч-

ных в морях и океанах и щелочных в некоторых лагунах с повышенной соленостью и содовых озерах. Такое изменение рН природных вод действительно имеет место в природе, что показано выше на рисунке 6.3. При этом известно, что различные вещества выпадают в осадок при разных значениях рН (см. табл. 6.2).

Ясно, что изменение рН – 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. Далее, разделение и осаждение вещества, которое Л.В. Пустоваловым считалось истинно растворенным, не всегда таково и зависит от форм переноса, гидродинамики, климата и целого ряда других факторов. К примеру, разделение вещества в изолированных и полуизолированных водоемах аридной зоны, где идет осаждение легкорастворимых солей, происходит не в связи с изменениями рН, а в связи с изменением солености, согласно различной растворимости выпадающих в осадок соединений.

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 наблюдается и с истинно растворенными компонентами, так как от момента и места их перехода в твердую фазу 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 продуктов биогенной дифференциации, или точнее – биогенного осадконакопления (рис. 6.8):

1) минеральные вещества скелетов – главным образом карбонат кальция (арагонит, кальцит, высокомагнезиальный кальцит), опал, в меньшей степени фосфаты, сульфаты (целестин у некоторых радиолярий) и др.; 2) собственно органические соединения, которые обычно образуют примеси в осадочных породах, но иногда их концентрация резко возрастает (горючие сланцы, доманикиты, баженовиты) или даже становится абсолютно преобладающей (торф, каменный уголь, после ряда сложных превращений – природный газ и нефть); 3) органо-минеральные соединения костных и хитиновых покровов; 4) соединения металлов, которые переходят в нерастворимые формы в результате специфических геохимических условий среды, создаваемой разлагающимся органическим веществом на дне водоемов и в иле; 5) 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 (см. рис. 6.8). 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 замечаний. Например, осаждение основной

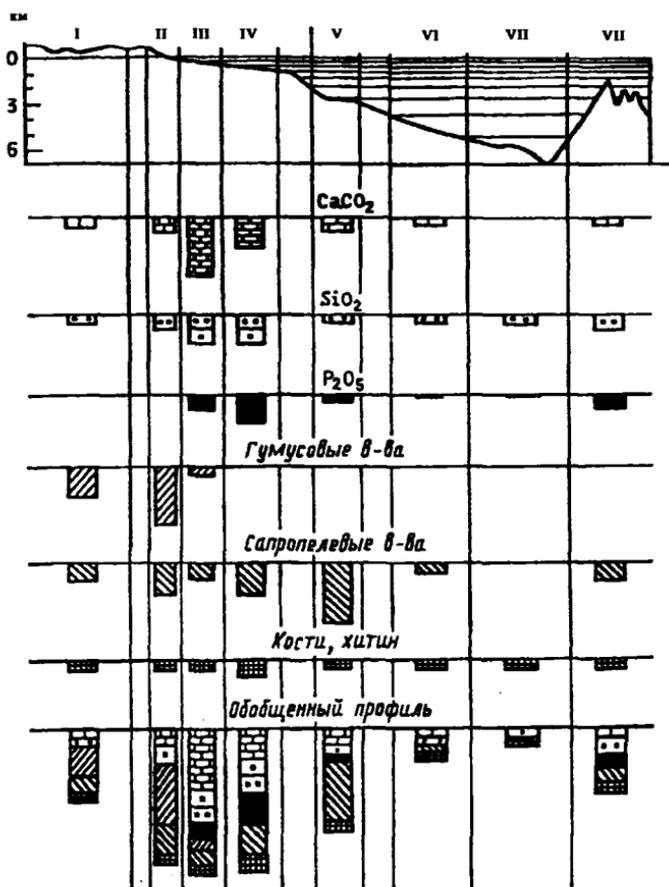


Рис. 6.8. Распределение главных компонентов биогенной дифференциации в процессе осаждения по зонам фациального профиля
I–VIII – зоны фациального профиля (Крашенинников, 1985)

массы карбонатов в мелководной (до глубины около 50 м) области моря с активным волновым воздействием действительно имело место в палеозое, но с середины мезозоя карбонатонакопление отчетливо сместилось в пелагиаль (подробнее см. Кузнецов, 2007, с. 377–390). Биогенный кремнезем в виде кайнозойских диатомовых и радиоляриевых осадков накапливался в открытых океанах, по-видимому, в существенно больших, нежели в трепелах и опоках мелководья, или, по крайней мере, сопоставимых с ними количе-

ствах. Что касается палеозойских образований, то там глубоководные кремнистые осадки явно преобладали над мелководными. Само распределение кремнистых и карбонатных осадков в океанах выше критической глубины карбонатакопления определяется не только глубиной и удаленностью от берега, но климатом. Видимо, несколько некорректно положение на фациальном профиле Г.Ф. Крашенинникова основных масс фосфатов, однако принципиально важно признание самого факта мощного воздействия биоса и пространственного разделения осажденного им вещества и самого органического материала.

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.

Действительно, поступление растительных остатков с суши и растительность самой дельты, наземная и водная – это мощный источник органического вещества, но одновременно и область, где оно благодаря большой скорости поступления осадков захороняется. Что касается собственно морских и океанических обстановок, то две «пленки сгущения жизни» (В.И. Вернадский) – бентос мелководья и планктон верхней части водной толщи – оказывают относительно небольшое влияние на накопление органического вещества, особенно в глубинах океана. На континентальном же

склоне условия фоссилизации более благоприятны и именно здесь образуется второй максимум. Практически та же ситуация и с известными толщами, обогащенными органическим веществом – домаником, баженовской свитой, майкопом, формацией Чаттануга США и др., которые формировались глубже зоны волнения и фотосинтеза, где ограничена или резко угнетена донная фауна – вторичные консументы, и, возможно, существовал дефицит кислорода, что и обусловило сохранение в осадках поступающего сюда планктоногенного органического вещества. По-видимому, необходимо выделить еще один максимум накопления весьма концентрированных форм органического материала – внутриконтинентальных лимнических по своей природе углей мезозоя и кайнозоя.

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, переходят 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 другими 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 са-

мом широком его понимании в настоящее время внесены существенные коррективы, которые можно объединить в три крупные группы: выделение и обоснование биогенной дифференциации, осознание роли климата и выделение, соответственно, двух ветвей дифференциации – гумидной и аридной, и наконец, разработка понятия о фазовой дифференциации.

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 осажается 92,2% терригенного, а в центральные его зоны поступает лишь 7,8% твердого вещества. Для растворимого вещества картина существенно иная. Из указанных почти 8% этого материала по периферии океанов осажается 58%, а 42%, то есть почти половина, выносится в пелагические области, где осажается 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, накладываясь 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 и 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 осажается 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 (см. главу 4), 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. В более конкретной форме это отражено Л.В. Пустоваловым – «каждая осадочная порода представляет собою продукт дифференциации вещества изначальных пород» (Пустовалов, 1940, с. 254).

Эмпирически это положение было установлено практически уже на этапе становления литологии как науки. Выше (см. главу

2) было указано, что в 1932 году А.Н. Заварицкий (1932) дал графическое изображение сравнения среднего химического состава магматических и осадочных пород (см. рис. 2.2). 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. С точки зрения современных знаний о геохимии, и в частности – подвижности элементов в экзогенных условиях, можно было бы выбрать несколько иную компоновку использованных А.Н. Заварицким окислов. Более обоснованно, например, в одну вершину треугольника поместить щелочные и все щелочноземельные элементы, то есть присоединить к имеющимся у А.Н. Заварицкого компонентам MgO , отделив его от оксидов железа и алюминия, однако это не меняет сути – значительно большего разнообразия химического состава индивидуальных осадочных пород и наличия весьма чистых гомогенных разностей. 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 многоуровневый 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 7

ДИАГЕНЕЗ

7.1. 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. При этом верхнеюрские люберецкие пески вообще уникальны, поскольку содержание кварца в них составляет 97,5–99,7%, в то время как глинистый материал и карбонаты либо полностью отсутствуют, либо суммарное содержание оксидов кальция и магния не превышает 1%. Близкий состав имеют и некоторые аптские пески (Даньшин, 1947). 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. Для таких пород даже предложен термин стереофитический (стереофитовый), что в дословном переводе означает образующийся, растущий твердым.

То, что физическое состояние не является принципиальным, отмечал еще Ч. Лайель (современное написание): «...название гонная 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, с. 2]. Тем не менее, отличия осадка от породы существенны. Дело в том, что свежееобразовавшийся 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 материала.

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, с. 386). Позднее Н.М. Страхов, исследования которого по диагенезу стали почти классическими, дал несколько более строгое определение диагенеза как процесса «...уравновешивания сложной и часто многокомпонентной системы реакционноспособных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры» (Страхов, 1960, с. 79), 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 керн скважин Аляты-море, специально пробуренных в акватории Каспийского моря около Баку, показали, что определяемые внутренней неравновесностью геохимические процессы происходят до глубины не менее 90 м от поверхности осадка. При этом уже с 8 м отложения становятся достаточно прочными (Коробанова и др., 1965, подробнее ниже).

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.

7.2. 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, сопровождающемся 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/см³. К концу диагенеза она снижается до 40–60% и, соответственно, плотность возрастает до 1,6–1,8 г/см³. Для песчано-алевритовых осадков, образовавшихся в водных условиях, плотность составляет 1,5–1,7, в субаэральных обстановках – 1,3–1,4 г/см³. К концу диагенеза она возрастает до 1,7–1,9 г/см³.

В качестве примечания надо напомнить, что слово «ил» в русском языке имеет две стороны. Во-первых, это полужидкий, точнее – насыщенный водой осадок. Во-вторых, это не любой осадок, а осадок, состоящий из тонкодисперсного материала, преимущественно пелитовой, реже алевритовой размерности («илистый грунт»). По сути дела, аналогична ситуация и в английском языке со словом *mud*. Оно, особенно в сочетании с термином «stone», отражает как глину, плотную глину, аргиллит, так и микрозернистый пелитоморфный известняк, то есть во втором случае определяющим показателем является именно размерность слагающих породу частиц. В отечественной литературе тоже нередки описания «иловых известняков», то есть известняков, состоящих из карбонатных частиц (кристаллов) размером менее 0,1 либо 0,05 мм. В то же время понятие «иловые воды» относится к водам, насыщающим осадок, вне зависимости от размерности частиц-зерен последнего.

Как специфический пример наземных осадков можно указать грунты в районе Марьиного 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. 7.1). 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 м осадка.

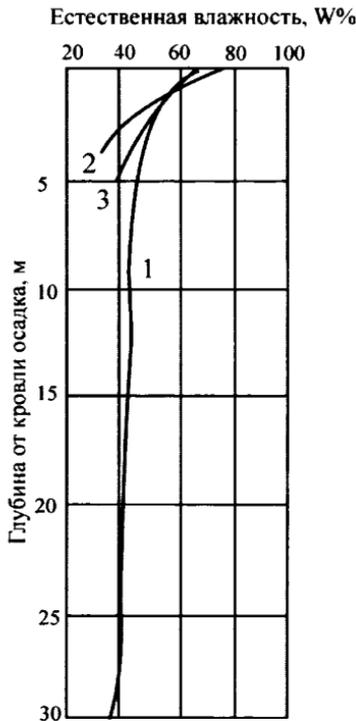


Рис. 7.1. Изменение естественной влажности илов с глубиной на стадии диагенеза (Нестеров, 1965)

Илы: 1 – Берингова моря; 2 – Тихого океана; 3 – Черного моря

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 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/см². 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).

Четвертичные осадки Черного моря в зависимости от возраста и глубины отложения приобретают твердообразные свойства уже на глубинах 0,5–2 м от поверхности осадка (Горькова и др., 1959).

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 сокра-

щению 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. Подробнее эти процессы описаны в учебнике (Кузнецов, 2007, с. 365–370).

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/см³), 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, с. 349, 358–361). 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, при этом скелетные формы минералов переходят в полнокристаллические с образованием крупных, иногда гигантских кристаллов. Другой пример – кристаллизация водного сульфида железа – гидротроилита – $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (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, гидроксидов 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. 7.2). 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 E_h . В этой зоне железо, в какой бы форме оно ни 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 ни 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, во-первых, перераспределение вещества и, во-вторых, образование конкреций.

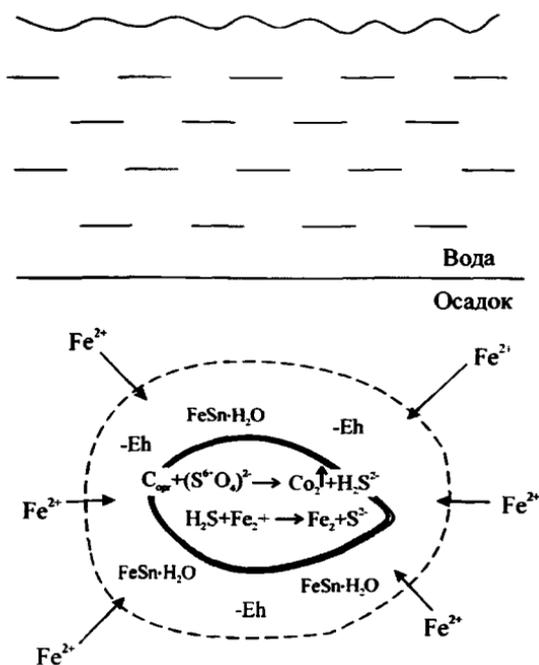


Рис. 7.2. Схема перераспределения вещества в диагенезе с образованием конкреций

Прерывистой линией показана зона сероводородной восстановительной обстановки, обусловленной разложением органического вещества раковины в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий

Подобный механизм объясняет нередкое наличие внутри сульфидных конкреций остатков раковин. Прекрасные экземпляры пиритизированных раковин аммонитов встречаются в юрских фосфоритоносных отложениях Подмосковья (рис. 7.3). То же самое происходит, если аналогичная геохимическая система сформировалась вокруг бесскелетных организмов.

Разложение и преобразование в илах органического вещества определяют не только изменения 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 пре-



Рис. 7.3. Пиритизированные стенки раковины аммонита – результат диагенетического перераспределения вещества и образования новых минералов. Масштабная линейка 2 см

сноводных 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.

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.

7.3. 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 пока-

зателей – 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. главу 11). 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 илу – условия его преобразования 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 в значительной степени 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-

ными значениями E_h , 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 E_h в обоих случаях могут быть весьма низкими. Формирование той или иной фации при общем отрицательном значении E_h 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 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, фор-

мируются 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 Николаполя – 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 исключительно, либо преимущественно в восстановительных – сероводородной и сидеритовой, геохимических фациях. Так, В.В. Вебером были установлены процессы восстановления битумоидных компонентов современных осадков сероводородной зоны Черного моря (преобладание бензольного экстракта и уменьшение спирто-бензольного, повышенное содержание масел и углеводородов и др.) в то время как в мелководных мидиевых и фазеолиновых илах бессероводородной зоны таких процессов не отмечено.

Аналогичные явления установлены и в древних отложениях. 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 (табл. 7.1). Таким об-

Таблица 7.1

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, %	Хлорофор- менный битумоид А, %	УВ в органическом веществе, %	УВ в породе
Слабо- восстановительная 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

разом в резко восстановительных геохимических фациях не только резко возрастает количество органического вещества, но и более активно происходит его преобразование в углеводороды.

Глава 8

КАТАГЕНЕЗ

8.1. 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 название катагенеза, заменив более старый термин – эпигенез (подробнее см. выше, а также: 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 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 млрд. лет и более, 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. Так, геотермический градиент на Южно-Африканском щите составляет 1,0–1,5°C/100 м, Канад-

ского – около $0,8^{\circ}\text{C}/100$ м. В Кольской сверхглубокой скважине геотермический градиент до глубин 3,5 км составляет $1^{\circ}\text{C}/100$ м, а ниже увеличивается до $2,5^{\circ}\text{C}/100$ м, поэтому на глубине 10 км температура составляет 180°C вместо ожидаемой 100°C . Но все эти данные касаются разрезов и областей развития уже метаморфических пород. В зонах же 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 $0,9$ – $2,0^{\circ}\text{C}/100$ м, в то время как в Грозном он составляет $8,3^{\circ}\text{C}/100$ м (Логвиненко, Орлова, 1987, с. 79).

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°C . 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.

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.

При этом, что наиболее важно для геологии нефти и газа, меняется и характер пустотного пространства – тип пустот, величины значений пористости, проницаемости и других показателей. Этой стороне будет уделено специальное внимание.

8.2. Основные процессы и результаты катагенеза

В катагенезе продолжают 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.

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. 8.1). Подобные процессы растворения материала в одном месте сопровождаются его перераспределением в другом, смежном, с обрастанием зерен того же состава регенерационными каемками.

Достаточно часто, например, образование кварцевых каемок, обрастающих обломочные зерна кварца (рис. 8.2). 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. В связи с этим при включенном анализаторе и вращении столика микроскопа каемки угасают одновременно с угасанием зерна. 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.

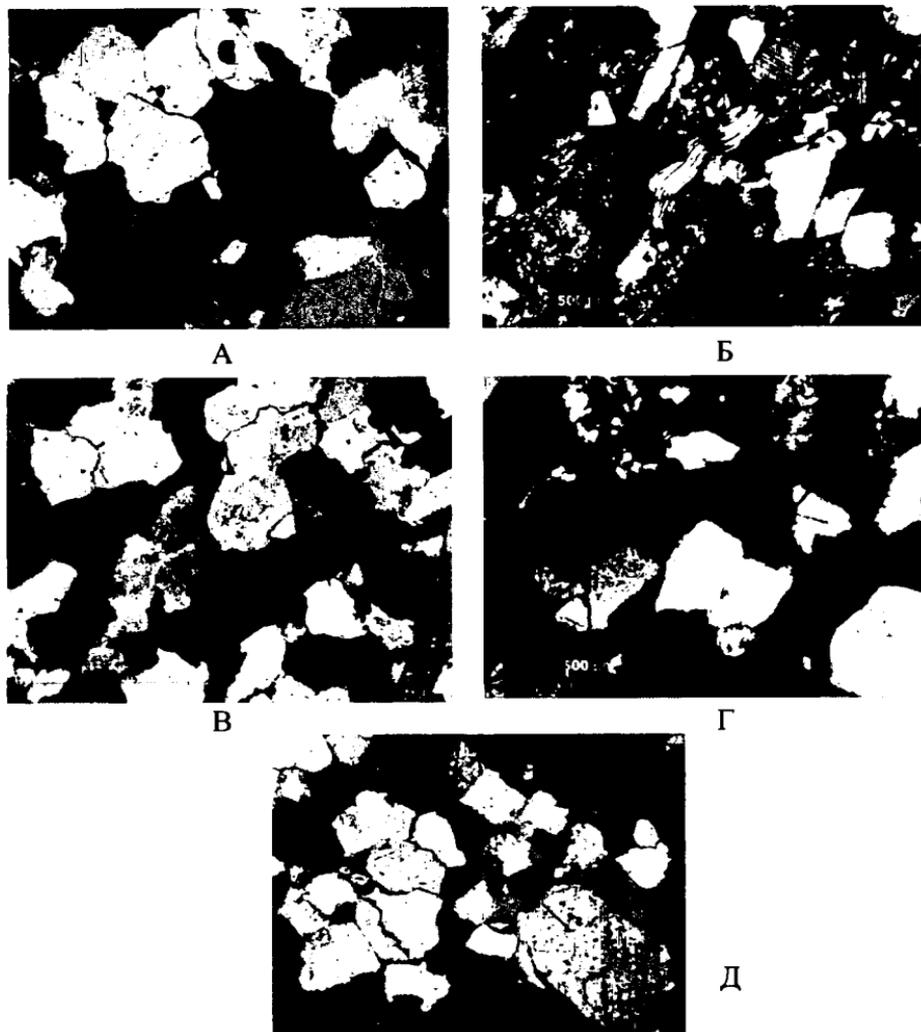


Рис. 8.1. Типы контактов зерен в «бесцементных» песчаниках

А – конформные контакты в кварцевом мелко-среднезернистом песчанике. На некоторых зернах имеются регенерационные каемки; Б – конформные контакты и катагенетическая пластическая деформация биотита за счет давления зерен кварца (к), халцедона (х) и плагиоклаза (п); В – конформные и частично инкорпорационные контакты зерен в мелко-среднезернистом кварцевом песчанике; Г – конформные и частично инкорпорационные контакты зерен кварца. Часть зерен имеет регенерационные каемки, причем они сформировались до инкорпорации; Д – конформные, инкорпорационные и местами микростилолитовые контакты зерен в разномзернистом кварцевом песчанике

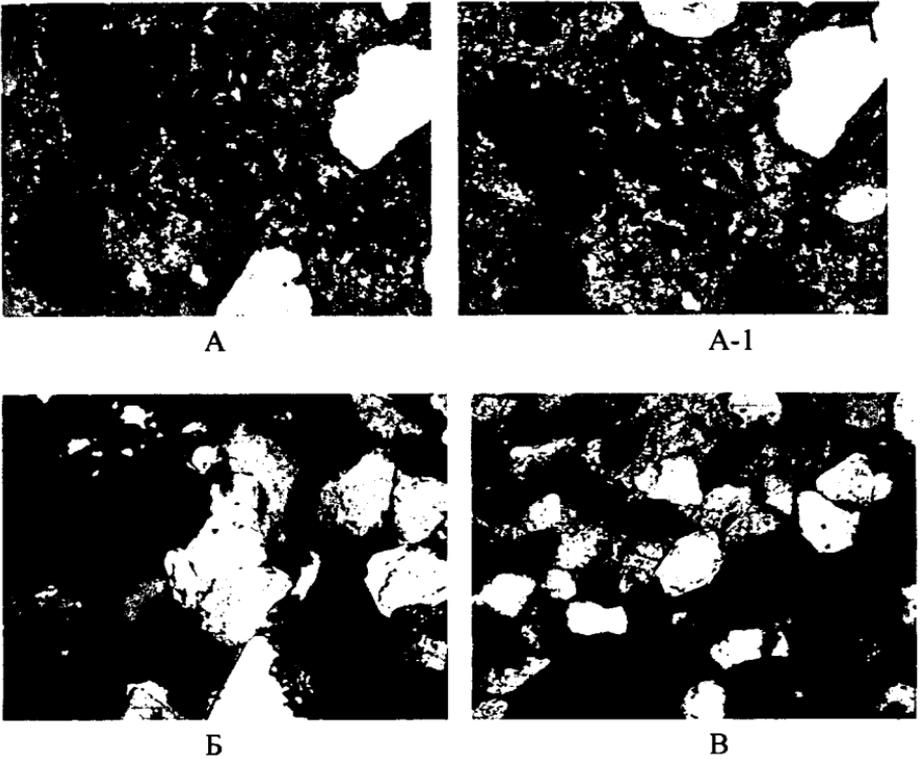


Рис. 8.2. Коррозия и регенерация обломочных зерен

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 образования 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

Подобное выделение катагенетических каемок ведет к появлению регенерационного цемента (подробнее см. Кузнецов, 2007, с. 49), что резко снижает объем первичного пустотного пространства – межзерновой пористости. Одновременно осложняется интерпретация некоторых методов геофизических исследований скважин, таких, например, как метод собственной поляризации,

естественной гамма-активности и др. Упрощая реальную ситуацию, можно сказать, что указанные методы фиксируют глинистый материал, который в обломочных породах является цементом, и чем его больше, тем ниже пористость. В данном же случае глинистого материала либо мало, либо он отсутствует, а пористость, тем не менее, невелика, то есть результаты интерпретации этих методов оказываются недостоверными.

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 удлинненным 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. 8.3, табл. 8.1).

Катагенетическое уплотнение при погружении ведет к снижению пористости. Для песчано-алевролитовых пород оно составляет 6–9% на километр на глубине до 3,5 км и 3–5% на километр 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.

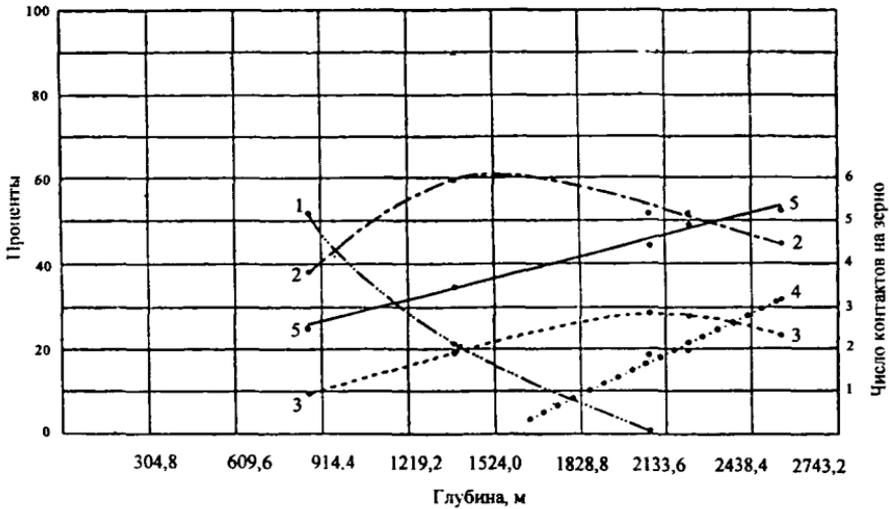


Рис. 8.3. Изменение числа контактов зерен и их типов в песчанниках, залегающих на разных глубинах (Taylor, 1950)

Контакты: 1 – тангенциальные; 2 – удлиненные; 3 – выпукло-вогнутые; 4 – сутурные; 5 – число контактов на зерно

Таблица 8.1

Число и типы контактов зерен в песчанниках, залегающих на разных глубинах (Taylor, 1950)

Глубина		879,3	1382,3	1422,7	2216,2	2542,9
Число контактов на зерно		2,5	3,5	4,4	4,9	5,2
Типы контактов, %	«Плавающие» зерна	0,3	–	–	–	–
	Тангенциальные	51,9	21,4	0,9	–	–
	Удлиненные	38,1	59,8	51,6	51,5	45,0
	Выпукло-вогнутые	9,6	19,1	28,5	28,1	23,1
	Сутурные	–	–	18,5	19,7	31,8

Очень показательным примером изменения пористости при погружении мелководных карбонатных отложений разной структуры могут служить турнейские отложения юга Волго-Уральской провинции, изученные И.В. Безбородовой (1977). В «скелетных» известняках, где преобладают форменные (структурные) элементы с диагенетической цементацией, преобладающие значения открытой пористости составляют 5–10%, а нередко поднимаются до

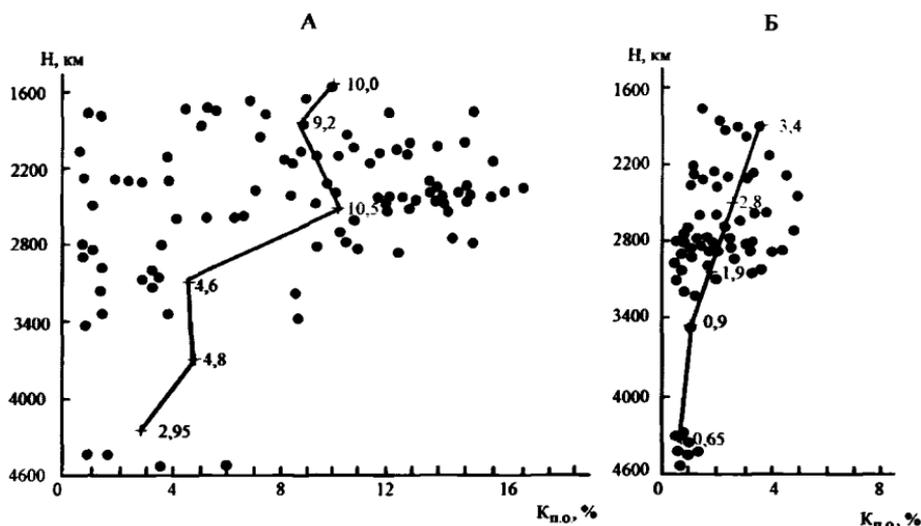


Рис. 8.4. Изменение величины коэффициента открытой пористости ($K_{по}$, %) различных структурных типов известняков с глубиной, по И.В. Безбородовой (1977), с дополнениями

А – известняки с форменными элементами с цементацией порового и контактного типа; Б – известняки кристаллические с редкими форменными элементами. Цифры у крестиков показывают средние значения $K_{по}$ по интервалам глубин в 600 м

16–20% (рис. 8.4). При этом, в интервале глубин 1600–3000 м эти значения остаются практически постоянными, то есть уплотнение пород подобной структуры при таких давлениях практически отсутствует. Существенное снижение пористости происходит ниже в связи с перестройкой всей структуры пород, ее активной перекристаллизацией. Что касается кристаллических и прежде всего микрокристаллических пород, то они к этим глубинам уже сильно уплотнены, и пористость их продолжает медленно, но относительно равномерно снижаться (см. рис. 8.4).

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 рисунке 8.5.

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.

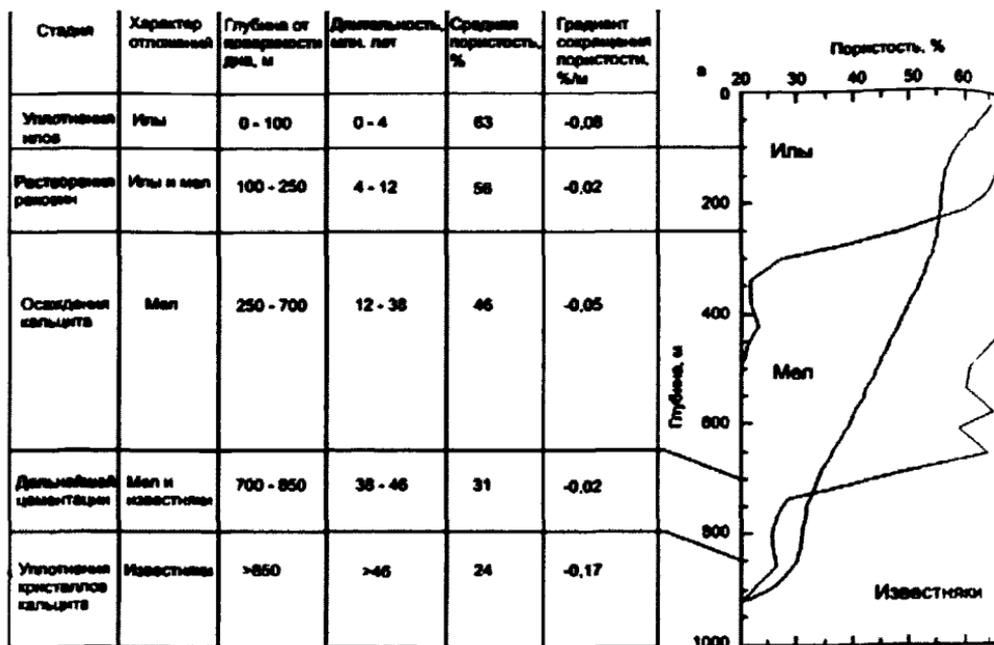
На второй стадии изменений начинается растворение органических остатков и переотложение кальцита. Карбонатные частицы становятся более гладкими, округлыми, поскольку неровности и выступы растворяются. Объем порового пространства осадков этой зоны (интервал 70–100 – 200–250 м) остается практически постоянным, 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) цементации и инкрустации, 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.

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, приведенные на рисунке 8.6.

В отечественной литературе материалы С. Шлангера и Р. Дугласа подробно изложены в книге В.Г. Кузнецова (1992) и монографии «Геология океана. Геологическая история океана» (1980). В последней имеется также богатый материал по обстановкам диа- и катагенеза различных петрографических типов осадков-пород в различных зонах Мирового океана.

Уплотнение при погружении сопровождается и более сложными процессами, некоторые из которых в той или иной форме отмечались выше. Это *растворение* и *перекристаллизация* материала — карбонатного, силикатного, кварцевого, с образованием соответ-

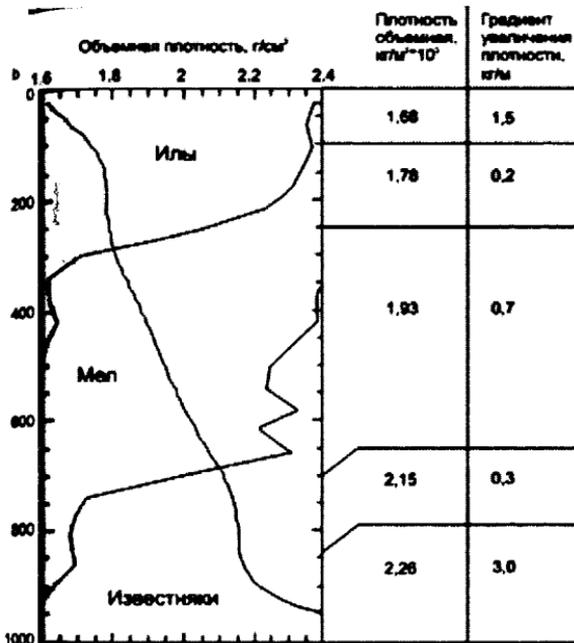


Рис. 8.5. Диагенетические и катагенетические изменения пелагических карбонатных отложений (Gruet-zner, Mieneret, 1999)

ствующих 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, которые более подробно на примере карбонатных и солевых пород рассмотрены в учебнике (Кузнецов, 2007, с. 370–371, 399–404). Подобные процессы, сопровождающиеся дегидратацией, то есть удалением воды, входящей в состав минерала, обуславливают 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 кристаллов. Водный сульфат кальция – гипс, теряет воду и превращается в ангидрит. Глубина такого перехода составляет обычно 100–150 м, однако известны аномальные случаи сохранения гипса на глубинах до 850 м.

Принципиально важные изменения, ведущие к *изменению минерального состава*, претерпевают в катагенезе глинистые поро-

Ил		Мел		Известняк		
Компоненты	Объем, %	Масса, г	Объем, %	Масса, г	Объем, %	Масса, г
Фораминиферы	10	0,82	12	0,55	5	
Нанофоссилии	10	0,82	18	0,82	25	
Цемент и обрастания	0	0,00	5	0,27	30	
Вода	80	2,40	65	1,10	40	
Сумма твердой фазы	20	1,64	35	1,64	60	
Плотность	$\frac{4,04 \text{ г}}{3,00 \text{ см}^3} = 1,35 \text{ г/см}^3$		$\frac{2,47 \text{ г}}{1,7 \text{ см}^3} = 1,61 \text{ г/см}^3$		$\frac{2,04 \text{ г}}{1,00 \text{ см}^3} = 2,04 \text{ г/см}^3$	
Пористость, %	80		65		40	
Межзерновая	35		35		35	
Внутрираковинная	45		30		5	

N ил, N мел, N изв. - мощность соответственно ила, мела и известняка;

$Kп$ ил, $Kп$ мел, $Kп$ изв. - коэффициенты пористости соответственно ила, мела, известняка

Рис. 8.6. Баланс изменения содержания твердой фазы, воды, плотности и пористости при переходе глубоководных планктоногенных илов к известнякам (Schlanger, Douglas, 1977)

ды. 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.

На основе многочисленных анализов было показано, что с определенных глубин исчезает монтмориллонит, затем каолинит и смешаннослойные минералы, и возрастает количество гидрослюды 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, т.е. времени нахож-

дения в определенных термодинамических условиях и т.д. Важен сам факт подобной трансформации.

При температурах порядка 70–80°C 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 их количественное преобладание над другими глинистыми минералами в целом, и особенно в разрезах нефтяных месторождений, залегающих на значительных глубинах. В качестве примера на рисунке 8.7 показано изменение состава глинистых минералов с глубиной в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины.

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.

Второе следствие – 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 несжимае-

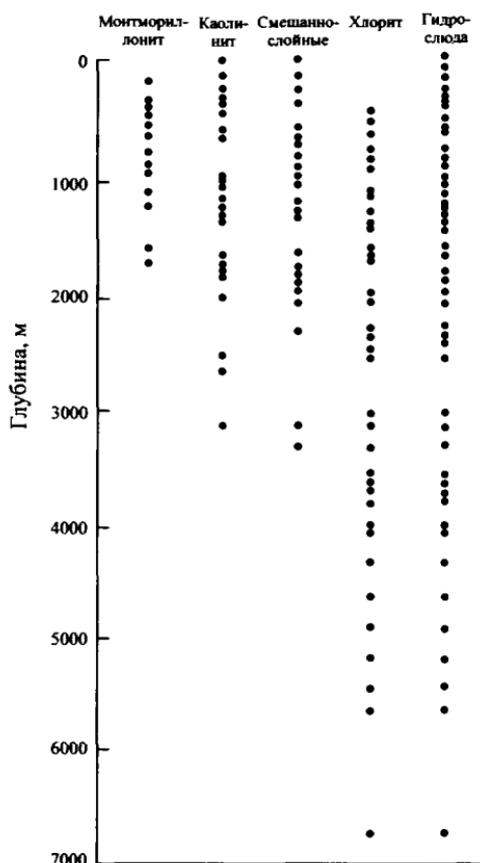


Рис. 8.7. Изменение ассоциации глинистых минералов в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины с глубиной (Прошляков и др., 1987)

мая 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 их вторичной цементации.

Если же изменение минерального состава и выделение воды происходят в мощных однородных глинистых толщах, то за счет природного гидроразрыва 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.

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 км³ 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⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻ 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 связанные 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 керн 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 дан-

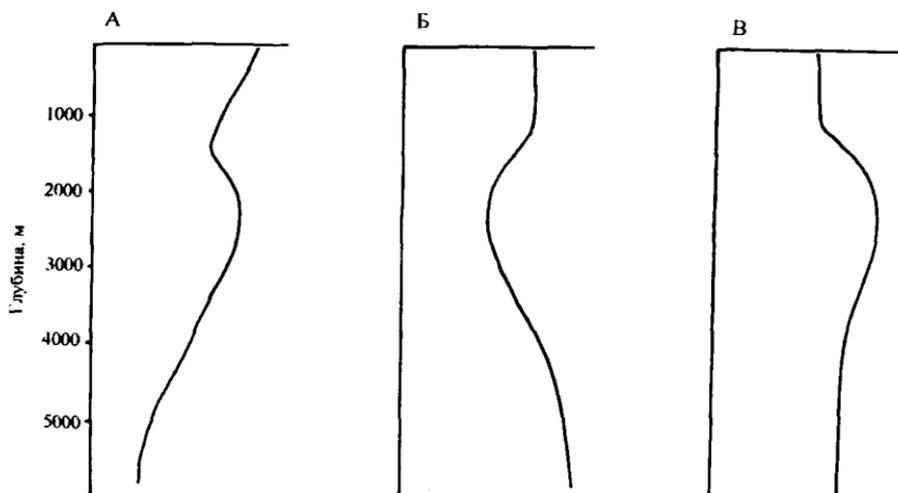


Рис. 8.8. Принципиальная схема изменения пористости песчаников (А), содержания в них карбонатного цемента (Б) и ионов щелочноземельных элементов в пластовых водах (В) с глубиной

ных условий (рис. 8.8). 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 в $75\text{--}150^\circ\text{C}$ 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. 8.8).

Аналогичным образом происходит растворение и вынос растворенных компонентов в карбонатных породах, образуются карверны 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.

Катагенетическое растворение карбонатного материала при неравномерном давлении обуславливает появление стилолитовых текстур (см. Кузнецов, 2007, с. 27–31).

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 «отрицательнооолитовых» 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. Кузнецов, 2007, с. 372–376).

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. Эти процессы и преобразования подробно изучаются в курсах геологии нефти и газа, поэтому здесь не рассматриваются.

В катагенезе происходит преобразование торфа (продукта диагенетического преобразования накопившегося растительного ма-

териала) 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), отошенно-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 (градации, табл. 8.2). Апокатагенез иногда выделяют как предметаморфическую стадию – метакатагенез.

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 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 (см. табл. 8.2).

Установлены также примерные глубины и температуры, при которых происходят соответствующие преобразования, то есть термобарические условия подстадий и градаций катагенеза (см. табл. 8.2).

Схема углефикации гумусового 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. Вас- сович	И.И. Ам- осов	10 R ^a , усл. ед.	R ^a , %	Подстадия	Градация
1	3	Бурые угли	Б1	60–70	95	54–58	0,1–0,26	Прото- катагенез 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	Мезо- катагенез 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	Апо- катагенез (метагенез) АК	АК1
			ПА			250	116–130		2,50– 3,47
А1	130–180	3,47–8,0	АК3-4						
А2									
А3									
4	12		А4						
5	15								

Совершенно ясно, что описанные выше процессы и их результаты – 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, нфильтрационных 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, 2008 и др.).

Глава 9

ВНЕШНИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС

9.1. 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-х – 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 стало ясно, что имеется масса исключений, что 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 разновозрастных 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 году 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, рис. 6, с. 26 и рис. 12, с. 28). Работа Дж.Л. Рича оказалась сделанной «вовремя», она 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 оно заменило авторский термин клинотема.

Соотношения мощностей в этих трех областях осадконакопления схематически показаны на рисунке 9.1.

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 противополож-



Рис. 9.1. Схема соотношения мощностей отложений и амплитуды тектонических прогибаний в различных батиметрических областях водоема

А – амплитуда тектонического прогибания; Н – истинные мощности отложений:
 $H_1 = A_1$, $H_2 = h_1 + h_2 + h_3 > A_2$, $H_3 < A_2$

ность этому имеются области не компенсируемого осадконакоплением прогибания, которые в рельефе выражены в виде более или менее глубоководных водоемов или его частей.

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, примеры чему приведены в учебнике в разделах, соответственно, карбонатных и кремнистых пород (Кузнецов, 2007).

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 (Кузнецов, 2007, с. 420–428). 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. 9.2). Со временем при транс-

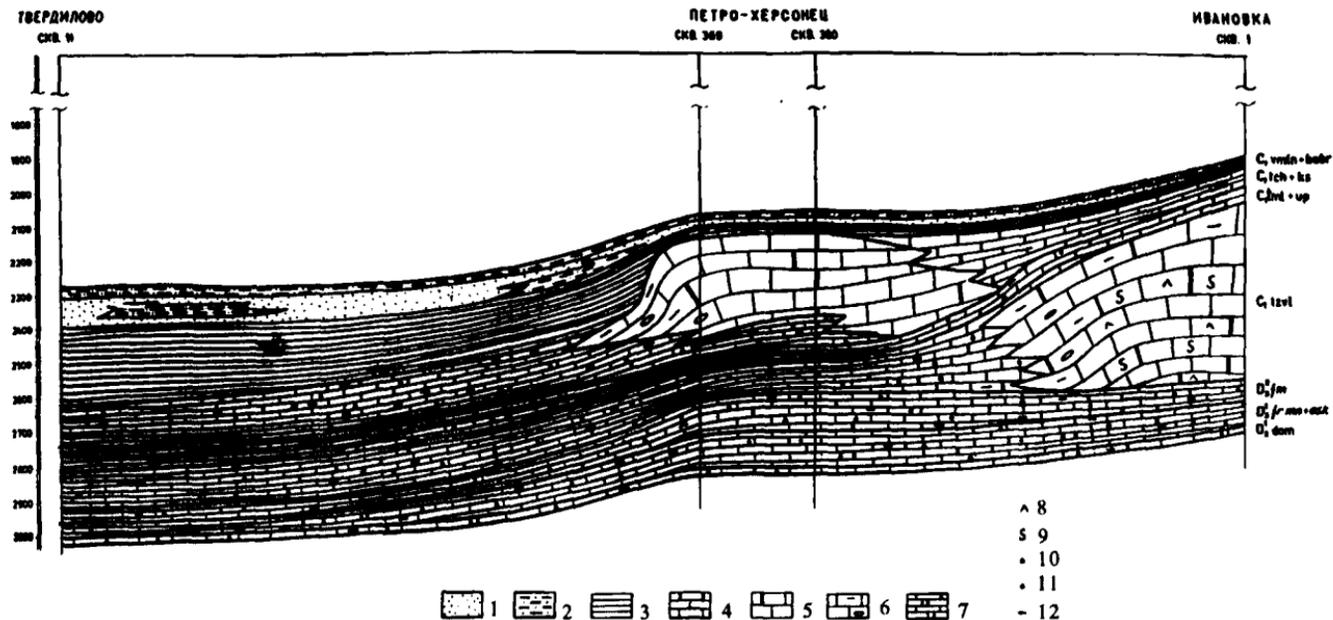


Рис. 9.2. Схема «регрессивного» смещения верхнетурнейских рифов относительно нижнетурнейских на склоне Камско-Кинельской впадины, Оренбургская область

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

грессии происходит аналогичное «регрессивное» смещение, или, точнее, проградация.

Еще одно важное замечание. Еще в конце XIX века 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 иных геологических, и прежде всего литологических, данных, таких, как установление цикличности, наличие перерывов, характер контактов, фациальный анализ, и др. – приобрело современное название секвентной стратиграфии. Напомним (глава 1), что надо отчетливо представлять, что «стратиграфия» в американской, а теперь и западноевропейской геологии значительно шире отечественного объема этого понятия. Оно включает не только определение возраста отложений, их корреляцию, установление хронологической последовательности, но охватывает многие разделы отечественной литологии, а именно – строение и соотношения осадочных комплексов, условия их образования, в значительной мере фациальный анализ.

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, обуславливает 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 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, алевроиты, глины, в соответствующих обстановках солёности, температуры и т.д. – карбонатные (известняки, доломиты) и/или кремнистые (опоки, трепела) 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 олигомиктовыми 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 относительно обогащению оставшихся осадков кварцем, то есть к «созреванию» обломочного материала.

Материнские породы океанических областей, из которых потом формируются 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 по-разному. 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 органогенно-обломочную (биодетритовую, биокластовую), в то время как в более погруженных участках на склонах отмелей накапливается более тонкозернистый карбонатный осадок с меньшим количеством органических остатков. Второе следствие такого механизма осаждения заключается в том, что мощность карбонатных осадков, а затем и образовавшихся из них пород на отмели больше, чем на ее склонах, поскольку скорость биогенной седиментации всегда весьма велика.

Другими словами, при относительно близкой структуре – более крупнозернистой на тектоническом поднятии, выраженном в виде отмели, 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 – формируют

вулканогенно-обломочные породы – туфы, туффиты, туфогенные породы. Газообразные продукты эруптивной и поствулканической деятельности – важнейший источник таких компонентов, как CO_2 , SO_2 и др. Подводный вулканизм прямо, а наземный опосредованно через атмосферу поставляет эти газы в морскую и океаническую воду, определяя ее основной анионный состав.

Недавние океанографические исследования показали, что подводный вулканизм поставляет в моря и некоторые катионы (Fe, Mn и др.), которые также участвуют в осадочном процессе. Сами вулканические постройки – выраженные в рельефе поднятия – источник обломочного материала как в наземных, так и подводных условиях.

Специфика осадочного процесса в зонах вулканизма позволила Н.М. Страхову (1960–1962, 1963) выделить особый аazonальный, то есть не связанный с климатом, вулканогенно-осадочный тип литогенеза. О климатических типах литогенеза речь пойдет в следующем параграфе, здесь же повторим, что наземный и подводный вулканизм обусловлен тектоническими причинами и никак не связан с климатом. Наглядный пример – «огненное кольцо» Тихого океана, вулканы которого имеются и в нивальной, и в гумидной, и в аридной климатической зонах. Аналогична ситуация и с подводным вулканизмом срединно-океанических хребтов, пересекающих различные климатические зоны.

Своеобразие этого типа литогенеза заключается, прежде всего, в том, что на соответствующий климатический тип накладывается влияние вулканизма, а именно – поставка «необычного» эндогенного осадочного материала. Это в основном источник обломочного материала соответствующего состава, что ведет к появлению граувакк. С другой стороны, вулканизм поставляет и газообразные, и растворимые компоненты, которые обуславливают формирование своеобразных, в том числе рудных, накоплений железа, кремнезема, серы, меди, свинца и цинка, ряда малых элементов, образование алунита и других пород и минералов. Вынос «кислых дымов» определяет, правда локально, наличие кислых сред, при этом происходит миграция в растворенном виде даже такого мало-подвижного элемента, как алюминий.

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.

9.2. 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. В абсолютном большинстве случаев увеличение температуры на 10°C 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 обуславливают 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 опосредованно – 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 аazonальный, эффузивно-осадочный.

Ясно, что четких и резких границ между климатическими типами нет. Строго говоря, ледовый тип реализуются 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 так же 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 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 первая стадия – 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 – текущие 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 ограничено – непостоянными водными потоками. Его осаждение обусловлено остановкой движения ледника, когда формируются конечные мо-

рены, 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 алеврито-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. Добавим, что древние ледниковые отложения, и прежде всего моренные, называются тиллитами.

Диагенетические процессы из-за отсутствия органического материала резко редуцированы и представлены практически только механическим уплотнением. Петрографический состав обломочной части, как правило, практически целиком определяется составом покрытых льдом коренных пород, которые захватываются и переносятся самим ледником, а затем и тальми водами.

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).

В современных условиях площадь ледового литогенеза относительно ограничена. В северной полусфере в приполярных районах льдом покрыто примерно 2100 тыс. км² суши (Гренландия, Шпицберген, острова Северного Ледовитого океана), в южной (Антарктида) – 13500 тыс. км². Даже с учетом прилегающих территорий, а также высокогорных областей эта площадь лишь несколько более 10% общей площади суши (148,9 млн. км²). В геологической истории бывали периоды глобальных похолоданий (ice house), когда эти площади существенно возрастали (Чумаков, 2004, 2005). Серия крупнейших похолоданий и оледенений установлена в верхах рифея и особенно мощное на границе рифея–венда. В фанеро-

зойской истории выделены и изучены отложения ледниковых эпох на границе ордовика и силура, позднем карбоне – ранней перми (грандиозное Гондванское оледенение), позднем кайнозое с чередованием ледниковых и межледниковых периодов. В эти эпохи площади нивального литогенеза значительно расширились. Напротив, существовали периоды равномерно теплого климата либо без, либо с очень ограниченным оледенением (green house) – средний ордовик, ранний девон, ранний мел.

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 климата 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. Общим является главное – обилие влаги и плюсовая среднегодовая температура. Абсолютные значения среднегодовой температуры весьма различны: для современной тропической области она составляет 25–26°C, в то время как в северном умеренном поясе она уменьшается до 2–10°C. Достаточно напомнить, что в современной гумидной зоне располагаются тайга Сибири, джунгли Индии, экваториальной Африки и бассейна Амазонки.

Именно наличие влаги и положительные температуры, отсюда и обилие различных форм жизни, определяют ход и, главное, интенсивность всех осадочных процессов практически на всех стадиях и их 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 формирует мономинеральные и олигомиктовые песчаники. В раствор в той или иной форме поступают многочис-

ленные 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 материал, так и, в относительно большой пропорции, – растворенный в виде коллоидов и истинных растворов. Эоловый перенос резко ограничен, и в значительной степени этим путем обломочный материал поступает из смежных аридных зон (например, перенос из Африки через Средиземное море в Южную Европу).

Обилие растений и животных определяет весьма важную роль в этой климатической зоне биогенной миграции, в том числе в составе органических коллоидов, например гуминовых кислот.

Водный перенос определяет осаждение обломочного материала и его специфику 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 обуславливает 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. «Холодноводные», «нетропические» карбонатные отложения содержат определенный набор ор-

ганизмов, главными из которых являются практически всегда присутствующие фораминиферы и моллюски. Поэтому данная ассоциация получила название форамоловой (Foraminifera+Mollusca). Напротив, в «тепловодных», «тропических» карбонатных породах определяющими являются герматипные кораллы и водоросли, почему данная ассоциация получила название хлорозоновой (Chlorophita+Zoantaria).

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.

Диогенез 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 (глава 7).

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. Общая площадь современных областей аридного литогенеза в пределах континентов, внутренних морей, а также заливов и прибрежных зон океана составляет порядка 30–35 млн. км².

В областях развития этого типа литогенеза существенно меняется характер выветривания. Среди процессов физического выветривания увеличивается роль дробления, вызванного резкими колебаниями температур. При химическом, в целом ослабленном, выветривании сокращается вынос щелочноземельных 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 об-

разующийся 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, 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. Что касается вещественного состава обломочного материала, то он достаточно разнообразен. 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 субэридных наземных, является состав их цемента. Изначальное засолонение почв обуславливает повышенную карбонатность (порядка 10–20%), то есть образуется карбонатный цемент, причем карбонаты никак не связаны с водными условиями. Аналогично образуются

ся, 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 (до девона отсутствовала наземная растительность и, соответственно, наземное органическое вещество – подробнее см. главу 14). 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, каменная 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. С одной стороны, влияние основных климатических факторов – температуры и влажности, на первый взгляд, в океанах отсутствует. Об изменении влажности в толще океанических вод говорить не приходится. Температура в придонном слое, где собственно и происходит осадконакопление, постоянная и относительно низ-

кая. Правда, температура поверхностного слоя, где в основном обитают организмы, влияющие на осаждение материала, связана с широтой, и это оказывает решающее влияние на происходящие здесь процессы. С другой стороны, была фактически 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.

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.).

Естественно, что напрямую и в деталях сравнивать процессы осадочного породообразования на континенте и прилегающих эпиконтинентальных морях, с одной стороны, и в океанах, с другой, по меньшей мере некорректно, но общая причина – глобальное, на суше и в океане, распространение климатических поясов – определяет и известную специфику этих процессов в соответствующих климатических зонах океанов (рис. 9.3).

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.

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 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.

Рис. 9.3. Схема литогенеза на суше, в морях и океанах (Лисицын, 1981)

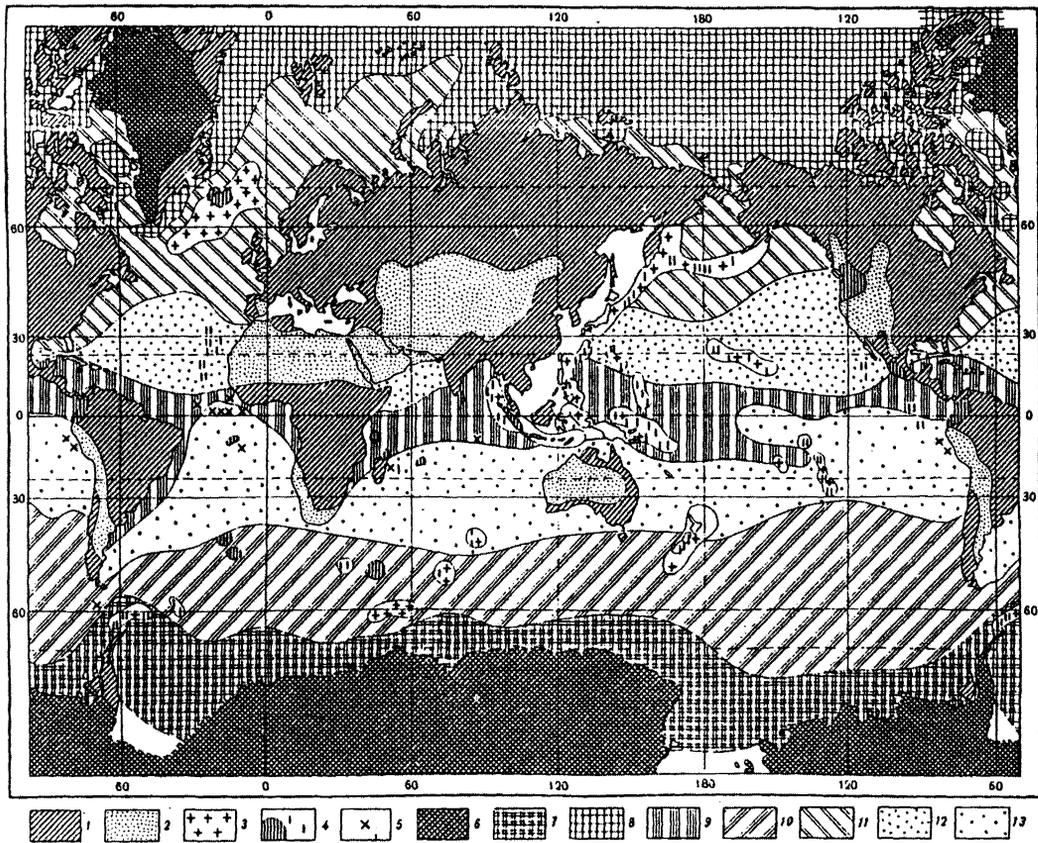
Типы литогенеза на суше и некоторых морях: 1 – гумидный; 2 – аридный; 3 – эффузивно-осадочный (на суше и в океане); 4 – вулканы и вулканические области; 5 – единичные извержения; 6 – области современного оледенения (ледовый литогенез). Зоны литогенеза в океанах и морях: 7 – ледовая (южная айсберговая); 8 – ледовая северного полушария; 9 – гумидная экваториальная; 10 – гумидная южного полушария; 11 – гумидная северного полушария; 12 – аридная северного полушария; 13 – аридная южного полушария

Из приполярных областей обломочный материал всегда поступал в океан путем ледового переноса и при наличии в этих районах континентальных массивов соответствовал по составу коренным породам этих континентов. Зона подобных ледово-маринных отложений широким поясом окаймляет, например, Антарктиду.

Сложнее выглядит картина речной транспортировки, а это основной фактор поставки терригенного материала. Напомним, что при современном положении континентов и речных систем, 10 крупнейших рек дренируют только 16% площади суши, но поставляют в океан около 40% обломочного материала, а его количество, состав и характер отчетливо контролируется положением в том или ином климатическом поясе. Так, на долю гумидных зон (умеренных и экваториальных) приходится 88% общего объема вносимого терригенного материала, на долю аридных и ледовых – примерно по 6%. При этом надо учесть, что в современную эпоху в Северный Ледовитый океан впадают мощные и полноводные сибирские реки – Обь, Енисей, Лена.

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» (1981, с. 29).

В полном соответствии с климатической зональностью характера выветривания на суше в областях ледового климата в океан поступает 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 нестойких минералов, особенно полевых шпатов. Среди глинистых минералов появляются монтмориллонит и смешаннослойные; в экваториальной зоне явно преобладают каолинит, смешаннослойные, появляется гиббсит.

Гранулометрия отложений аридной зоны занимает промежуточное положение между ледовой и гумидной (рис. 9.4). При этом важно подчеркнуть, что в аридный пояс океана, в отличие от других климатических поясов, в значительном, а может быть и преобладающем количестве обломки поставляются путем золотого 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.

Различия широтных – климатических – зон по освещенности, солености, температуре, характеру вертикальной циркуляции вод, которые определяют поступление к поверхности биогенных элементов, обуславливают соответствующее зональное же распределение количества и типов организмов, а через них – интенсивность и состав биогенного осаждения материала.

Гумидные зоны и частично прилегающие к ним ледовые – 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

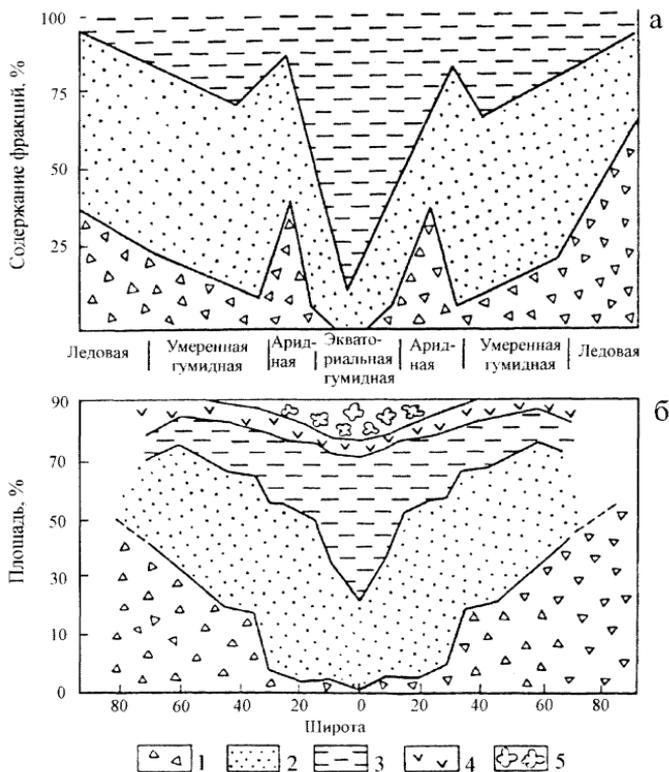


Рис. 9.4. Зональность подготовки терригенного материала в корях выветривания на континенте (а) и распределения типов осадков на шельфе (б) (Лисицын, 1981)

1 – грубообломочный материал; 2 – песчано-алевритовый материал; 3 – пелитовый материал; 4 – биогенный материал (ракушечники); 5 – коралловые постройки на шельфе

радиоляриевого (подробнее см. Кузнецов, 2007, с. 471; рис. 9.2). В осадках этих климатических поясов максимальны и концентрации рассеянного органического углерода.

Карбонатажающий планктон в виде главным образом птеропод и фораминифер развит преимущественно в аридных климатических зонах, причем распределение пелагических карбонатных осадков определяется не только продуктивностью этих организмов, но и глубиной бассейна, так как ниже критической глубины

карбонатакопления (см. Кузнецов, 2007, с. 363–364) поступающий сюда материал растворяется, и формируются бескарбонатные осадки. По ряду причин (биопродуктивность, условия поступления органического материала в осадок и его захоронение) в осадках аридных зон содержание 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 и к количественным различиям отложений разных климатических поясов. В пелагических областях океанов мощности осадочного чехла в общем невелики и не превышают 1000 м, (в среднем, по данным А.П. Лисицына, 459 м), но в аридных зонах они обычно менее 100 м.

При рассмотрении климатических типов литогенеза континентальных блоков отмечалось различное проявление диагенетических процессов в разных климатических зонах. В определенной степени своеобразие диагенеза установлено сейчас и в глубоководных океанических осадках. Так, формирование известных железомарганцевых 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 платформ в зонах аридного и гумидного климатов (рис. 9.5).

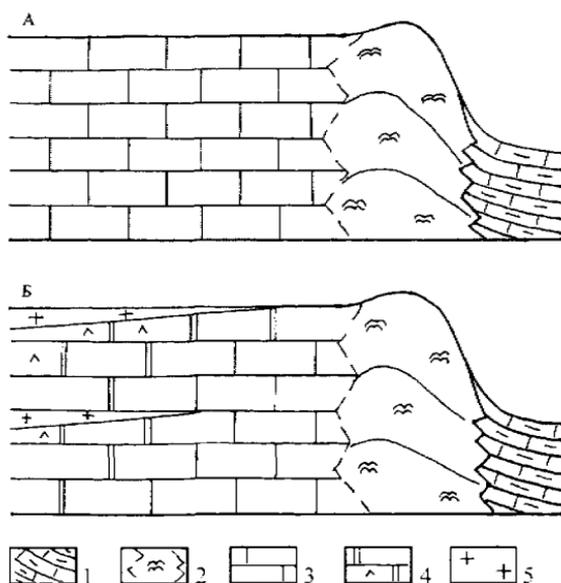


Рис. 9.5. Схема латеральных изменений платформенных карбонатных формаций гумидной (А) и аридной (Б) климатических зон (соотношение масштабов не соблюдено)

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

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 (Кузнецов, 2007, раздел 7.6, с. 377–390). Во всех случаях моря были связаны с Мировым океаном, водообмен с которым обуславливал постоянное поступление вод среднеокеанической солености. На бровках шельфов могли формироваться рифовые системы, которые, одна-

ко, 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 обильна и разнообразна. В итоге на всей площади водоема отлагались 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 микробных сообществ и, как следствие, постепенной смене органогенных известняков известняками биохемотропными, 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 асимме-

трично. 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 венд-кембрийских отложений Сибирской платформы, девонских Западной Канады, пермских Восточно-Европейской платформы и в других районах (Кузнецов, 1992).

Можно добавить, что такие литологические изменения имеют непосредственное значение и в геологии нефти и газа, ибо они определяют региональные изменения типов и величины пустотного пространства, смену мощного однородного массивного природного резервуара серией относительно маломощных пластовых (подробнее см. Кузнецов, 1992).

Завершая рассмотрение вопроса о влиянии климата на осадочный процесс, следует сделать два замечания.

Во-первых, что указывалось ранее, границы между типами литогенеза нерезкие, 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 гляцио-эвстатические регрессии. Только за время последнего, далеко не самого мощного, оледенения 20–30 тыс. лет назад уровень океана был на 130–140 м ниже современного. Это вело к совершенно иному составу и распространению осадков и регрессивному строению комплексов. Например, полностью отсутствовало Азовское море, и на этой площади располагалась долина реки Дон, которая впада-

ла непосредственно в Черное море. В периоды подобных похолоданий расширились 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 – 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.

Значительно более подробно с климатическими типами литогенеза, их характеристикой, составом и строением отложений можно ознакомиться в работах Н.М. Страхова (1960–1962, 1963), А.П. Лисицына (1977 -1, 2, 1978, 1981, 2001).

9.3. 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. Человек необыкновенной эрудиции, широчайших научных интересов, оригинально мыслящий исследователь выдвинул, обосновал и развил целый ряд идей, ставших основой целой серии научных направлений XX и наступившего XXI столетия. Геологи-

ческое 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.

Прежде чем рассматривать конкретное влияние биоты – некоторое отступление по более общей проблеме – причине возникновения самих идей, отступление, которое в какой-то мере объясняет обращение В.И. Вернадского к этой проблеме.

Еще Аристотель – величайший философ античного мира, высказал мысль, что наука («высшая мудрость») начинается с удивления каким-либо фактом, явлением, и это удивление заставляет задуматься об их причинах, искать им объяснение. Во второй главе первой книги «Метафизики» он отмечает: «Мудрость (высшая наука) имеет не действенный, но теоретический характер; это явствует из того, что источником, откуда она появилась, было удивление...» (Аристотель, 2006, с. 8). В другом переводе это положение звучит еще более определенно: «Удивление – источник появления науки о первых началах и причинах» (Аристотель, 1975, с. 68). И далее: «...вследствие удивления люди и теперь, и впервые начали философствовать, причем вначале они испытали изумление по поводу тех затруднительных вещей, которые были непосредственно перед ними, а затем понемногу продвинулись на этом пути дальше и осознали трудности в более крупных вопросах. ...человек, который любит мифы, является до некоторой степени философом, ибо миф слагается из вещей, вызывающих удивление» (Аристотель, 2006, с. 10).

Близкие соображения находим и у самого В.И. Вернадского. 8 июля 1882 года он записал в своем дневнике: «Какое наслаждение “вопрошатель природу”, “пытать ее”! Какой рой вопросов, мыслей, соображений! Сколько причин для удивления, сколько ощущений приятного при попытке обнять своим умом, воспроизвести в себе ту работу, какая длилась века в бесконечных ее областях!» (Страницы автобиографии..., 1981, с. 34). Подобное удивление далее вызывает уже вопросы. В письме своей супруге 2 июля 1887 года он пишет: «...нет ничего сильнее желания познания, силы сомнения; знаешь, когда при знании фактов доходишь до вопросов

“почему, отчего”, их непременно надо разъяснить, разъяснить во что бы то ни стало, найти решение их, каково бы оно ни было» (Вернадский, 1988, с. 106).

Подобным «удивлением» для самого В.И. Вернадского, видимо, стал вроде бы частный факт, о котором он прочел небольшую заметку в 41 томе научного журнала «Nature» за 1890 год и который упомянут в параграфе о биогенной миграции в главе 5. Это – перелет саранчи и масштаб подобного явления. «Удивление» масштабом явления во многом послужило началом разработки самого учения о биосфере.

Основой жизни, началом всех ее проявлений и процессов является усвоение организмами-автотрофами солнечной энергии и генерирование органического вещества, которое обуславливает 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 организмах составляет $1,0$ – $1,1 \cdot 10^{11}$ т, что соответствует суммарной энергии $2,2 \cdot 10^{17}$ ккал. (табл. 9.1).

Учение В.И. Вернадского о геологической роли жизни обобщено в виде трех форм биогенной миграции. 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). Вторая форма – усвоение организмами из растворов, атмосферы и пород, и прежде всего почвы, биогенных элементов, а также элементов-примесей и накопление их организмами. Наконец, третья форма – накопление,

Таблица 9.1

**Биомасса, продуктивность и количество энергии в живых организмах
Мирового океана (Богоров, 1968)**

Группы организмов	Биомасса, 10 ⁹ т сырого веса	Продукция, 10 ⁹ т	П/Б	Количество энергии ккал		
				Среднее в 1 г сырого веса	В биомассе, 10 ¹²	В продукции, 10 ¹²
Продуценты:						
Фитопланктон	1,5	550	366	0,35	525	192500
Фитобентос	0,2	0,2	1	0,40	80	80
Консументы						
Зоопланктон	21,5	53	2,5	0,50	10750	26500
Зообентос	10	3	1/3	0,45	4500	1350
Нектон	1	0,2	1/5	1,1	1100	220
Сумма для продуцентов	1,7	550,2	324	–	605	192580
Сумма для консументов	32,5	56,2	1,7	–	16350	28070

разложение и минерализация (фоссилизация) отмерших органических остатков.

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.

Геологические масштабы биогенной миграции определяются степенью концентрации организмами химических элементов, массой живого вещества, его геохимической энергией.

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, обуславливает характер самого осадочного процесса.

Возвращаясь к формам влияния жизни на разных стадиях литогенеза, надо отметить, что первая форма – это, по сути дела, раз-

ные виды участия организмов в подготовке, создании осадочного материала на стадии выветривания, которые более подробно были рассмотрены выше в главе 4. 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 вещества организмами – реализуется двояко. Некоторые элементы входят непосредственно в состав живого вещества. Это прежде всего С, О, Н, N, К, Fe, V и некоторые малые элементы. Другие входят в состав скелетов организмов. Это кремний, кальций, те же углерод, кислород (образуют опал, арагонит, кальцит и другие 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 кларк концентрации еще более повышается, до 2600 в торфе, 3500 в каменном угле, 4200 в антраците, 3700 в нефти (Перельман, Касумов, 2000).

Биогенный углерод переходит в осадки и породы в форме рассеянного органического вещества. Повторим, что кларк его в осадочных отложениях составляет, по разным подсчетам, 0,54–0,62% (Вассоевич и др., 1973; Ронов, 1993). В итоге в течение неогена, то есть за последние 1600 млрд. лет, в осадочных породах захоронилось, по оценке А.Б. Ронова, $26,8 \cdot 10^{20}$ г органического углерода (табл. 9.2), 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 оби-

Таблица 9.2

Распределение углерода в осадочных отложениях неогей – 1600 млн. лет
(Ронов, 1993)

Осадочные отложения	Углерод карбонатный		Углерод органический		Отношение $MC_{орг} / MC_{карб}$	Кларк и субкларк $C_{орг}^*$ %	Кларк и субкларк $C_{карб}^*$ %
	масса, 10^{20} г	%	масса, 10^{20} г	%			
Осадочная оболочка в целом	724	100	109,5	100	1/6,6	0,48	3,17
Континенты	472	65	80,9	73,9	1/5,8	0,50	2,95
Океаны	76	11	1,8	1,6	1/42	0,11	4,58
Шельфы и материковый склон	176	24	26,8	24,5	1/6,6	0,54	3,54

С учетом субдукции с поздней юры $MC_{карб} = 878 \cdot 10^{20}$ г, $MC_{орг} = 113,2 \cdot 10^{20}$ г, $MC_{орг} / MC_{карб} = 1/7,8$; Масса $C_{орг}$ в осадках континентов: по Н.Б. Вассоевичу и др. (1973) = $72 \cdot 10^{20}$ г; Дж. Ханту = $9,9 \cdot 10^{20}$ г; Кларк $C_{орг}$: по Н.Б. Вассоевичу и др. (1973) = 0,62%, А.Б. Ронову (1993) – 0,54%.

тания. Примеры подобных концентраций ванадия и меди приводились в параграфе 5.4.

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 магnezиальным 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 связываются 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 6).

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. (Вопны, Jones, 2007; Peryt, 1996). По-видимому, микробиальные сообщества, устойчивые к экстремальным, не переносимым другими организмами условиям, создают некую матрицу, основу, которая и фиксируется затем соответствующими абиогенными породами.

Донная и особенно микробиальная биота после захоронения, а также обитающие в осадке бактерии обуславливают и основные диагенетические процессы, связанные с окислительно-восстановительными и кислотнo-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. Первоначально весь образующийся кислород шел на окисление элементов с переменной валентностью, прежде всего таких, как железо и сера. Другими словами, в истории осадкообразования впервые появились окислительные процессы. Это проявилось, в частности, в появлении сульфатных пород – гипсов и ангидритов. Соответствующие вариации изотопов серы, которые отмечают появление окисления в море, отмечаются начиная с 3 млрд. лет (Хаттори и др., 1985). Где-то на рубеже 2,2–2,5 млрд. лет назад резерв поливалентных элементов с низшей валентностью был исчерпан, кислород начал поступать в атмосферу и начала создаваться кислородная, то есть окислительная атмосфера. К этому времени был достигнут так называемый уровень Юри – 0,1% содержания свободного кислорода в атмосфере, 1,0–1,2 млрд. лет назад – уровень Пастера – 1%, и наконец, «актуалистическая» атмосфера с 10% кислорода сформировалась примерно 450 млн. лет назад.

Тем самым уже более 2 млрд. лет осадкообразование и осадконакопление происходят в окислительной обстановке, процес-

сы 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 стадийном 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 ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow 2\text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$), что ведет к повышению щелочности, и в том числе биохимическому осаждению карбонатов кальция и магния. Подробно 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 магниезиальных по составу пород в докембрии (Кузнецов, 2007, с. 357–364).

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 – окис-

лительной или восстановительной и кислотно-щелочной, которые, в свою очередь, и определяют те или иные осадочные процессы и их динамику.

Глава 10

ОСНОВНЫЕ ОБЛАСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

10.1. Основные области седиментации

При описании отдельных типов пород указывались области и обстановки их образования (Кузнецов, 2007). Большинство осадочных пород «космополитично», то есть они образуются в самых разных обстановках. Так, песчаные осадки формируются в субэвгалинальных горных и предгорных районах, в обстановке выровненного плоского рельефа пустынь, как низменных, так и высокогорных, в пресноводных континентальных водоемах – озерах и реках, в дельтах, в морских и океанических бассейнах – в прибрежной пляжевой зоне, в удаленных от берега участках шельфа, в том числе на его бровке, на континентальном склоне и его подножье, куда материал поставляется турбидитными потоками. Кажется, песчаники отсутствуют только на абиссальных равнинах.

Карбонатные породы бывают наземными (известковые туфы вблизи выходов подземных вод), озерными, литоральными (себховыми), мелководно-морскими и глубоководными (пелагические планктоногенные известняки). Вместе с тем, каждая группа подобных пород, во-первых, имеет свои особенности, в частности – свою структуру, и, во-вторых, существуют области предпочтительного их образования. Так, наземные и пресноводные известняки в общем объеме карбонатных пород составляют ничтожный процент.

Аналогично соли – гипсы, ангидриты, каменная соль, образуются в наземных условиях, в озерах, в отшнурованных от моря лагунах и полуизолированных морях. Другое дело, что для их образования во всех случаях необходим аридный климат, который обеспечивает интенсивное испарение и значительное повышение солености.

Поэтому, взяв просто образец породы, равно как и встретив пласт той или иной породы, нельзя сразу сказать, где именно, в какой географической (палеогеографической) зоне эта порода или этот пласт образовались. Изучив породу подробно, ее состав, структуру, текстуру, содержание в ней и характер органических остатков, если таковые присутствуют, по возможности латеральные и вертикальные изменения и соотношения с другими породами и пластами, можно с той или иной степенью вероятности судить о некоторых условиях их образования – динамике среды, возможной солености и др., и после этого предполагать и обстановку образования.

В современной литологии наряду с изучением и описанием современных процессов и обстановок осадконакопления значительное внимание уделяется восстановлению древних обстановок, то есть, по сути дела, проводится фациальный анализ. Последний, как и сама литология, возникнув в недрах исторической геологии как единой наиболее общей геологической науки, становится все более отдельным разделом геологии.

Это обстоятельство нашло свое отражение в учебных планах многих вузов и в создании отдельных учебников и учебных пособий. К примеру, в Московском Университете дружбы народов двумя изданиями в 1989 и 1996 годах вышли учебники Р.С. Безбородова по литологии и отдельно пособие по фациальному анализу (Безбородов, 1989, 1996, 2000). Аналогична ситуация в Уральском государственном горном университете, где В.П. Алексеев также издал в 2001 и 2004 годах учебное пособие по литологии, а в 2003 году пособие по литолого-фациальному анализу (2001, 2003, 2004).

Фациальный анализ, используя главным образом литологические показатели, дополненные материалами по фаунистической и

флористической характеристике отложений, не только позволяет реконструировать древние обстановки осадкообразования и осадконакопления, но и установить изменение этих обстановок, эволюцию процессов осадочного породообразования в истории Земли, выявить и охарактеризовать целый ряд бывших ранее, но исчезнувших ныне обстановок.

В настоящем пособии даны лишь общие, весьма схематические сведения об обстановках; более подробная их характеристика имеется в учебниках по фациальному анализу. В дополнение к упомянутым выше изданиям можно указать учебник Г.Ф. Крашенинникова (1971), специальный раздел в учебнике Б.К. Прошлякова и В.Г. Кузнецова (1991).

Итак, осадочные породы образуются практически на всей поверхности земного шара, как в континентальных, так и океанических областях. 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.

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 золотые 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. км², а подводной – более 2 млн. км². Объем осадочного материала этой дельты достигает 5 млн. км³ 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 внутриконтинентальные 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), локализуемой 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 (параграф 9.1), 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 (см. также параграф 9.2).

Вертикальная зональность обусловлена критической глубиной карбонатонакопления, которая изменяется от 3–4 км в уме-

ренных 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 $C_{\text{орг}}$ 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 $C_{\text{орг}}$ в широтном направлении на порядок ниже, чем в направлении берег–пелагиаль. Вертикальная зональность проявляется в снижении концентраций $C_{\text{орг}}$ с глубиной, что связано обычно и с удалением от суши.

Повышенные концентрации органического вещества и нефтематеринский потенциал отложений прибрежной зоны и внутренних морей известен достаточно давно и в целом освоен геологами-нефтяниками. Глубоководная зона повышенных концентраций вызывает сейчас особый интерес как возможный источник нефти и газа в глубоководных отложениях, перспективы которых оцениваются ныне достаточно высоко и разведка их весьма актуальна. Уже сейчас установлено, что максимальное развитие газогидратов (нового перспективного источника углеводородов) связано именно с этой зоной.

10.2. Строение осадочных комплексов. Цикличность разрезов

В результате осадконакопления формируются осадочные горные породы, причем формой их нахождения являются те или иные геологические тела, то есть образования более высокого – над-породного 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) и 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 пород-*

ных 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 в учебнике при описании отдельных петрографических типов пород, например солевых (Кузнецов, 2007, с. 431–435), при характеристике турбидитов и др.

В качестве примера напомним цикличность ленточных глин и, повторим, турбидитов.

Ленточные глины, или варвы (по-шведски – «сезон», термин введен Де Геером в 1910 году) 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 отложениях 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 градиционной 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 вначале 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. (Кузнецов, 2007, с. 431–435).

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 система-

тической, регулярной. Соответственно выделяются два вида циклитов, которые получили название событийных и периодических (периодиты).

Первые возникают в результате стихийных, или, точнее, закономерно, 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 грубый по склону 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 весьма обычны 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, т.е. 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, относительно 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. Опять-таки эти изменения далеко не всегда определяются трансгрессиями и регрессиями.

Еще в 1891 году И. Вальтер отметил, что в данном случае правильной говорить об изменении расстояния между дном моря и поверхностью воды (Walther, 1891). 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 (Jervey, 1988).

А это «изменение расстояния» определяется, как было отмечено выше (параграф 9.1), 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. 10.1), то есть обмелением, и наоборот.

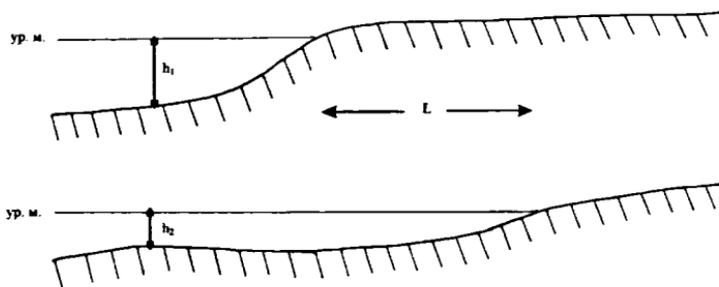


Рис. 10.1. Схема уменьшения глубины бассейна при одновременном расширении его площади (трансгрессии)

L – величина расширения бассейна (трансгрессии); h_1 , h_2 – глубина бассейна в определенном месте до и после трансгрессии. $h_1 > h_2$

Даже при однотипных в принципе колебаниях уровня моря состав и строение циклитов могут быть различны. В качестве примера можно показать различие в составе и строении разрезов упомянутых выше карбонатных платформенных формаций гумидной и аридной климатических зон (рис. 10.2).

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 развиты 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.

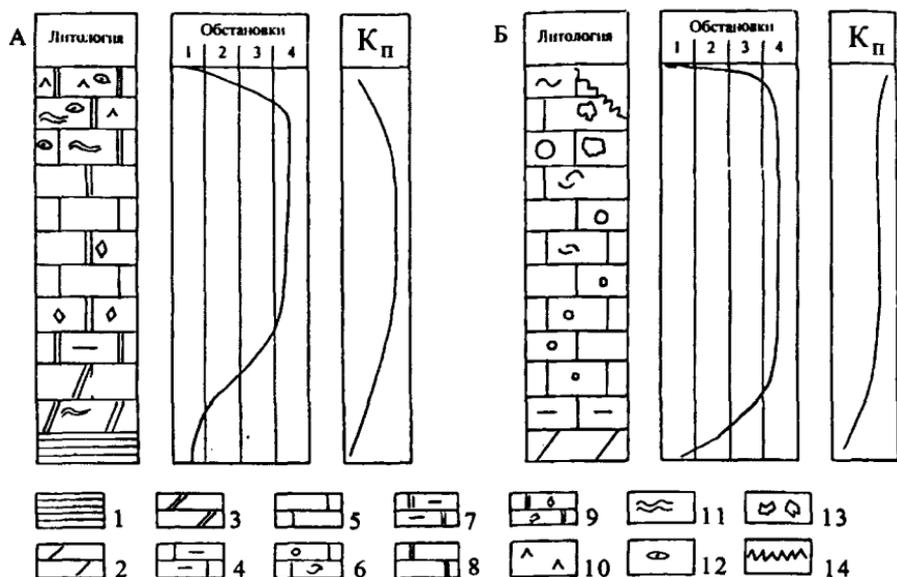


Рис. 10.2. Принципиальные схемы строения циклитов мелководных карбонатных отложений аридной (А) и гумидной (Б) климатических зон

Цифры в колонках – 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 – микробийальные – ламинитовые, строматолитовые и пр., 12 – фенестральные («птичьих глазку»); 13 – каверны поверхностного карстования; 14 – поверхности перерывов, К_п – принципиальная схема изменения коэффициента пористости по разрезу

В обоих случаях границы циклитов достаточно резкие, имеются следы перерывов, но в кровле циклитов гумидных зон нередко отмечаются следы карстования и поверхностного выщелачивания.

Следствием этих особенностей является и различие в физических свойствах, в частности – пористости пород. В аридных зонах наиболее пористыми являются центральные части циклитов,

в циклитах гумидных областей – средние и особенно верхние их части, где наряду с первичными порами отмечаются и каверны 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 по-разному, 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 рН среды, что, в свою очередь, вызывало садку магниезальных соединений и формирование, в конечном счете, доломитов (Кузнецов, 2007, с. 358–359).

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 карбоната накопления, 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 карбоната накопление 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 субэаральной 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 сте-

ногалинной фауны и прекращение формирования органогенных и органогенно-обломочных структур. Повышение солености приводит к доминированию цианобактерий и вообще микробиальных сообществ, а результатом их жизнедеятельности, как отмечалось выше, является осаждение магнизиальных 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. 10.3).

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.

Естественно, что имеются и определенные отклонения от этой общей схемы, и циклиты одной климатической зоны по определенным, но не принципиальным показателям отличаются друг от друга. Так, на их мощности, а также мощности их отдельных элементов влияют разный темп и разная амплитуда прогибания и эвстатики, разная скорость аккумуляции осадочного материала и т.д.

Не всегда «сокращение расстояния от дна до поверхности моря» приводит к полному осушению, появлению литоральных и сублиторальных отложений и перерыву на верхней границе циклитов. В этом случае даже в обстановке аридного климата повышения солености не происходит, или оно незначительно, и не проис-

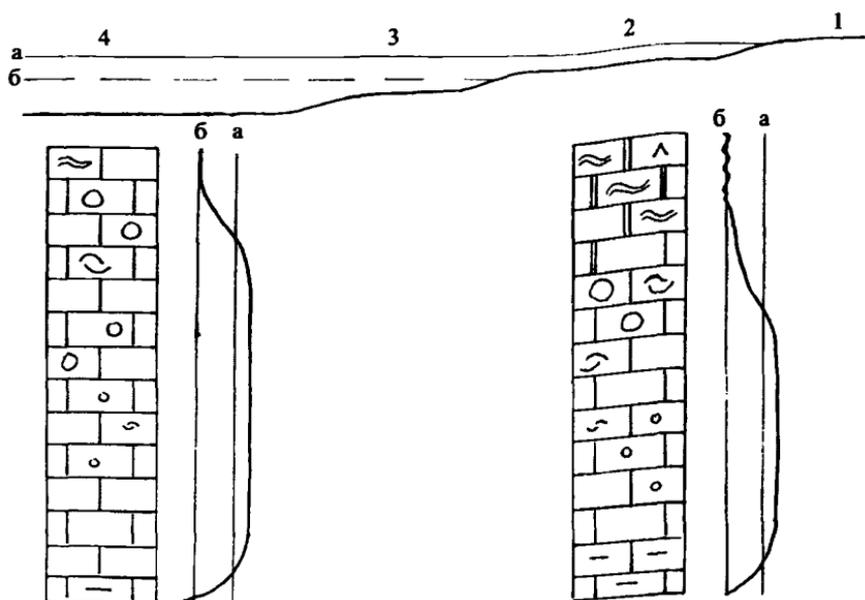


Рис. 10.3. Принципиальная схема строения циклитов разнофациальных отложений семиаридной климатической зоны.

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. 10.2

ходит накопления достаточно мощных микробиальных доломитов и тем более сульфатов.

Видимо, имеется и определенное изменение характера карбонатных отложений, связанное с эволюцией биосферы и осадочного процесса в целом. К примеру, в кембрийских циклитах биогенные граноморфные разности представлены различными водорослевыми (цианобактериальными) сгустками, кальцибионтами и онколитами, а со среднего палеозоя биогенная составляющая представлена в основном остатками скелетной фауны.

Различен характер пород и обстановок их формирования при однотипном тектоническом режиме и в континентальных условиях, но при разном климате. Подобная ситуация изучена, в частно-

сти, на примере нижнеюрских гумидных и верхнеюрских (титонских) аридных отложений Ставропольского свода (Кузнецов, 1987, 1988).

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. Даже в приведенном выше конкретном примере видно, что 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. Так, месторождения меди нередко связаны с основаниями крупных циклов; солей и угленосных пластов, напротив, – с их завершением, но в разном климате и т.д.

Глава 11

ФАЦИИ И ОСНОВЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

11.1. 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, т.е. условиями образования осадка. Генетическое содержание понятия фации

Грессли видно также по тому, что он выделяет и описывает фа-ции литоральные, включающие коралловые и илистые фа-ции, полупелагические, пелагические и т.д. Подобный вывод, кажущийся сейчас совершенно очевидным, был по тем временам практически революционным. Дело в том, что в геологии тогда существовали представления о том, что в определенные отрезки времени по все-му земному шару формировались одинаковые отложения, и в ре-зультате глобальных «вселенских» катастроф также одновременно по всей Земле менялся характер отложений. Подобные представ-ления в значительной мере сложились вследствие масштаба исследо-ваний и относительной ограниченности территории исследований. Действительно, на большей, или, по крайней мере, значительной части Европы в карбоне формировались угленосные отложения, в мелу – писчий мел. Эти названия с тех пор остались в между-народной стратиграфической шкале. Переход к более детальным исследованиям позволил отказаться от подобных представлений, и заслуга в этом во многом принадлежит именно А. Грессли.

В России выделение однофациальных и разнофациальных от-ложений и восстановление условий их образования относится к первой половине прошлого века. Термин «фа-ция» в отечественной литературе впервые использовал Н.А. Головкинский в магистер-ской диссертации, опубликованной в 1865 году.

Поскольку строгого определения термина у Грессли не было, в дальнейшем понятие фа-ции нередко стали употреблять в различ-ных значениях, принимая и развивая обычно ту или иную сторону определения А. Грессли. В общем виде представления о фа-циях развивались в трех основных направлениях.

Большинство исследователей рассматривают фа-ции как *гене-тическое* понятие, т.е. объединение отложений в фа-цию основано на общности физико-географических условий их образования. Правда, при этом наметилось два подхода. Одни геологи считают фа-циями *осадки* (или *породы*), особенности которых обусловлены физико-географической обстановкой седиментации. Другие пони-мают под фа-циями те *физико-географические условия*, в которых происходит накопление осадков. Д.В. Наливкин объединяет оба эти направления. По его мнению, фа-ция – «...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, т.е. литологическое понятие, но одновременно определенная часть суши или дна моря, т.е. 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, т. 1, с. 6–7).

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 разновозрастных 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 разновозрастными отложениями другого фациального типа. Убедительный пример в этом отношении приводит Е.В. Шанцер: «...по минералогическому и гранулометрическому составу, типу слоистости и всем существующим индивидуальным признакам золотые пески береговых дюн озерных и морских побережий гумидно-умеренной зоны часто практически неотличимы от барханных песков пустынь, и лишь то место, которое они занимают среди соседних с ними отложений, служит безошибочным критерием отнесения их к принципиально различным фациям» (Шанцер, 1966, с. 26–27). В других случаях, например при исследовании рифов, фациальные соотношения их с разновозрастными отложениями позволяют полнее понять при-

роду этих сооружений и способствуют их поискам. Другими словами, выделение различных комплексов или зон в пределах одного стратиграфического подразделения, установление изменчивости – не только цель фашиального анализа, но и важнейший его метод, позволяющий проводить надежные палеогеографические реконструкции, в том числе в зонах, где отложения этого возраста первично отсутствуют.

Таким образом происходит закономерное возвращение к первоначальному понятию, наиболее комплексному и всеобъемлющему (рис. 11.1). Естественно, что прогресс геологии за прошедшие более чем полтора столетия делает это понятие более полным и несколько более широким, включающим в себя и обстановки осадкообразования, а не только осадконакопления, т.е. изучаются фашии, не только представленные комплексом пород, но и обстановки областей, где отложения первоначально отсутствуют. Последнее не противоречит духу понимания фашии основоположником этого учения А. Грессли.

Исходя из всего сказанного под *фашиями понимают физико-географические условия определенного времени, отличные от условий того же времени в соседних смежных районах, кото-*



Рис. 11.1. Блок-схема основных направлений в понимании термина «фашия»

рые (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). Многозначность, полисемичность понятия, как справедливо отметил С.И. Романовский (1977) заключается и в том, что оно одновременно включает как палеогеографические (условия, обстановки), так и седиментологические (процессы, механизмы осаждения вещества) аспекты.

Фации включают не только обстановки, но и их изменчивость, тем самым определяют 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, т.е. 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 – 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, т.е. при увеличении. Выделяют основные компоненты породы (ассоциации организмов, структурные элементы, цемент и т.д.), подсчитывают их количественное соотношение. По характеру породы и содержащихся в ней 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. Фашиальный 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. Это понятие было введено А.П. Павловым для континентальных образований и распространено позднее В.Т. Фроловым на морские отложения. 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 фашии, 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 других фаций. У аллювия горных рек и спокойных равнинных фациально различный облик. 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 (т.е. 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. Поэтому, например, использование термина «коллювиальная фация» указывает не только на механизм отложения вещества, но и место, обстановку и возможные латеральные замещения другими фациями, где формируются другие генетические типы отложений.

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 мелу, но аллювиальная фация – это всегда часть отложений какого-то определенного возраста и выделяется как фация из комплекса одновозрастных смежных, но генетически иных отложений.

Подробно генетические типы отложений рассмотрены в учебнике В.Т. Фролова (1995).

В настоящее время трудно найти геологическую работу, в которой так или иначе не применялось бы понятие фашии и фашиального анализа. Прежде всего, учение о фашиях – это естественное введение и в то же время база палеогеографии – науки, восстанавливающей распределение суши и моря в отдельные моменты геологической истории, воссоздающей ландшафт и климатические условия древних континентов, обстановки и особенности бывших морей и океанов. Физико-географические условия образования осадков, реконструируемые фашиальным анализом, учитываются палеонтологами и стратиграфами при изучении остатков фауны и флоры, при корреляции разрезов, поскольку точная увязка разрезов – надежная база всех последующих геологических построений.

Изучение фаший позволило установить ряд древних обстановок осадконакопления, отсутствующих в современную эпоху, то есть установить эволюцию обстановок и осадочного породообразования в истории Земли.

Все реконструкции так или иначе опираются на знание современных обстановок осадконакопления. Так, выделение комплекса речных фаший будет основываться на особенностях строения, условиях образования и закономерностях развития современных рек и их отложений. При разделении морских и континентальных фаший также используются знания о современных образованиях того или иного генезиса. Более того, углубление наших знаний о современных условиях, механизмах и процессах седиментации и их результатах способствует переосмыслению и иной генетической интерпретации многих известных ранее отложений. Так, песчаники или прослойки органогенного перебитого детрита в приливно-отливных зонах ранее считались нормальными отложениями приливных течений, а сейчас чаще интерпретируются как штормовые образования (темпеститы). Нижний обломочный элемент флишевого многослоя, или циклита считался обычно нормальным мелководным образованием; ныне абсолютное большинство геологов признает глубоководное образование флиша в результате деятельности турбидитных кратковременных потоков. Вообще в последние годы

большое внимание уделяется катастрофическим спазматическим явлениям и их осадкам (событийное осадконакопление).

При этом нельзя все современные условия механически переносить на древние эпохи, т.е. полностью абсолютизировать принцип актуализма – необходимо учитывать общую эволюцию Земли и геологических процессов. Относительно постоянными в истории Земли были процессы механического переноса и отложения осадков по законам механической осадочной дифференциации – для транспортировки крупных обломков всегда необходима большая энергия, чем для переноса более мелких; степень отсортированности кластической части зависит от транспортирующей среды (водной или воздушной), стабильности ее энергетического потенциала и т.д. Вместе с тем, даже в этих относительно простых случаях при постоянстве механизмов осаждения эволюция физико-географических обстановок земной поверхности обуславливала изменение характера фациального облика некоторых терригенных отложений. Так, прогрессирующий во времени рост высоты горных сооружений от байкальской складчатости к альпийской обусловил формирование и все более крупногалечных конгломератов, о чем пойдет речь в главе 14.

В геологической истории существовали очень крупные и глубокие моря – области соленакопления, аналоги которых ныне полностью отсутствуют.

Что касается геохимических обстановок, состава фауны и флоры, определяющих условия и характер отложения хемогенных, биохемогенных и органогенных пород, то они существенно менялись. Так, кайнозойские доломиты связаны с фациями осолоненных лагун аридной зоны. Однако массовое развитие доломитов в нижнем палеозое ни в коей мере не является свидетельством наличия многочисленных лагун, так как образование доломита тогда шло в открытых морях нормальной, обычной для той эпохи солености.

Некоторые примеры обстановок образования отдельных типов пород – соляных, кремнистых, обломочных – приведены в учебнике (Кузнецов, 2007).

Сказанное, однако, не отрицает, а, напротив, определяет необходимость постоянного сопоставления и сравнения с современ-

ными осадками и обстановками, что является одним из методов и одной из основ фациального анализа. Более того, приведенные примеры показывают, что само выявление эволюции и определение ее закономерностей возможны при историческом рассмотрении фаций и являются одним из итогов фациального анализа.

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, т.е. осуществлять научный прогноз перспектив нефтегазоносности новых территорий, оценивать возможные объемы генерации углеводородов, т.е. 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 нефтега-

зодобывающих районах, где фонд структурных ловушек в значительной степени исчерпан, весьма актуален.

В данной главе рассматриваются главные методологические основы и приемы фациального анализа, возможности тех или иных методов, области их применения, комплекс необходимых исследований, т.е. изучаются не пути выделения отдельных конкретных фаций, а общие методы фациального анализа вообще. Поняв и изучив 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), 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.

11.2. 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. 11.2), которое включает:

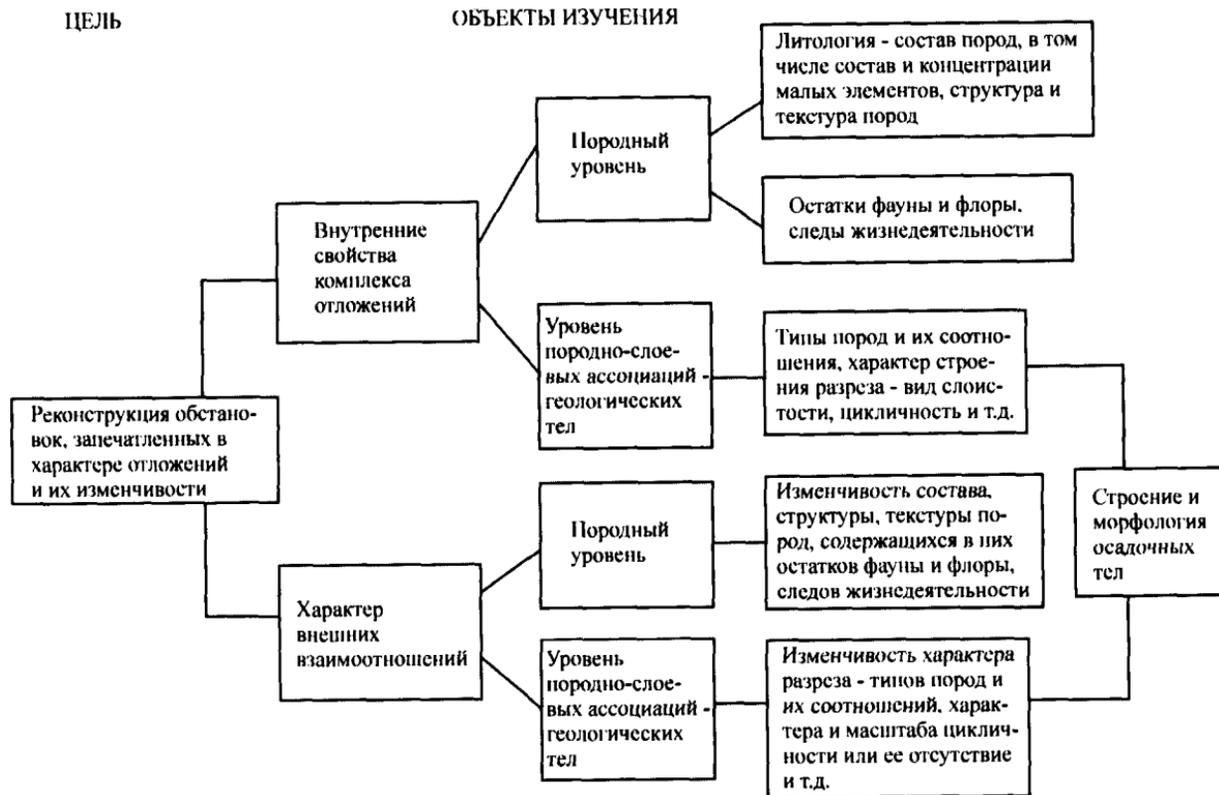


Рис. 11.2. Принципиальная схема фациального анализа

– 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 разновозрастных отложений – смены в пространстве их состава, структуры, текстуры, остатков фауны и флоры, следов жизнедеятельности и т.д.;

– изучение формы осадочных тел, их строения и взаимоотношений с разновозрастными 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 наложения, цикличность, характер смены показателей в разрезе, т.е. строение и морфология осадочных толщ и их изменения в пространстве.

11.2.1. 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 (см. также главу 2). 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. Минералы в последних подразделяются на две группы – аллотигенные (аллохтонные) и аутигенные (автохтонные) (см. табл. 2.3). 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 фашиальном анализе, классическим примером чему являются работы В.П. Батурина по восстановлению условий образования продуктивной толщи Бакинского района (Батурин, 1937). Это исследование было отмечено самой престижной международной премией имени Спендиарова на 17 сессии Международного геологического конгресса в 1937 году. Методика работ и многочисленные примеры позднее опубликованы в отдельной монографии (Батурин, 1947).

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, кремнелых 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 граувакки – 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 порообразующих, так и аксессуарных

Так, обилие в тяжелой фракции апатита, циркона, рутила, роговых обманок, а в легкой – калиевых полевых шпатов и кварца свидетельствует о размыве гранитоидов. Ассоциация магнетита, титаномагнетита, сфена, основных плагиоклазов, амфиболов и пироксенов наиболее характерна для основных и ультраосновных пород. Кстати говоря, последняя ассоциация позволяет предполагать относительно недалекий перенос и аридный климат в пределах области питания, поскольку многие из этих минералов легко истираются при механическом переносе и быстро разрушаются при выветривании в условиях гумидного климата.

Развитие дистена, ставролита, силлиманита, граната, андалузита при значительном количестве в легкой фракции кварца с волнистым и мозаичным угасанием указывает на размыв метаморфических комплексов.

Общая бедность минералами тяжелой фракции, наличие перетолженного глауконита, остатков фосфоритов, кремней, кварцитов свидетельствуют о развитии на водосборной площади осадоч-

ных пород.

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 малоустойчивых минералов.

В этом случае большую помощь может оказать исследование аксессуарных минералов, многие из которых более устойчивы, чем породообразующие. Ассоциации породообразующих и аксессуарных минералов и соответствующий состав исходных «материнских» пород приведен в таблице 11.1.

Таблица 11.1

Характерные ассоциации минералов терригенных осадочных пород и соответствующие им породы питающих провинций (Батурин, 1947; Петтиджон, 1981)

Ассоциации минералов		Породы питающей провинции
Легкая фракция	Тяжелая фракция	
Кварц, микроклин, ортоклаз, кислые плагиоклазы, мусковит	Циркон, биотит, сфен, апатит, амфиболы (монацит, турмалин розовый)	Граниты и гранодиориты
Обломки основной массы эффузивов, основные плагиоклазы	Авгит, гиперстен, ильменит, рутил, (брукит, анатаз, лейкоксен, амфиболы)	Основные, реже средние изверженные породы
Значительное количество кварца с волнистым и мозаичным угасанием	Дистен, ставролит, силлиманит, гранат, эпидот, цонзит, амфиболы (андалузит, магнетит)	Метаморфические породы
Обломки основной массы эффузивов, основные плагиоклазы, змеевик	Пироксены, шпинель, хромит	Ультраосновные породы
Обычно преобладание кварца, в особенности с окатанными регенерационными каемками, кремь, обломки ортокварцита	Циркон (часто окатанный), турмалин, рутил, гранат, (лейкосен, глауконит)	Древние кластические осадочные породы, в том числе формировавшиеся в обстановке интенсивного выветривания

В скобках отмечены менее распространенные и не обязательные минералы.

Изучение пространственных изменений состава обломков (процентных соотношений минералов, их ассоциаций) позволяет установить положение областей сноса и пути переноса обломочного материала 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 в стадию 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 выяснения 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 фос-

форитов 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 слабоминерализованных щелочных озер засушливой зоны.

Наиболее распространенные карбонатные минералы (кальцит и доломит) образуются в широких пределах солености – от слабоминерализованных, 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 известкывыделяющего 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, фацециальных 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 солёности. 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 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, 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.

В настоящее время имеется ряд интересных и часто удачных попыток использовать структурные особенности осадочных пород для непосредственного выяснения генезиса отложений, или точнее – динамики среды осаждения. Одной из наиболее удачных с точки зрения правильности определения результатов является диаграмма Р. Пассега для определения генезиса водных осадков (Кузнецов, 2007, с. 241–246).

При применении любых генетических диаграмм следует помнить, что они с той или иной достоверностью определяют именно динамику среды осаждения. Последняя может быть одинакова в разных фашиях (пляжи моря и крупного пресноводного озера). Напротив, в разных фашиях могут быть одинаковые формы движения воды (реки и морские течения). В пределах одной группы фаший или даже одной фашии могут быть движения разного типа или разной интенсивности (в русловых фашиях характер движения и его интенсивность различны в стержневой зоне и у берегов, на перекатах и в западинах и т.д.). Кроме того, структура обладает определенной консервативностью, и при переотложении осадка в ней сохраняются (наследуются) особенности исходных пород и осадков. Так, некоторые современные эоловые пески Кара-Кумов попадают на генетических диаграммах в поле речных осадков. Это связано с тем, что пески – древний аллювий Аму-Дарьи, слабо перевеянный ветром, и сохранили еще многие признаки аллювиального происхождения.

Отсортированность отложений зависит от среды переноса и отложения (воздушной или водной) и характера движения. Эоло-

вые 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 осадения. В этом случае гистограммы гранулометрического состава становятся двухвершинными (распределение бимодально).

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 размеров фракций) комплексов одновозрастных отложений.

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 достаточно большое количество каменного материала из естественных обнажений и (или) скважин и проведя массовые гранулометрические анализы, можно построить в изолиниях карты медианного диаметра обломочной части. Основная конфигурация изолиний отразит общую форму бассейна седиментации с погружением 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 простираения дает указания о его направлении. Аналогичным образом можно строить и интер-

претировать и другие карты, характеризующие гранулометрию и структуру пород.

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, т.е. 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

Тектурные 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 одина-

кова 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, т.е. 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 горизонтальнослоистых текстур остановимся подробнее на интерпретации тонкой правильной слоистости, приобретающей иногда вид микрослоистости. Эта текстура представляет особый интерес для геологов-нефтяников, так как часто характеризует условия накопления толщ, обогащенных органическим веществом, которое впоследствии может генерировать углеводороды.

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.

Наконец, тонкослоистые осадки формируются и в открытых морях. Это либо изолированные котловинные и достаточно глу-

боководные 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 осадения 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 перерабатывает 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 фашиями 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 золовой (табл. 11.2).

11.2.2. Изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности для целей фациального анализа

Изучение остатков 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). 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,

Таблица 11.2

Признаки знаков ряби различных типов, (Атлас..., т. 1, 1962; Методы..., т. 1, 1957)

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 l/h (отношение расстояния между вершинами соседних валиков к их высоте)	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

таблица 11.2 (окончание)

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

являются багряные и зеленые водоросли, радиолярии, известковые губки, кораллы, брахиоподы, иглокожие, цефалоподы. Пеллециподы 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 грубоскульпти-

рованы, нередко прирастающие друг к другу, и не несут следов переноса и механической сортировки. В современных морях – это устричные и мидиевые банки; в мезозое и кайнозое банковые ракушняки формировались преимущественно раковинами остреид, в палеозое они сложены брахиоподами – пентамеридами и продуктидами, реже двустворчатými моллюсками (мегалодонтиды). Напротив, тонкостенные слабоскульптурованные раковины – показатели спокойных условий.

Важное значение среди прикрепляющихся организмов имеют 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 синезеленые водоросли (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.

11.2.3. 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 наложения, изменение 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. Известно, что выход керна обычно очень невелик, а в ряде скважин и вовсе отсутствует. Все это значительно снижает возможности литологических и палеоэкологических методов, особенно при исследовании крупных объектов – текстурных особенностей, крупных раковин, колониальных организмов и т.д. Поскольку керн не ориентирован в пространстве, многие важные моменты не могут быть определены. Даже если в керне видна косая слоистость или ориентированно залегают удлиненные фрагменты (раковины, галечки и т.д.), невозможно установить направление течений. Однако практически во всех скважинах проводится широкий комплекс геофизических

исследований, который позволяет достаточно точно выделять 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 высоко-точная 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 био-гермные структуры пород, наличие организмов-рифостроителей и другие характерные показатели, то это действительно рифы. Очень важным является и характер разновозрастных 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 разновозрастными 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 ар-

гументом должно стать выявление соответствующих фациальных замещений – в открытоморские 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. 11.3). 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 продолжения в виде аккумулятивных форм в подводно-дельтовой части на рисунке 11.3 приведены разрезы нижневизейских отложений Волго-Уральской области.

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 солончатые, пресноводные или горькосолончатые 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	Преобладают песчаники. Зернистость увеличивается вверх по разрезу. Изолинии отсортированности, состава и структуры обычно параллельны линиям выклинивания пластов, т.е. простиранию бара
Текстуры	Разнообразная слоистость, в том числе косая; общее падение слоев 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 ракушки

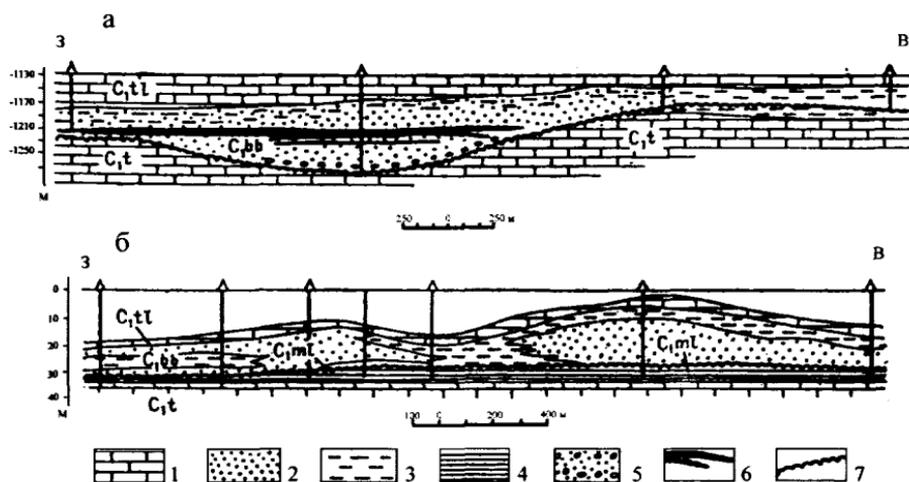


Рис. 11.3. Литолого-фациальные профили терригенной тощи нижнего визе Волго-Уральской области

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

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 денудационной деятельности. Вычислив расстояния от поверхности несогласия до реперного пласта и взяв полученные значения со знаком минус, можно построить карту-схему палеорельефа поверхности перерыва.

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 построения их 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.

Сложнее учесть дифференциальные тектонические движения в период накопления отложений от кровли перерыва до базисного горизонта. Чтобы свести к минимуму влияние этих подвижек, надо выбирать базисные уровни как можно ближе к поверхности перерыва и использовать не один, а несколько реперных пластов. При параллельности последних можно считать, что таких подвижек не было, при непараллельности можно установить направление движений и оценить их амплитуду, что позволит внести соответствующие поправки. Подобный анализ проведен, в частности, на примере рифов (Кузнецов, 1978).

Изучение характера строения и мощностей разнофациальных отложений в комплексе с аналогичным изучением покрывающих их образований позволяет 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 бентосных 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 удастся.

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. 11.4). 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 усло-

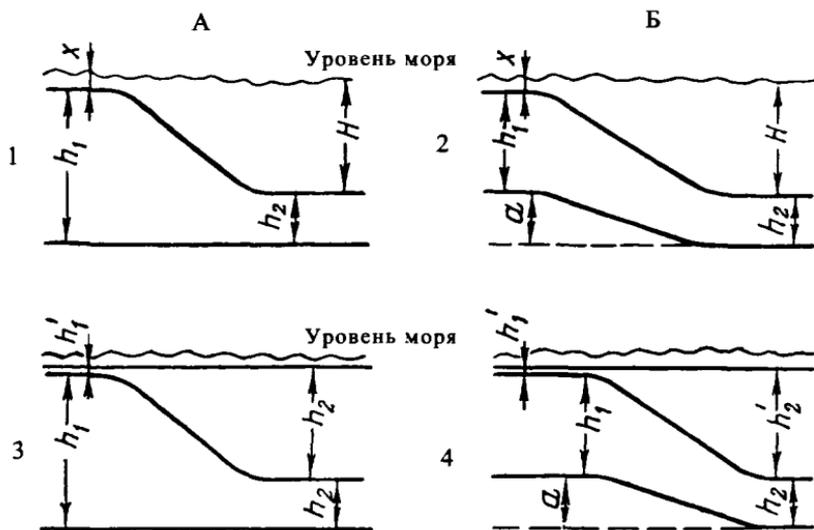


Рис. 11.4. Принципиальная схема определения глубины бассейна с некомпенсированным осадконакоплением при равномерной скорости прогибания всего бассейна (А) и при неравномерной скорости прогибания разных его участков (Б).

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 – $H=h_2'-h_1'+x$

вия 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 – приобретает все большее прикладное значение, в том числе в нефтяной геологии. Дело в том, что многие ловушки углеводородов связаны с положительными формами погребенного древнего рельефа, которые получили название палеогеоморфологических. Сам рельеф может образовываться как на стадии седиментогенеза, так и в более поздние

постседиментационные эпохи. В первом случае возникают либо аккумулятивные (риффы, бары, береговые валы), либо эрозионные (промоины, каньоны), либо эрозионно-аккумулятивные формы (аллювиальные, дельтовые). К постседиментационным относятся эрозионные останцы, куэсты, в какой-то степени карст, т.е. это рельеф, захороненный после континентального перерыва. Нетрудно видеть, что палеогеоморфологические ловушки седиментационного происхождения нередко выделялись ранее в качестве литологических, а постседиментационные – стратиграфических.

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 традиционном применении для выявления тектонической структуры, но и для изучения морфологии осадочных комплексов, латеральных изменений физических свойств разновозрастных отложений в различных зонах (выделения «сейсмофаций»), т.е. 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.

11.3. Основные приемы фациального картирования

Естественный и закономерный итог фациального анализа – картографическое представление его результатов – составление фаци-

альной карты изучаемого стратиграфического подразделения. Она отражает распределение по площади физико-географических обстановок определенного времени. Поскольку в абсолютном большинстве случаев мы имеем дело с обстановками, зафиксированными отложениями, то на этой карте показывается и литология пород соответствующих обстановок-фаший. Если доказано наличие на картируемой территории первичного отсутствия отложений, то есть областей денудации и сноса, они также выделяются и отображаются.

Построение фашиальных карт включает три основных этапа. Первое – 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.

Составление литологической колонки является стандартным построением: в вертикальной колонке шириной обычно 2,5–3 см в масштабе последовательно выделяются слои и показывается их литологический состав с использованием определенной системы условных обозначений.

При заполнении литологической колонки нередко возникает желание показать все детали состава и строения породы – например, песчаник алевроито-глинистый известковистый с косою слоистостью. Это требует введения множества дополнительных значков, что резко затрудняет восприятие рисунка и делает его трудночитаемым, и общее строение разреза теряется в деталях. Вместе с тем, многие из этих деталей важны и их лучше вынести и показать отдельно, что будет описано несколько ниже. Литологическую колонку необходимо сопроводить дополнительной важной информацией. К ней относятся номера слоев, их мощность, номера образцов и место их отбора. Пример показа этих данных приведен на рисунке 11.5. Допускается также не указывать мощность каждого пласта, а в соответствующей колонке дать линейный масштаб через 5, 10 и т.д. метров в зависимости от мощности разреза. В разрезах глубоких скважин масштаб обычно указывается в виде глу-

бины по стволу скважины. Если нет специальных указаний, место отбора образца отмечается в центре пласта.

При любом построении литологические колонки дают все же весьма общее и в целом грубое представление о разрезе и его изменениях, поэтому необходимы и некоторые дополнительные построения. Материалом для них служат результаты аналитических определений и различных литологических исследований.

Достаточно распространенными являются два вида таких графиков – колонки основного состава и седиментационные кривые.

На графиках основного состава показываются соотношения компонентов, составляющих в сумме 100%. Это может быть, например, содержание песчаной, алевритовой, пелитовой фракций и нерастворимого остатка (Н.О.), или нерастворимого остатка, кальцита, доломита и т.д. Для построения такого графика в широкой колонке (опыт показывает, что удобно пользоваться колонкой шириной 10 см, где 1 мм колонки = 1% содержания компонента) у точки отбора образца, то есть, как правило, у середины пласта *последовательно* в данном масштабе откладывается содержание всех компонентов. Например, если в породе содержится 45% песчаной фракции, 25 алевритовой, 20 глинистой и 10% растворимой части, то от нулевой линии слева направо откладывается 45%, затем от полученной точки направо откладывается еще 25%, далее аналогично 20 и 10%. Итоговая суммарная точка должна лечь на правое ограничение колонки, то есть соответствовать 100%. После того как проставлены значения возле всех пластов, одноименные точки соединяются и получают поля распространения соответствующих компонентов. В приведенном примере слева будет поле развития песчаных фракций (левое ограничение – прямая вертикаль, правое – ломаная линия), далее алевритовой, глинистой (оба поля ограничены ломаными линиями) и, наконец, справа – поле растворимой части (левое ограничение – ломаная линия, правое – вертикаль, соответствующая 100-процентному содержанию). Каждое поле определенным образом отмечается, например, разной штриховкой, крапом и т.д., и эти значки обязательно выносятся в условные обозначения. Полученная картина дает наглядное представление об *изменении состава* пород в разрезе.

В карбонатном разрезе целесообразно показать изменение содержаний нерастворимого остатка, кальцита, доломита, а при наличии сульфатов – и их содержания (рис. 11.6).

К этому графику необходимо сделать три замечания. Первое. Эту колонку называли и нередко называют до сих пор литогенетической, что, строго говоря, не соответствует действительности, так как никакой непосредственно *генетической* информации она не содержит и лишь наглядно показывает соотношения пород или их компонентов и их изменение по разрезу. «Генетичной» она становится только после авторской интерпретации, что, вообще говоря, отражается дополнительными рисунками, о которых будет сказано несколько позже. Сказанное в полной мере относится и к описанным ниже седиментационным кривым.

Второе. Рисунок будет относительно ясно читаться, если в колонке нанесено не более 3–4 компонентов. При большом их количестве понять характер изменения компонентов по разрезу значительно труднее, часто просто невозможно. Поэтому, например, если имеется относительно дробный гранулометрический анализ, то наносить отдельно крупно-, средне-, мелкопесчаные, крупно-, средне-, мелкоалевритовые и пелитовые фракции практически бессмысленно. Необходимо данные анализов свести к трехкомпонентной системе – песчаная, алевритовая и пелитовая фракции.

Третье замечание касается терригенных пород (и разрезов) и затрагивает скорее генетические вопросы. С чисто формальной точки зрения, правомерно в этой колонке показать изменение содержаний песчаной, алевритовой, пелитовой фракций и растворимой части. Однако генетически обломочная и растворимая части принципиально различны. Первая характеризует динамику среды отложения, а через нее относительную глубину, удаленность от источников сноса, изменение интенсивности приноса обломочного материала и т.д., а растворимая – либо химизм водоема, либо, что чаще, диа- или даже катагенетические процессы. В этом случае лучше использовать данные, пересчитанные только на нерастворимую часть породы, и построить колонку не общего состава, а состава только обломочной части, то есть песчаной, алевритовой и пелитовой фракций.

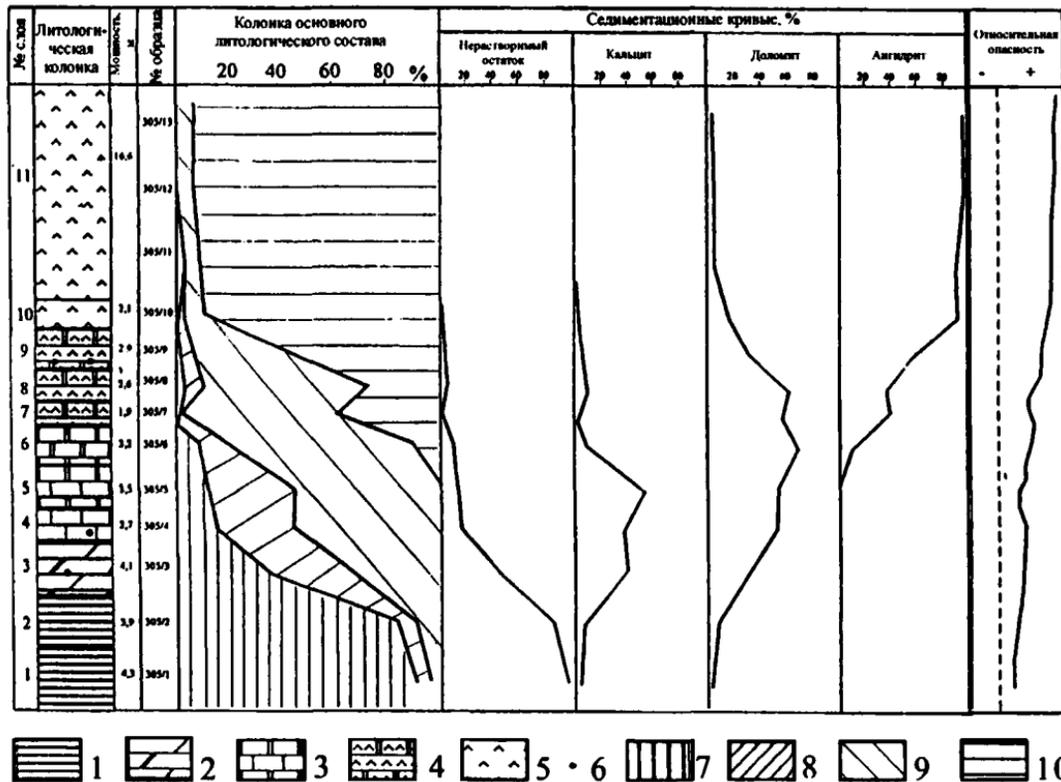


Рис. 11.6. Литологическая колонка, колонки основного литологического состава и литогенетическая кривая карбонатно-сульфатного разреза

1 – глины; 2 – мергели известково-доломитовые; 3 – доломиты; 4 – доломито-ангидриты и ангидрито-доломиты; 5 – ангидриты; 6 – битуминозность; 7–10 – содержания: 7 – нерастворимого осадка, 8 – кальцита, 9 – доломита, 10 – ангидрита

Уже на этом примере видно, что иногда целесообразно какие-то части породы выделять и показывать отдельно. Такие кривые называются седиментационными. Как и в предыдущем случае, несмотря на название – «седиментационные» – эти кривые показывают лишь изменение параметров по разрезу, но не условия седиментации.

Они строятся отдельно для каждого показателя. Эти кривые позволяют показать любые компоненты, в том числе такие, содержания которых мало и их просто не будет видно на графиках основного состава, поскольку каждую отдельную кривую можно строить в самостоятельном, удобном для данного показателя масштабе. Кроме того, таким образом можно показывать параметры, которые вообще не входят в состав или не оцениваются в процентах. Таковы, например, генетически важные медианный диаметр или коэффициент отсортированности. Аналогичным образом можно и полезно отмечать наличие каких-либо важных минералов-индикаторов, структурных и текстурных особенностей и т.д. Рисунок обязательно должен быть озаглавлен и сопровождаться условными обозначениями типов пород, полей на колонке основного состава (фракций, минералов и т.д.) и всех других показанных на нем материалов.

Важно еще раз 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. Так, на рисунке 11.5 указано относительное увеличение глубин водоема, когда песчаники сменяются алевролитами, которые формируются в обстановке более спокойной гидродинамики. Последнее чаще всего может быть обусловлено углублением, когда волнение не достигает дна или тут резко ослаблено. В принципе, ослабление гидродинамики может быть обусловлено и другими причинами, данная интерпретация уже содержит элементы условности. Приведенный пример лишний раз показывает, необходимость разделения фактического материала (результаты анализов) и их генетического истолкова-

ния, которое может быть неоднозначным. На рисунке 11.6 аналогичным образом показано увеличение солености, причем причины последнего также могут быть различны – аридизация климата, дополнительная изоляция водоема и т.д.

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, т.е. 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 из них тем или иным образом показать его состав и строение, а затем объединить поля с близкими характеристиками 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 $3,6^\circ$. (При изображении гранулометрического состава на циклограммы можно наносить отдельно все гранулометрические фракции, 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 рисунке 11.7.

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

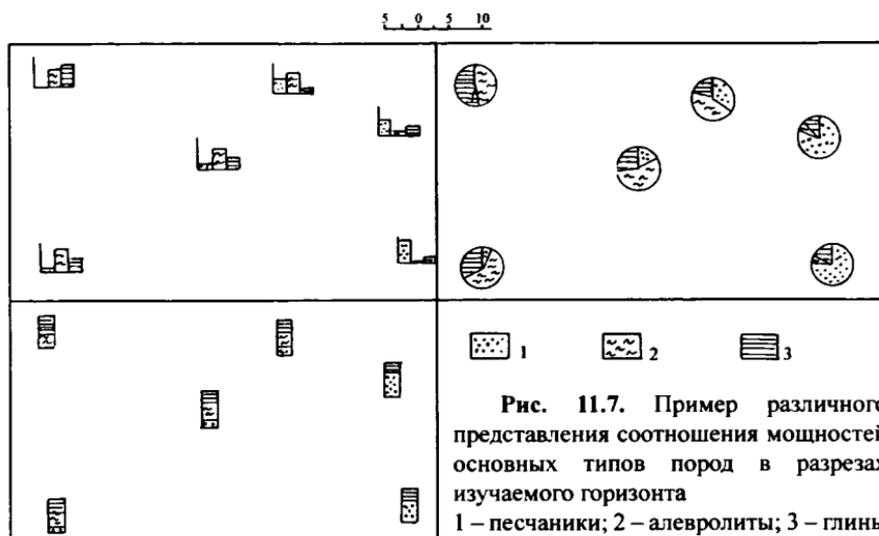


Рис. 11.7. Пример различного представления соотношения мощностей основных типов пород в разрезах изучаемого горизонта
1 – песчаники; 2 – алеволиты; 3 – глины

карт – процентного содержания каждого типа в изолиниях (рис. 11.8). При всей схематичности последних, обусловленной малым количеством точек, они имеют общую дугообразную конфигурацию изолиний. Изолинии 50-процентного содержания могут быть выбраны границами распространения зон – преимущественно



Рис. 11.8. Схемы изменения относительного содержания песчаников (а), алеволитов (б) и глин (в) в процентах от общей мощности изучаемого горизонта

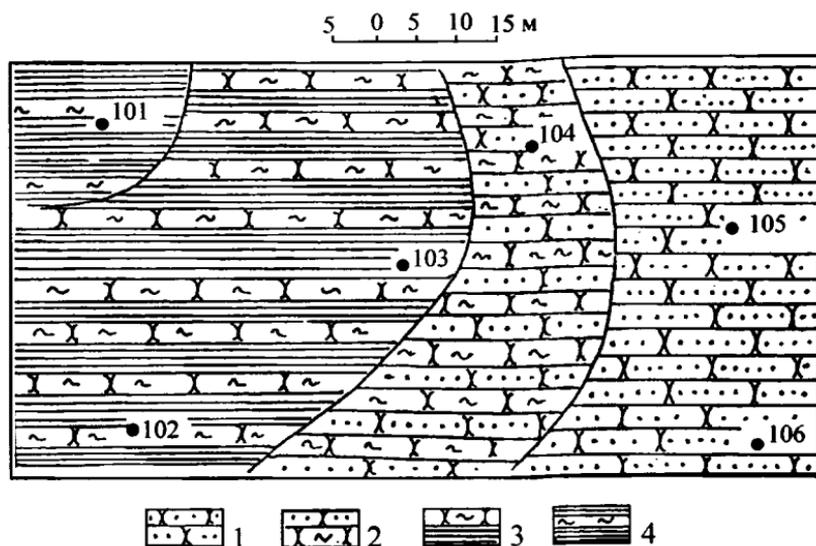


Рис. 11.9. Литологическая (литолого-фациальная) карта изучаемого горизонта
Области развития отложений: 1 – преимущественно песчаных, 2 – песчано-алевролитовых, 3 – глинисто-алевролитовых, 4 – алевролитоглинистых и глинистых

песчаных пород на востоке и преимущественно глинистых или, точнее, глинистых и алевролитоглинистых на западе (рис. 11.9). 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 понятия 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.

Другим методом изучения изменчивости отложений по площади может быть картирование в изолиниях структурных характеристик. На карте у точки взятия образца ставятся цифровые значения параметра (содержание песчаной фракции, содержание глинистого материала, содержание гранулометрических фракций, значения коэффициента отсортированности, медианного диаметра и т.д.) и затем с помощью интерполяции проводятся линии равных значений.

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 с учетом значения параметра и мощности пласта, который этот параметр характеризует.

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.

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 генетически 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. 11.10).

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 большую 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 осаднения. К тому же такое построение нередко невозможно чисто технически: при составлении фациального профиля обычно используется крупный вертикальный масштаб, в котором 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 стратиграфиче-

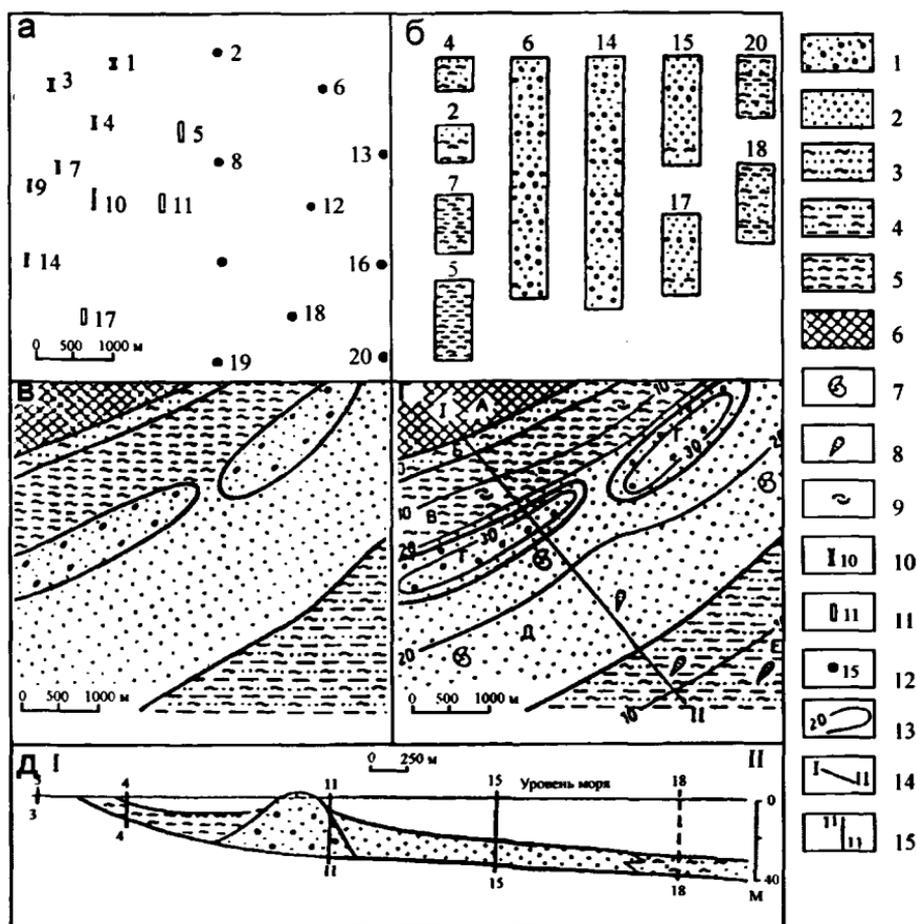


Рис. 11.10. Схема последовательности составления фашиальной карты и профиля
 а – схема расположения изученных разрезов; б – литологические колонки основных разрезов; в – литолого-фашиальная карта; г – фашиальная карта; д – фашиальный профиль.

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 – солоноватоводная фауна; 10 – обнажения и их номер; 11 – шурфы, каналы и их номер; 12 – скважины и их номер; 13 – изопакиты; 14 – направление фашиального профиля; 15 – положение разреза на профиле и его номер. Фашиальные 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

ского 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 неодинаковы. Существует целый ряд аккумулятивных форм, где повышенная отно-

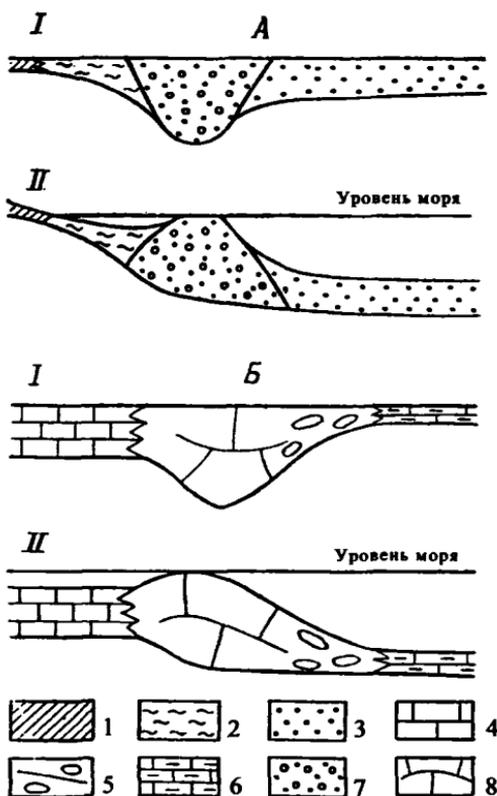


Рис. 11.11. Фациальные профили, построенные с выровненной кровлей изучаемого стратиграфического комплекса (I) и на палеогеоморфологической основе (II)

А – прибрежные бары; Б – рифовые системы, связанные с некомпенсированным прогибанием. Фаши: 1 – континентальные, 2 – лагунные, 3 – открытого мелкого шельфа, 4 – мелководные зарифовые, 5 – фаши предрифового шлейфа, 6 – глубоководные депрессионные, 7 – бары, 8 – рифы

сительно фоновых значений мощность обусловлена не интенсивным прогибанием, а более быстрым накоплением осадков (риффы, бары, пересыпы, 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 фашиальных соотношений, но и принципиально их искажает. При этом оказывается, что риффы, 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. 11.11). Более правильно строить фашиальный 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 моноклиально падающей подошве более правильно начинать построение от нее вверх (бары, одиночные риффы и др.). При наличии некомпенсированного прогибания за поверхность выравнивания может быть принята кровля толщи выполнения.

Не следует думать, что при построении фашиального профиля на палеогеоморфологической основе теряется объективная база и геолог вступает на путь безудержной, не доказуемой фактами фантазии. Любая фашиальная 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 фашиальную картину ближе к истине, чем формальное «объективное» выравнивание верхней границы комплекса отложений.

Глава 12

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 (VI 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 годы 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 (с. 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 [удаётся] засвидетельствовать от начала до конца какую-нибудь из таких перемен» (с. 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» (с. 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 принаравливались к верованиям и потребностям, вынесенным из совершенно чуждых им мировоззрений... При этих обстоятельствах проникали, распространя-

лись и овладевали образованием плохие и суеверные выборки и компендии древнего географического знания» (Вернадский, 1988, с. 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, с. 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, с. 111). В.И. Вернадский приводит положение одного из идеологов христианства, Лактанция, который считал, что целый ряд вопросов, сугубо естественнонаучных, 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, с. 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, с. 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, Ж. Бюффона и некоторых других стали достоянием науки. В конце XVIII – начале XIX века 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 изменений 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, солёности 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) непрерывности 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 прин-

цип 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 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 году 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..., 1993), а также в ряде специальных сборников и отдельных монографиях (Проблемы..., 1981; Эволюция..., 1983; Жарков, 1978; Кузнецов, 2003 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» (Эволюция..., 1993, с. 5), причем первым обратил на это внимание Л.В. Пустовалов (Яншин, 1993). 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 (Пустовалов, 1940). 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» (там же, с. 371). Это ни в коей мере не умаляет значения исследований современных осадков, «напротив, чем подробнее будут наши знания о современ-

ных отложениях, тем точнее и увереннее мы сможем воссоздавать условия образования осадочных пород» (там же, с. 372)

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, с. 289).

Глава 13

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.

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 три «внешних» причины, влияющих на осадочный процесс и определяющих его эволюцию:

1. Изменение в геологической истории типов и состава пород в пределах областей сноса, или, точнее, количественных соотношений разных типов пород.
2. Изменение состава, а соответственно, и геохимических свойств внешних геосфер, и прежде всего атмо- и гидросферы.
3. 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. 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 больших, чем в последующее время, количествах элементы, характерные именно для этих пород, и 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 силикатные 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. 13.1).

2. Радикальные изменения произошли в составе, а следовательно и свойствах водной и воздушной оболочек Земли.

Первоначально они сформировались за счет дегазации твердой оболочки. При этом на поверхность наряду с водой (в виде водяного пара) выносились «кислые дымы» – HCl, HF, CO₂ (последний образовывал с водой угольную кислоту – H₂CO₃), а также H₂S, NH₃, CH₄ и др. Все это определило хлоридно-карбонатный состав гидросферы, кислые среды и восстановительную обстановку в атмосфере и гидросфере. Реакции кислот с породами вели к специфическому выветриванию с растворением и выносом многих компонентов,

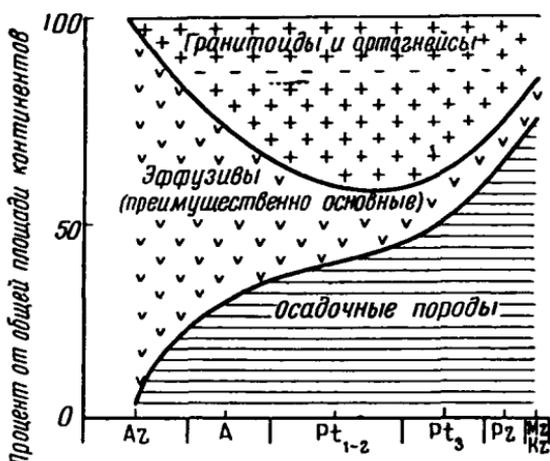


Рис. 13.1. Схема изменения во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии материков (Ронов, 1993)

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 крайней мере в гидросфере, что и обусловило окисление сульфидов и появление сульфатов. Подробнее о времени появления и значении кислорода – несколько ниже. Практически с рифея начали складываться современные типы гидросферы – сульфатно-хлоридный, и атмосферы – азотно-кислородный 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 по-разному.

3. Огромное значение в эволюции внешних геосфер, и осадочного породообразования в том числе, имело появление и развитие на Земле жизни. Выше (разделы 5.4, 9.3) указывалось, что организмы влияют на осадочный процесс двояко – непосредственным извлечением вещества из окружающей среды и переводом его в осадок и созданием геохимической обстановки на Земле.

Древнейшие бактериоморфные остатки, которые считаются хеомофоссилиями, 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, 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 назад).

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 Па-

стера), когда произошла смена анаэробного брожения энергетически неизмеримо более выгодным окислением при дыхании – на границе среднего и позднего рифея (1000–1200 млн. лет назад), а появление озонового экрана (10% от современного – точка Беркнера–Маршалла) – в ордовике – раннем силуре (~420–450 млн. лет назад) (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 CO₂, 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 биохомогенного 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.

Более подробно подобное влияние будет рассмотрено ниже при анализе эволюции отдельных типов пород и органического вещества.

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 салических. 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 жиз-

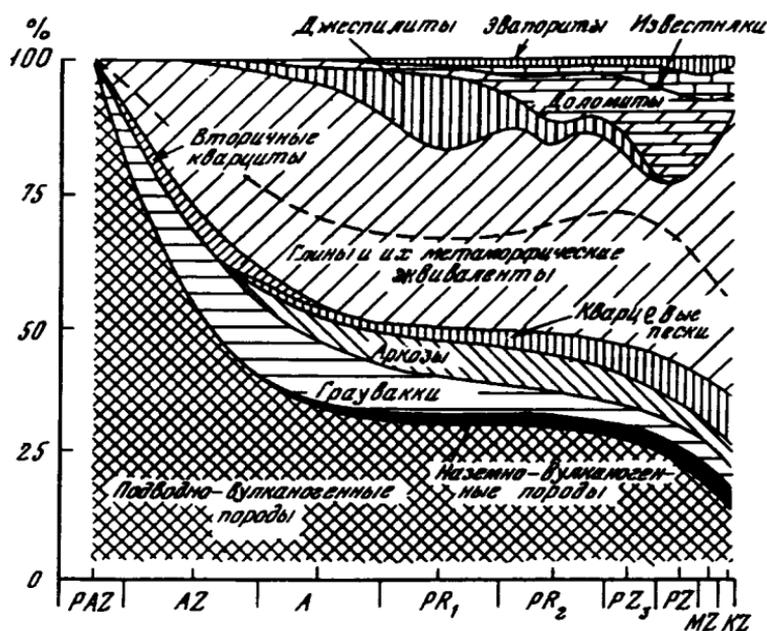


Рис. 13.2. Схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканических пород областей осадконакопления континентов (Ронов, 1993)

недеятельностью организмов, лишней 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. 13.2). Эволюция отдельных типов отложений подробнее рассмотрена в следующих главах.

Глава 14

ЭВОЛЮЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

14.1. 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 неодинаков 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 горные сооружения после байкальской орогении достигали 1,5–2 км, герцинской – 3–4 км, киммерийской – 5–6 км, и наконец альпийской (по сути дела, это современные горы) – 7–9 км.

Подобное увеличение высоты гор, установленное литологическими, или, точнее, литолого-фациальными методами приводит к важным, существенно более общим, глобальным выводам. Одним из наиболее правдоподобных объяснений является более близкое к поверхности расположение 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.

Это обстоятельство 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 фанерозе 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 восстановительной 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. Мезозойско-кайнозойские, а возможно, и верхнепалеозойские красноцветные отложения формировались в континентальных 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 от-

сутствии 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 в отсутствие наземной растительности континентальные красноцветные формации образовывались и в гумидном климате. В отличие от более молодых аридных красноцветов они бескарбонатны и не ассоциируют с эвапоритами.

14.2. Эволюция карбоната накопления

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 карбоната накопления чрезвычайно многообразна – это эволюция палеогеографических обстановок карбонатообразования, его масштабов, способов, механизмов накопления карбонатного материала, его состава и т.д. (Кузнецов, 2003).

Морское и океаническое карбоната накопление происходит в четырех основных географических (и палеогеографических) областях – на шельфах, внутрибассейновых отмелях, рифах и в пелагиали. Современные данные о распределении карбонатных отложений разного типа позволяют утверждать, что относительное значение этих палеогеографических областей с точки зрения объемов отлагающихся в их пределах карбонатных осадков менялось в геологической истории Земли (рис. 14.1).

В протерозое и палеозое карбоната накопление связано с обширными, обычно крайне мелководными, эпиконтинентальными «шельфовыми» морями, покрывавшими устойчивые блоки континентального сектора стратисферы – древние платформы (кратоны). Таковы, например, рифей-венд-кембрийские моря Сибир-

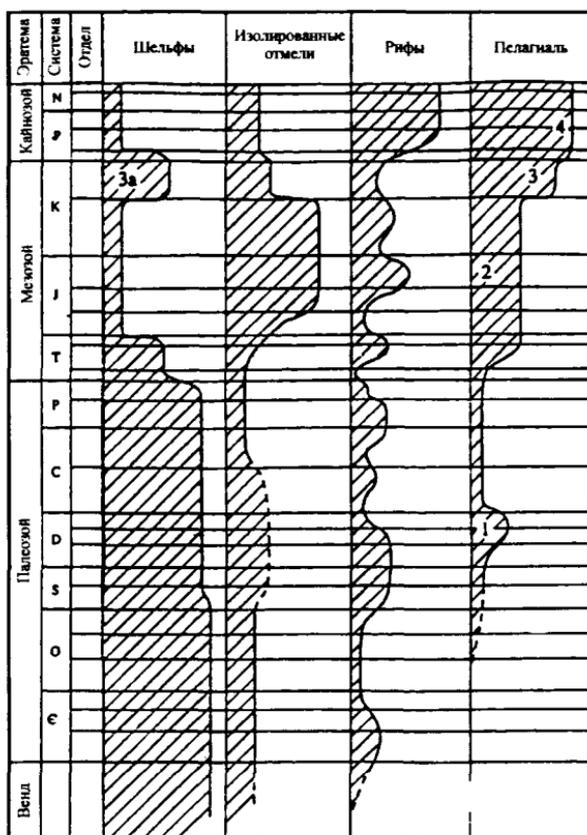


Рис. 14.1. Принципиальная схема изменения относительной роли различных палеогеографических областей карбонатакопления

1 – цефалоподовые, тентакулитовые, стилиолиновые известняки; 2 – известняки фаций аммонитического росо, майолика, гальштатские, аптиховые и др.; 3 – формация писчего мела; 3а – бентонитогенные известняки и писчий мел; 4 – кокколито-фораминиферо-фораминиферовые известняки

ской 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.

Другим палеогеографическим типом области карбонатонакопления были обширные отмели среди глубоководных древних океанических бассейнов. Здесь, как и на шельфах, формировались бентоногенные карбонатные и реже терригенно-карбонатные формации.

Размеры подобных отмелей и образовавшихся на них изолированных карбонатных платформ различны. Так, Астраханская платформа верхнего девона – башкирского яруса Прикаспийского микроконтинента имеет размеры 150×175 км при суммарной мощности карбонатной толщи около 2000 м. Площадь погребенной под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты палеозойской Нюрольской изолированной карбонатной платформы составляет около 10 тыс. км² при вскрытой мощности карбонатных пород около 3600 м, а Ханты-Мансийской – порядка 20 тыс. км². Нижне-среднедевонская платформа Салаира имела размеры примерно 350×500 км при суммарной мощности около 4 км, а фамен-турнейская Казахстанская – 450×900 км и мощность не менее 2500 м. Последние объекты представляли собой, по сути, микроконтинентальные блоки, покрытые мелким морем.

Третьей областью бентоногенного карбонатонакопления были рифы. Последние развивались как в пределах эпиконтинентальных наплатформенных морей, так и на окраинах континентов, часто обрамляя платформенные карбонатные отложения. Многочисленны также внутриконтинентальные рифы и рифы, обрамляющие микроконтиненты и жесткие блоки среди океанов.

В палеозое отмечено несколько эпох интенсификации рифообразования – ранний–средний кембрий, поздний ордовик – франкийский 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 органического детрита, с тонкослоистой или чаще флазерной, комковатой текстурой, наличием хардграундов, нередко железомарганцевыми 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 Палеоатлантике в пределах американского средиземноморья известна, например, средне меловая, обрамленная рифами платформа Голден Лайн в Мексике, юрско-нижнемеловая платформа плато Блейк. По крайней мере с раннего мела, а по геофизическим данным, с поздней юры начала формироваться Багамская банка – классический пример изолированной карбонатной платформы, являющейся прототипом этого типа карбонатных платформ вообще. Суммарная мощность мезозойско-четвертичных карбонатных пород этой банки, начиная со вскрытых скважиной отложений верхнего мела, превышает 4860 м. В юго-восточной Атлантике нижнемеловые мелководные бентоногенные отложения изолированной платформы обнаружены скважинами глубоководного бурения в пределах Китового хребта. Многочисленные изолированные карбонатные платформы известны в странах Средиземноморья.

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, средне меловые рудистовые рифы в наибольшей степени развиты в районе Мексиканского залива, Карибского моря по 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.

Близки к рифам карбонатные образования океанических гайотов – плосковершинных карбонатных образований, обычно с рифовым обрамлением, перекрытых пелагическими осадками и погруженных ныне на значительные глубины. Они, в частности, изучены в северо-западной и центральной частях Тихого океана, где обнаружено более 350 подобных образований. Мощности карбонатных отложений иногда превосходят 1600 м.

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 гальштадские известняки и аммонитовые фации его восточной части и, в частности, острова Тимор и др.

Наиболее изученными являются отложения типа Аммонитико россо, которые известны от Пиринеев на западе до Турции на востоке и по данным морского бурения – в Северной Атлантике. Как правило, это красные, желтые, бурые известняки, характеризующиеся отчетливо комковатой, нодулярной, реже тонкослоистой и еще реже массивной текстурой, микрозернистой структурой со своеобразной ассоциацией остатков организмов, включающей аммониты, белемниты, планктонные и бентосные фораминиферы, радиолярии, кокколитофориды, кальционеллы. Наряду с плавающими формами нередки и бентосные, но всегда специфические – посидонии, даонеллы, немногочисленные гастроподы, губки, остракоды.

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. Так, крупнейшие кайнозойские образования такого рода в районе Мексиканского залива и полуострова Флорида протягиваются на расстояние примерно 800 км при ширине не

более 200 км, а у полуострова Юкатан – на 600–650 км при ширине также около 200 км.

Сократилось и число изолированных отмелей с карбонатной седиментацией. Среди наиболее известных – Большая Багамская банка, где продолжалось формирование заложённой 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.

Количественная роль тех или иных обстановок вызывает значительные разногласия, однако можно утверждать, что абсолютно большая часть современного карбонатонакопления (а во многом и кайнозойского в целом) связана с планктоногенным осаждением в пелагических областях, значительная часть – с рифами и в существенно меньшей степени с другими зонами.

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 бенктоногенные карбонаты. Обширные шельфы молодого Северного Ледовитого океана были неблагоприятны по климатическим условиям. В новообразованном и расширяющемся Атлантическом океане шельфы оказались достаточно узкими. Кроме того, негативно влиял и вновь возникший по восточному побережью Атлантики апвеллинг. Поступление глубинных хо-

лодных недонасыщенных карбонатами вод угнетало развитие донной жизни и, соответственно, карбонатакопление. Бенитоногенное карбонатакопление в океане развито лишь на его западных шельфах, где апвеллинг отсутствует. Аналогичная картина наблюдается в Тихом и, в меньшей степени, Индийском океане.

Параллельно с изменением палеогеографических обстановок карбонатакопления произошла и смена организмов – осадителей карбонатного материала. При относительном сокращении шельфовых участков в теплой климатической зоне, где обильно развивался усваивающий карбонат кальция бентос, «избыток» карбонатов морских вод начал извлекаться планктонными организмами, и прежде всего – плавающими микроскопическими водорослями, которые благодаря этому стали ведущей карбонатусваивающей группой. Поскольку водоросли более толерантны к температурным условиям, они оккупировали и бассейны умеренных широт, и формация пясчег мела покрывает обширные, в том числе удаленные от тропиков пространства платформ.

Карбонатакопление известно с глубокого докембрия и продолжалось в течение всего фанерозоя, во всех его геохронологических подразделениях, по крайней мере на уровне эпох, хотя строго количественно оценить его масштабы и их изменения в пределах всего земного шара весьма затруднительно. Наиболее полные сведения по континентальному сектору стратисферы были получены А.Б. Роновым (1993), материалы которого графически представлены на рисунке 14.2. Количественное распределение карбонатных пород в геологическом разрезе дано в виде четырех показателей – абсолютного объема карбонатных пород в отделах стратиграфической шкалы, процента карбонатных пород от общего объема пород данного конкретного стратиграфического подразделения, интенсивности карбонатакопления, то есть объема карбонатов, накопившихся в единицу времени, и, наконец, процентного содержания карбонатных пород в данном отделе от суммы всех карбонатных образований венда и фанерозоя.

На фоне непрерывного во всей истории накопления карбонатных отложений отчетливо устанавливается неравномерность этого процесса и наличие трех крупных максимумов: средний кембрий

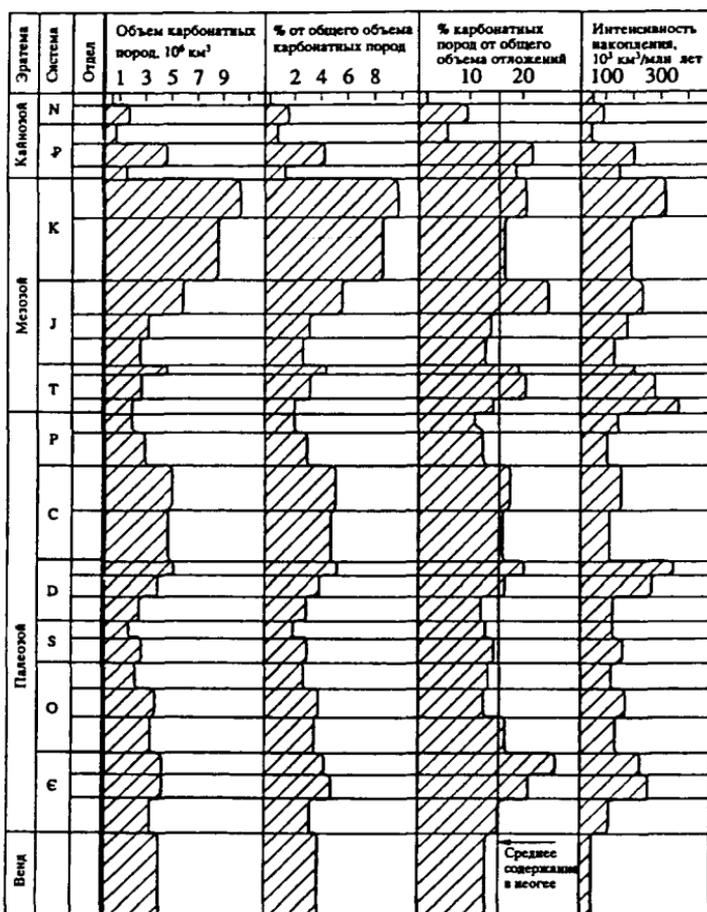


Рис. 14.2. Распространение карбонатных пород в геологическом разрезе как отражение эволюции масштабов карбонатакопления в венд-фанерозойской истории

Составлено по данным (Ронов, 1993)

– 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 (указанные выше цефалоподовые, тентакулитовые и другие подобные известняки), а мезозойские и особенно кайнозойские в значительной мере карбонатные, с большой степенью вероятности можно говорить об увеличении масштабов карбоната накопления в течение геологической истории.

При увеличении общего количества карбонатных отложений происходит сокращение количества доломитов при соответствующем относительном и абсолютном возрастании доли известняков (рис. 14.3).

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 венде преобладали доломиты, имеются и мощные толщи магнезитов (см. рис. 14.3). В палеозое происходило последовательное, хотя и не совсем равномерное снижение доли доломитов, количество которых со второй половины мезозоя стало крайне ограничено.

Очень показательным, что аналогичным образом практически на тех же рубежах происходило и сокращение и даже исчезновение цианобактерий, или, в более общей форме – автотрофов. Это обстоятельство еще раз указывает на роль биоты в осаждении магнезиальных соединений, которые в итоге образуют доломиты, и как крайнее проявление – магнезиты.

При отсутствии животных организмов в докембрии и их ограниченности в неблагоприятных для них обстановках водоемов повышенной солености палеозоя и особенно мезозоя и кайнозоя эти экологические ниши оккупировали более толерантные автотрофы, в том числе различные микробные сообщества. Поэтому извлечение из морской воды углекислого газа было весьма активным, а его восполнение за счет дыхания животных отсутствовало. Это в итоге вело к существенному повышению рН среды, что и вызывало преимущественную садку именно магнезиальных соединений.

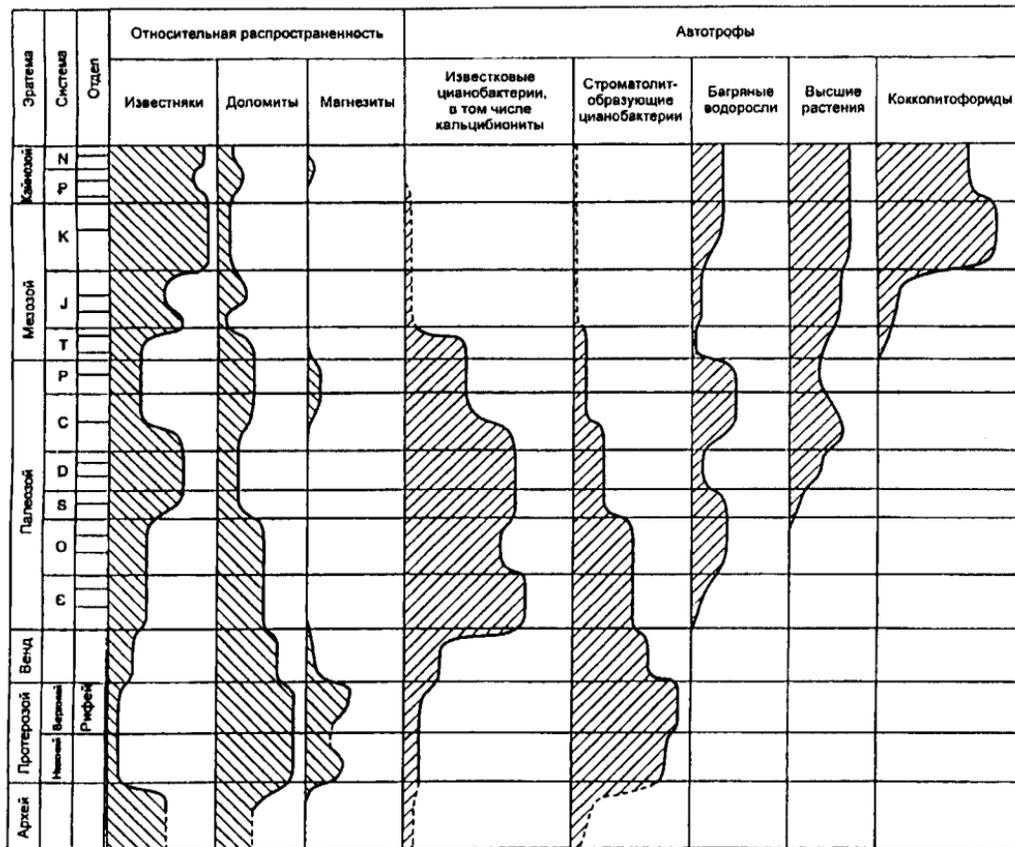


Рис. 14.3. Схема соотношения состава карбонатных пород и развития некоторых автотрофов в истории Земли

Параллельно с сокращением количества доломитовых пород происходила смена областей доломитообразования и их фациального облика. Основное развитие доломитов в докембрии и палеозое связано с обширными эпиплатформенными «шельфовыми» морями, где они занимают значительные площади. Известны также доломиты на изолированных карбонатных платформах и в рифах, но их количество несоизмеримо меньше, чем на шельфах.

В мезозое наряду с резким сокращением шельфовых морей с карбонатной седиментацией в их пределах сократилось и доломитообразование, причем последнее отчетливо сместилось к самой прибрежной зоне литорали, заливам и лагунам с нарушенным гидрологическим режимом. В связи с этим относительно возросла роль доломитов изолированных платформ и рифов.

Эта тенденция еще более усилилась в кайнозое, когда доломитообразование практически полностью сместилось к аридным побережьям – себхам и лагунам, в меньшей степени к литоральям гумидных зон, а также рифам.

Таким образом, одной из важных причин сокращения доломитообразования наряду с изменением характера биоты, которая определяла высокую щелочность среды, было изменение общих палеогеографических областей карбонатакопления и смена бентоногенного карбонатакопления планктоногенным. Исчезновение, или, точнее, резкое сокращение площади шельфовых морей, где шло основное осаждение доломита, естественно, привело и к сокращению доломитообразования. Одновременно смещение карбонатакопления в пелагиаль при ведущей роли планктонных фораминифер, кокколитофорид и птеропод, раковинки которых сложены арагонитом и кальцитом, обеспечило подавляющее преобладание известняков над доломитами.

Изменения состава карбонатных отложений во многом определялись эволюцией способов, механизмов осаждения карбонатного вещества (рис. 14.4). В свою очередь, на эволюцию способов могли влиять и изменения палеогеографических областей карбонатакопления.

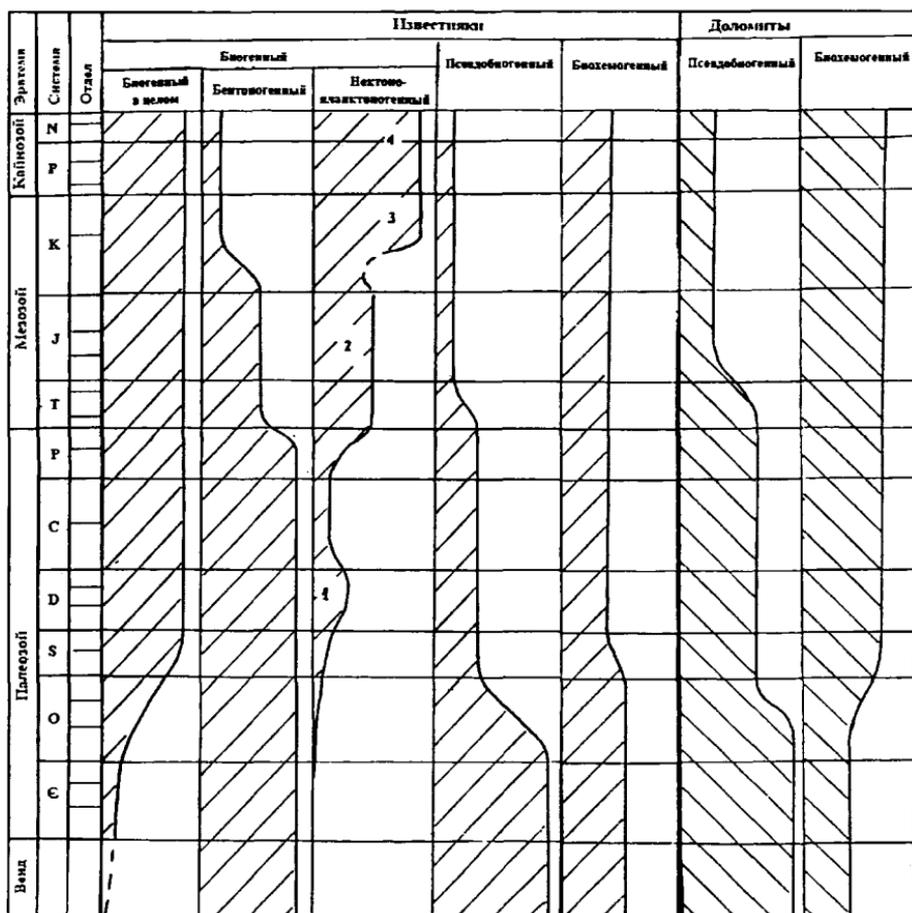


Рис. 14.4. Принципиальная схема эволюции способов осадчения карбонатного материала

1 – цефалоподы, тентакулиты, стилиолины; 2 – аммониты, кокколитофориды; 3 – кокколитофориды; 4 – фораминиферы, птероподы, кокколитофориды

Сколько-нибудь достоверные данные по этому вопросу для архея практически отсутствуют, но, скорее всего, это было преимущественно чисто хемогенное осадчение. В протерозое, особенно со среднего протерозоя, когда произошел практически взрывной расцвет цианобактерий, абсолютно преобладал биохемогенный способ и его разновидность – псевдобюогенный.

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 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 (см. рис. 14.4). Псевдобиогенное накопление карбонатного материала, мощно развитое в позднем рифе и раннем палеозое, затем скачкообразно сократилось и представлено в мезозое в значительной степени, а в кайнозое – исключительно в виде строматолитов.

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 карбонатонакопления не оставался постоянным. В палеозое, видимо, абсолютно преобладало формирование известняков за счет жизнедеятельности бентосных организмов, среди которых важное породообразующее значение имели строматопороидеи, 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 известьевыделяющих организмов. Так, сократилось значение бентосных 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- и 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 росо 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, и 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 псевдобιοгенный. Это привело к формированию мощных толщ строматолитовых доломитов и даже «первичных» доломитовых археоциатово-цианобактериальных рифов. Со второй половины палеозоя псевдобιοгенное доломитообразование резко сокращается и отчетливо превалирует биохемогенное осаждение известково-магнезиальных соединений с последующим диагенетическим преобразованием их в доломит.

14.3. 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 – поздняя пермь, поздний триас, поздняя юра – ранний мел, в меньшей степени средний–поздний девон и миоцен.

Отмечены также длительные временные интервалы, когда соленакопление было резко ограничено – 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, Германно-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.

В какой-то степени эта тенденция аналогична эволюции карбонатакопления. В палеозое существовали огромные эпиконтинентальные бассейны с карбонатной и, как отмечено выше, солевой седиментацией. В мезозое и особенно кайнозое не осталось таких обширных шельфов в благоприятной для карбонато- и особенно соленакопления климатической зоне, и формирование этих осадков сместилось в иные палеогеографические обстановки.

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. 14.5).

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 кон-

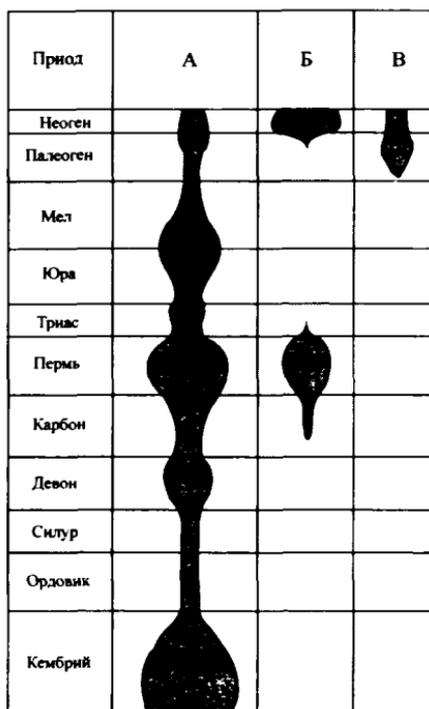


Рис. 14.5. Схема изменения состава соленосных формаций во времени. По М.А. Жаркову (1984) с изменениями

Классы формаций: А – хлоридный; Б – хлоридно-сульфатный; В – хлоридно-карбонатный (содовый)

тинентальных 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. Возникающее противоречие между аридным климатом, благоприятным или даже необходимым для соленакопления, и похолоданием – противоречие мнимое. В первом случае речь идет о климате конкретно-

го 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 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 (рис. 14.6).

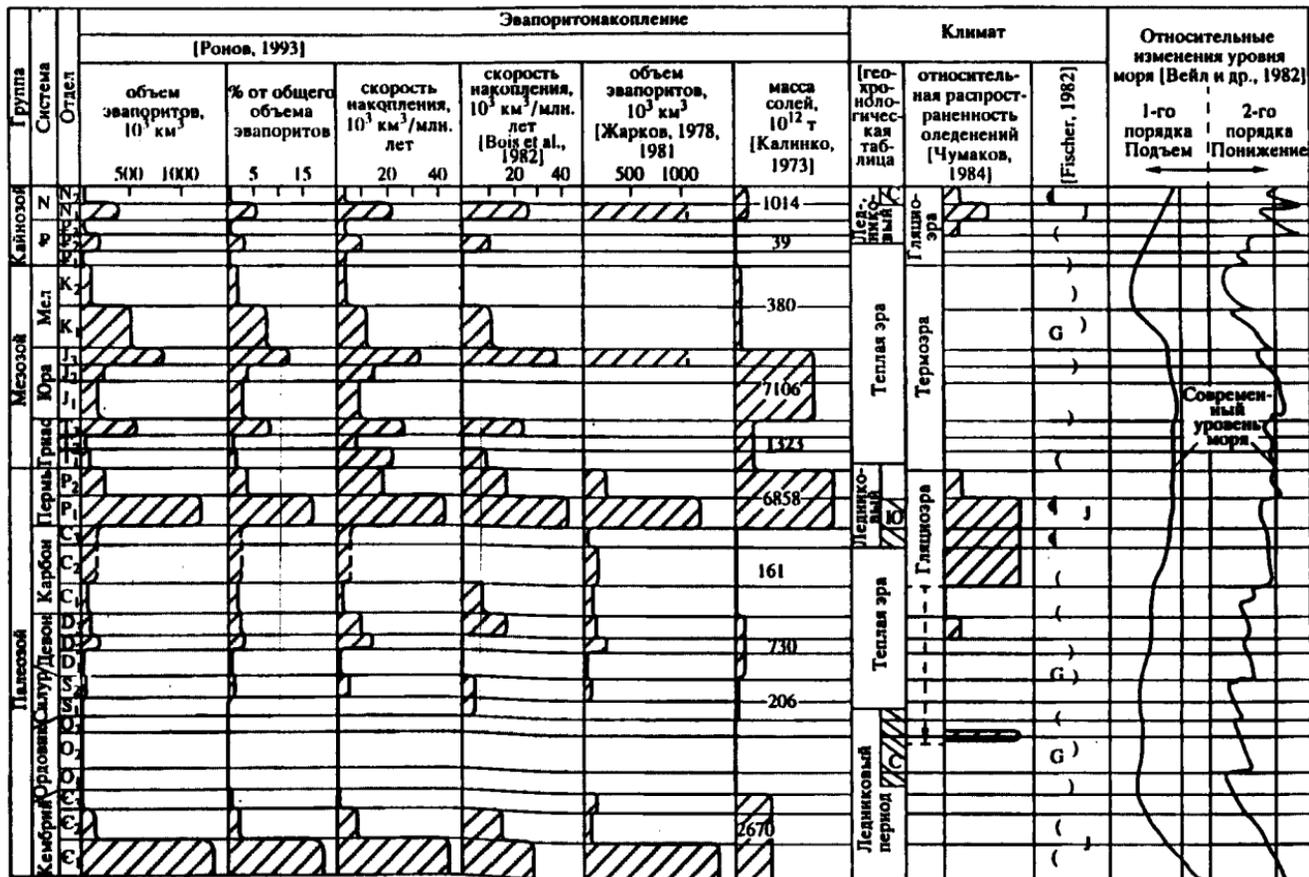
В этом отношении поздне триасовое и позднеюрско-раннемеловое соленакопление, происходившее в эпоху глобального потепления, является несколько аномальным и обусловлено, видимо, иными причинами.

14.4. Эволюция кремненакопления

Накопление кремнистых пород и их состав в геологической истории Земли отчетливо изменялись. Проблемы эволюции этих пород подробно рассмотрены 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 рисунке 14.7.

Прежде всего установлена смена минеральных ассоциаций – кварцевой в докембрии, халцедон-кварцевой в палеозое и частично мезозое, на опал-кристаллитовую со второй половины мезозоя, которая стала практически единственной в кайнозое.

В настоящее время основной причиной этого считается переход опала древних толщ в устойчивые минералы, поскольку пред-



□ 1 □ 2 □ 3 □ 4 □ 5

Рис. 14.6. Соотношение эвапоритонакопления, климата и колебания уровня Мирового океана в фанерозое

1 – покровное оледенение; 2 – северное оледенение; 3 – южное оледенение; 4 – холодный период (ice house); 5 – теплый период, время парникового эффекта (green house)

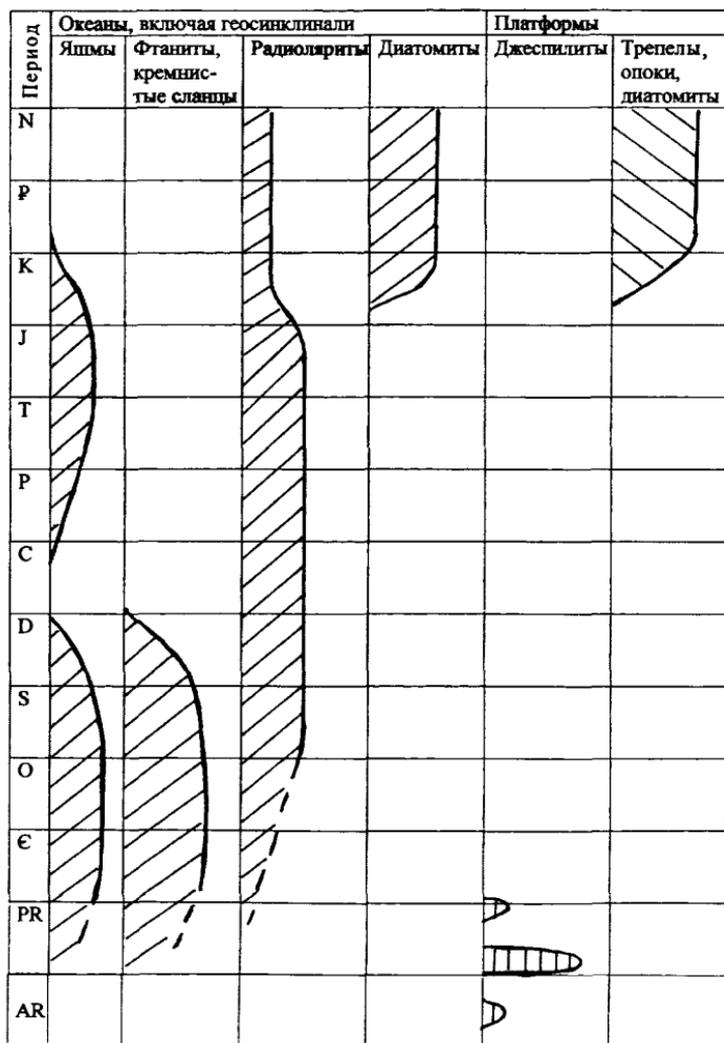


Рис. 14.7. Схема эволюции кремненакопления в истории Земли

полагается, 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 – на Канадском щите (США и Канада), в Африке, Бразилии, Австралии, Индии. В пределах России и Украины это громадные железорудные месторождения Курской магнитной аномалии и Кривого Рога, месторождения Карелии – Оленегорское, Костомукша и др. Установлено три этапа образования этих пород – середина архея (3,5–3,0 млрд. лет), самая грандиозная эпоха в раннем протерозое (2,5–2,0 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, 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 (Карпаты, Новая Каледония, Греция). Кайнозойские радиоляриты не могут быть прямыми аналогами яшм и кремнистых сланцев (см. Кузнецов, 2007, гл. 9). Поэтому можно думать, что 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 кайнозойе – 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. Палеозойские толщи развиты в краевых частях платформ и в какой-то степени являются «отголоском» кремненакопления в смежных океанах. Существенную роль в осаждении кремнезема здесь играли губки. Вообще спонголиты известны с нижнего палеозоя в бассейнах разного тектонического положения, но количественное значение их в общем балансе кремненакопления весьма скромное.

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.

14.5. 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 $C_{\text{орг}}$ 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, с. 18) оценивают массу органического углерода в отложениях континентального сектора в $72 \cdot 10^{20}$ г, а Дж. Хант (цит. по: Ронов, 1993) в $99 \cdot 10^{20}$ г, то есть все расчеты дают величины, близкие значениям А.Б. Ронова. При столь значительных абсолютных значениях кларк $C_{\text{орг}}$ 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.

Несмотря на столь незначительное содержание, значение органического вещества огромно. Это, прежде всего, рассмотренное выше его влияние на геохимические обстановки осадкообразования и осадконакопления, и, во-вторых, это образование главных полезных ископаемых – пород-энергоносителей – угля, нефти, природного газа, горючих сланцев.

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, и 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. Таковы графитовые проявления и месторождения графита архея Украинского кристаллического щита (тетерево-бугская свита), ряд месторождений Южного Урала, Прибайкалья, Дальнего Востока, Южной Кореи, острова Мадагаскар, протерозойские шунгиты Карелии и др., целый ряд толщ, обогащенных органическим веществом в рифее Восточной Сибири и др. 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. 14.8, табл. 14.1).

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».

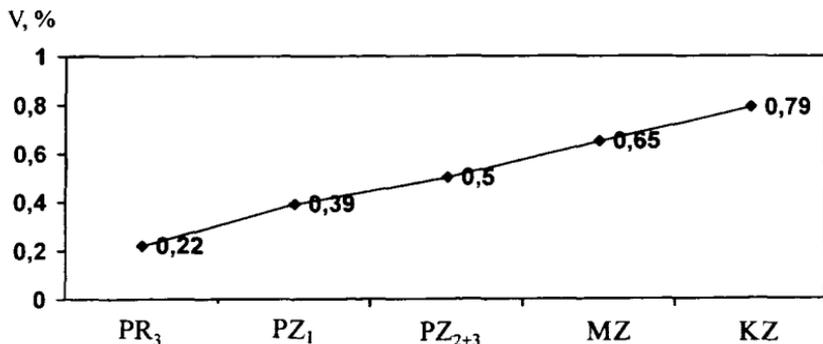


Рис. 14.8. Изменение средних содержаний $C_{орг}$ в отложениях неогена (Ронов, 1993)

Таблица 14.1

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

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 содержания органического вещества в более древних отложениях может быть связано с его разрушением в течение геологического времени. Подобные факты действительно установлены в виде «углеродного дыхания» метаморфизирующихся первично осадочных углеродсодержащих толщ земной коры (Сидоренко, Сидоренко, 1970, 1975).

Более важно, однако, 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 развитии родов и видов организмов (Вернадский, 1960-2, 1978). Сам В.И. Вернадский указывал, что в пределах биосферы, как геологической оболочки идет эволюционный процесс (Вернадский, 1965, с. 290). 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.

Можно полагать, что, вероятно, действовали оба фактора – некоторое увеличение со временем биомассы и большая деструкция накопившегося органического вещества в более древних отложениях, что, суммируясь, и определило установленную и отмеченную выше картину больших его содержаний в более молодых отложениях.

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. 14.9).

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 метаморфизованы.

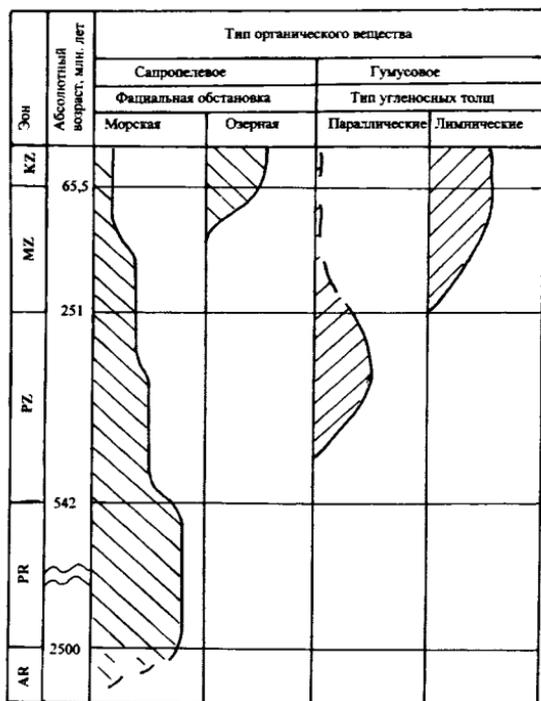


Рис. 14.9. Схема эволюции накопления типов и фациальной природы органического вещества в геологической истории Земли (докембрийская часть разреза вне масштаба)

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.

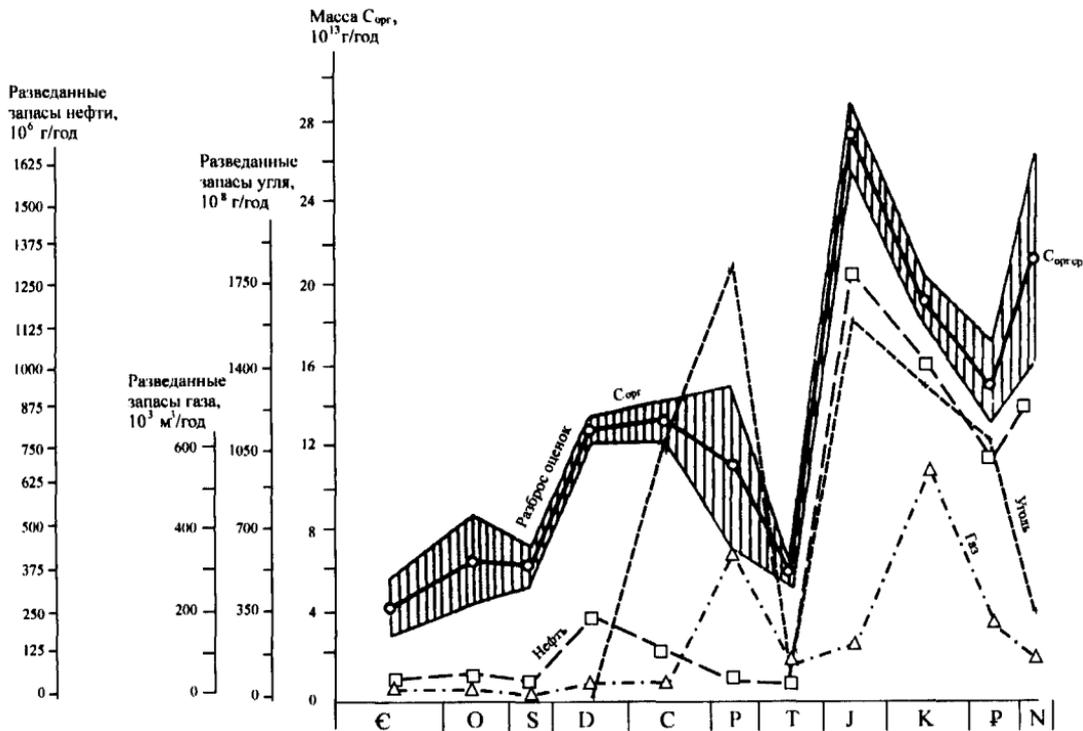


Рис. 14.10. Изменение во времени среднего содержания в породах $C_{орг}$ и массы горючих ископаемых на единицу времени (Ронов, 1993)

Таким образом, первичное однородное по составу сапропелевое вещество со временем, реально с девона, стало неоднородным – появился 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 кайнозойе 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 параллического, 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 $C_{\text{орг}}$ 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 приходятся и максимумы накопления концентрированных форм в виде угля, нефти и природного газа (рис. 14.10). 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 15

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.

Во-первых, повторим, изменения происходят как на уровне собственно пород, так и их сообществ, их закономерных ассоциаций – формаций. В качестве примера первого можно привести последовательную смену во времени песчаников одного петрографического типа другим: граувакки, затем аркозы, олигомиктовые и, наконец, мономинеральные кварцевые. При этом исчезновения каких-либо типов не происходит, меняются их количественные соотношения. Аналогичное явление прослеживается в соотношениях доломитов и известняков в течение протерозоя и фанерозоя.

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.

Во-вторых, имеются отдельные типы пород и их ассоциаций, которые либо полностью исчезают, либо, напротив, появляются к течению геологической истории. К первым, например, относятся

джеспилиты, развитые практически только в докембрии с максимумом в нижнем протерозое. Аналогична ситуация с магнетитами, 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 в 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. 15.1).

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 (см. рис. 14.5). Определенные максимумы и минимумы отмечены и для накопления органического материала (см. рис. 14.10).

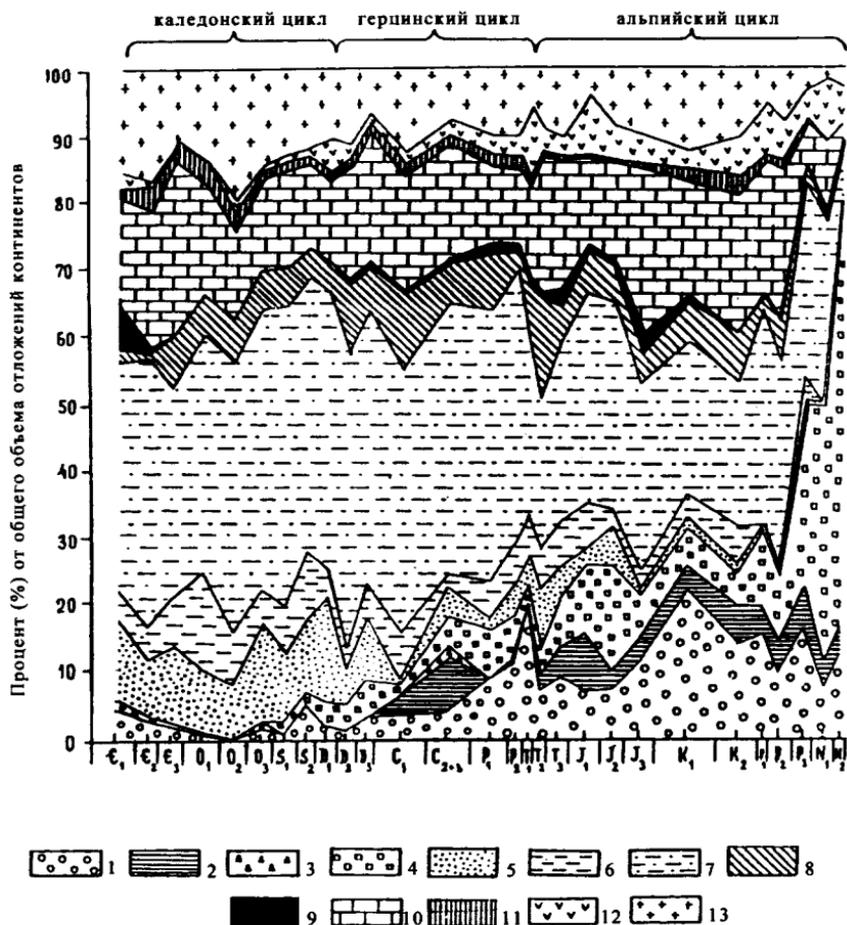


Рис. 15.1. Изменение во времени распространенности важнейших групп фанерозойских формаций в осадочной оболочке континентов (Ронов, 1993)

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

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 зернистого 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. 15.2). В течение фанерозоя на границах крупных геотектонических циклов – каледонского, герцинского и альпийского, в геократические эпохи при высоком стоянии материков и контрастном горном рельефе суши, обусловленном орогенцией, 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 карбонатонакопления нередко формируются и соленосные толщи. Но в последнем случае кроме рельефа, определяющего палеогеографический тип водоема, важнейшим фактором является также климатический, который меняется с определенной цикличностью, не всегда совпадающей с цикличностью тектонической. Например,

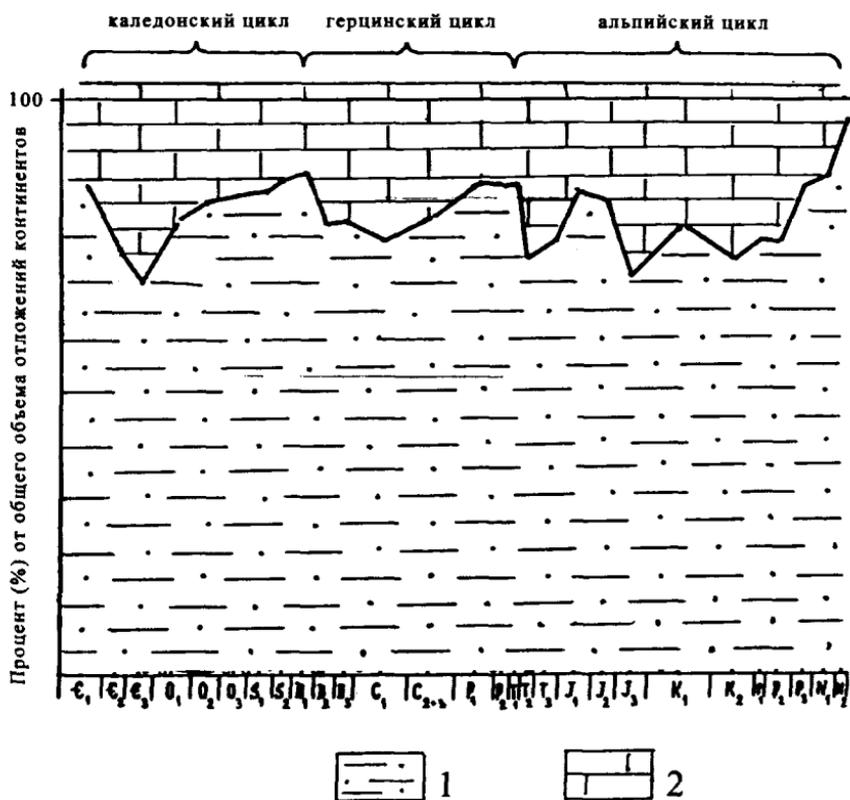


Рис. 15.2. Изменение соотношения песчано-глинистых и карбонатных пород в осадочной оболочке континентов в течение фанерозоя. Составлено по данным А.Б. Ронова (1993)

Породы: 1 – песчано-глинистые, 2 – карбонатные

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.

Глава 16

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И СОДЕРЖАНИЕ ПОНЯТИЯ «ФОРМАЦИЯ»

Начало учения об осадочных формациях относится к середине XVIII века, когда Г.Х. Фюксель 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. Ляйэллю 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, с. 4).

Таким образом, термин, особенно у Г.Х. Фюкселя, 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 средне-верхнекаменноугольными). 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 разновозрастны. Поэтому термин «фор-

мация» 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 временное значение сохранилось, и формация – единица стратиграфической шкалы. Поэтому возникающие иногда попытки определить формацию как совокупность комплекса осадочных тел, занимающих всю площадь осадочного бассейна, представляет собой возврат к сугубо стратиграфическому пониманию термина. Более того, в отличие от литологически более или менее определенного комплекса, в единую формацию оказываются объединенными разновозрастные, но принципиально различные по составу, строению, механизму и условиям образования, а также тектоническому положению отложения. При этом, например, для океана – единого бассейна, в одну формацию придется объединить турбидиты, пелагические абиссальные глины, рифовые, бентонитовые и планктоногенные карбонатные образования, кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) и другие отложения, образованные в совершенно различных тектонических и физико-географических условиях.

Важным этапом в развитии учения об ассоциациях осадочных горных пород была VI сессия Международного геологического конгресса 1894 года, 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 и 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. Херакова 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 подчеркнута 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, т.е. 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 указывает, 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.

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, т.е. 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 при-

веденные выше моменты, дано В.Е. Хаиним: «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, с. 137–138).

Формация, таким образом, 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 граувакковым, аркозовым, кварцевым, и т.д.), глинистым, вулканогенным, карбонатным, кремневым, т.е. петрографически очень разнообразным. Отсюда парагенез пород еще не определяет сущность флиша как формации. Эта сущность больше выражается особенностями строения, в частности – градационной циклическостью, однако последняя в близком варианте встречается и в молассе. Флиш как формация определяется не только набором пород и их закономерным, в данном случае циклическим, сочетанием, но и набором или парагенезом генетических типов отложений и обстановкой среды осадконакопления, т.е. фацией. Среди генетических типов обязательны формациеобразующие турбидиты и обвальное-оползневые накопления, обычны планктоногенные отложения, возможны конгуриты. Обстановка, где реализуются эти процессы, – крутые склоны и их подножия на значительных глубинах моря в тектонически

активных условиях с почти обязательными землетрясениями, т.е. 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, т.е. 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 параге-

незис генетических типов, причем этот парагенезис определяется обстановками, т.е. фациями, и тектоническими условиями. Кроме того, в фациях преобладают 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 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. Горноледниковая и покровно-ледниковая формации сложены одним набором пород, генетических типов и фаций (моренными, флювиогляциальными, 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 обуславливает 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 – осаднения 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 лептогеосинклиналиная формация Тетиса – пелитоморфные известняки с аммоноидеями верхнего триаса, имеет 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 указывает на возможности существенно различного временного 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, т.е. 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. Алексева (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), двухтомный справочник «Геологические формации» (1982) и др.

Глава 17

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 субэаральные 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 вкост простирания 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 относительной 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.

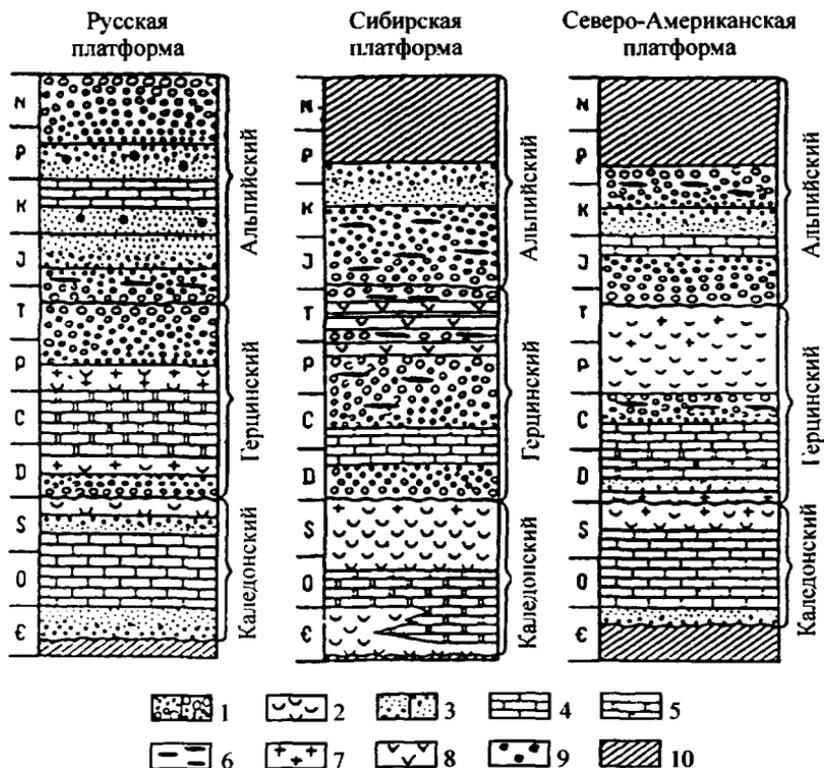


Рис. 17.1. Формационные ряды Русской (Восточно-Европейской), Сибирской и Северо-Американской платформ (Хаин, 1973)

Формации: 1 – континентальная, 2 – лагунная красноцветная, 3 – морская терригенная, трансгрессивная и регрессивная, 4 – известняковая, 5 – гипсодоломитовая, 6 – угленосная, 7 – соленосная, 8 – трапповая; 9 – глауконит в морской терригенной формации; 10 – перерыв в отложении осадков

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 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 сместить 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, вклейка). 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.

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 мало-мощные (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 тектономагматическими процессами, поэтому вертикальный ряд формаций начинается обычно субэкральными 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, эксгальционно-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 карбонатакопления – 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 карбонатакопления опускается до 5000–5100 м и

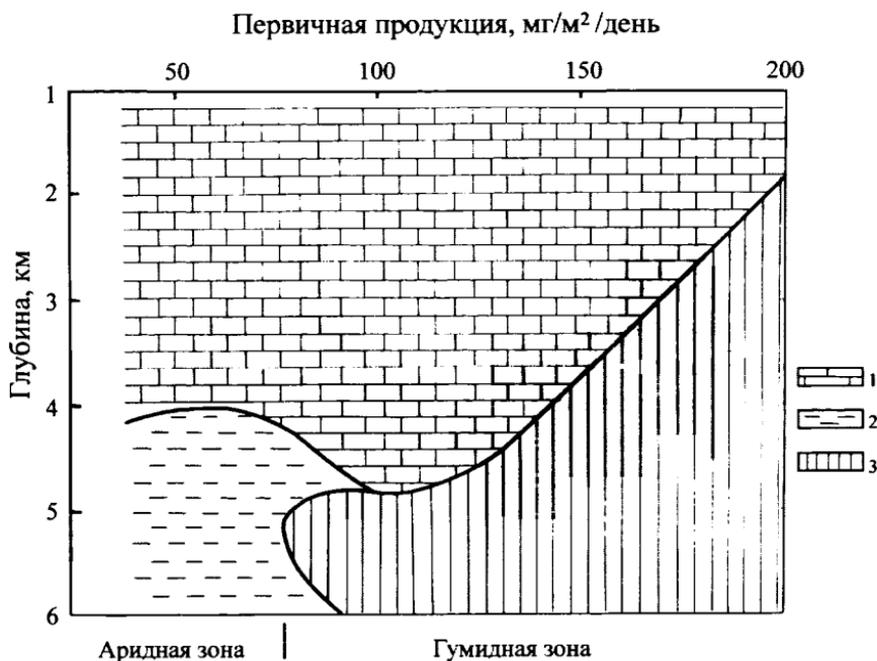


Рис. 17.3. Упрощенная модель формирования пелагических осадочных формаций в современную эпоху в зависимости от климата и биологической продуктивности (Богданов и др., 1980)

Формации: 1 – пелагическая карбонатная, 2 – пелагическая глинистая, 3 – кремнистая

тогда карбонатные формации образуются и в котловинах, 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 карбонатакопления, 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 карбонатакопления, 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 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 некомпенсированных 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 коллювиально-делювиальных, пролювиальных, аллювиально-дельтовых и флювиогляциальных образований. Вместе с тем, присутствуют песчаники, суглинки, песчанистые глины, реже пачки известняков-ракушечников 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.

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, вклейка). 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 тектономорфологических 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.

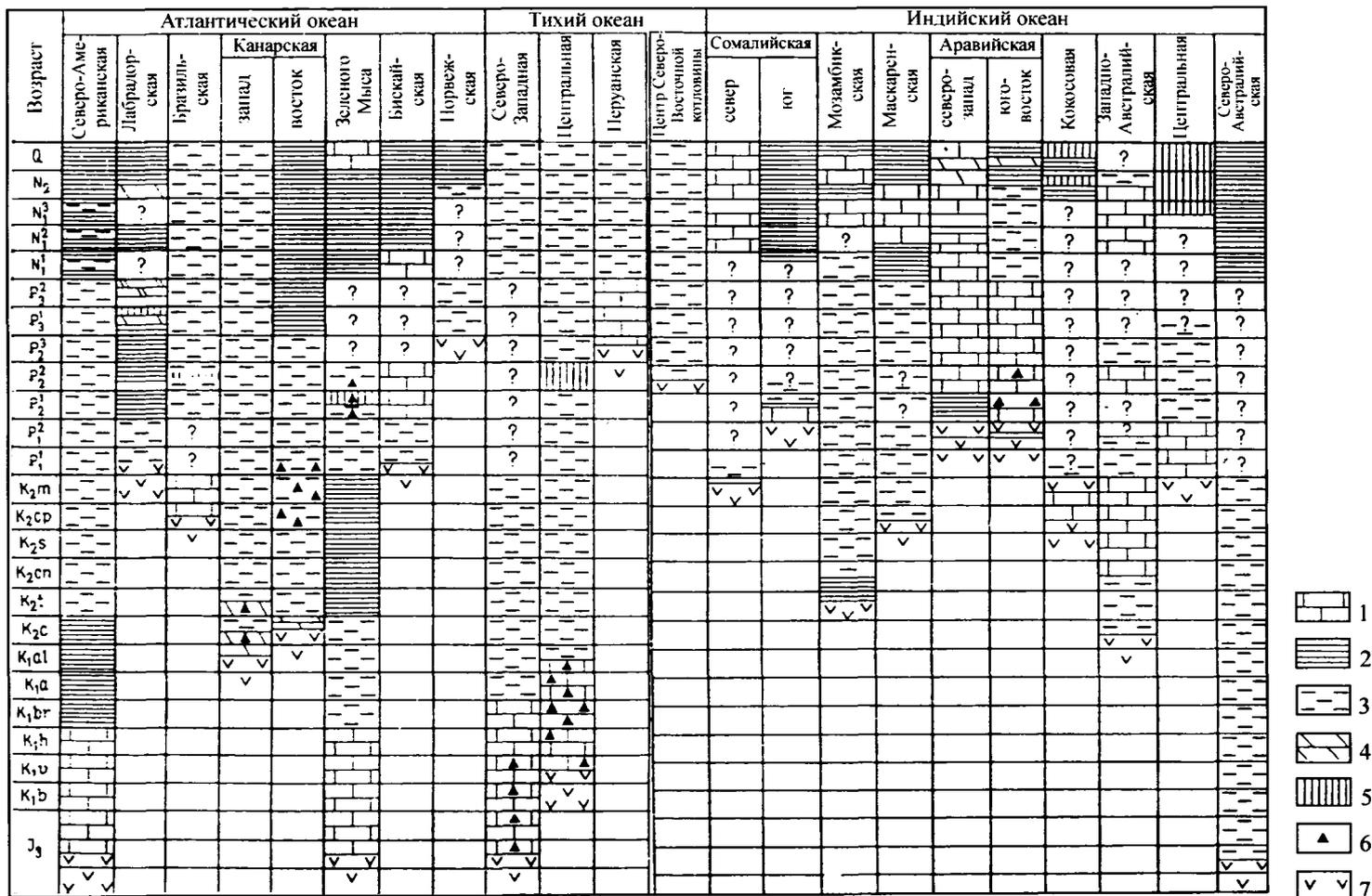


Рис. 17.2. Вертикальные ряды формаций осадочного чехла глубоководных котловин Мирового океана (Богданов и др., 1980)
 Формации: 1 – пелагическая карбонатная, 2 – терригенно-глинистая, 3 – пелагическая глинистая, 4 – карбонатно-мергельная, 5 – кремнистая, 6 – оксиды и гидроксиды железа и марганца; 7 – толеитовые базальты

Тектоно-климатическая классификация осадочных формаций (Ханин, 1980)

Стадии развития	Эпиконтинентальные бассейны, платформенный чехол		Пассивные окраины континентов		Активные окраины континентов		Океаны	
	гумидная зона	аридная зона	континентальная окраина (внутренняя часть) перикратонные опускания – многоэосинклинали		континентальный склон – подножие – окраинные моря; мезоэосинклинали, 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	Паралитическая 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 фосфоритовая ф.	Неритическая карбонатная ф. (кокколитофоридовая и фораминиферовая) с с/ф барьерных рифов	Карбонатный флиш	Карбонатный флиш	Пелагическая глинистая и кремнисто-глинистая ф. абиссальных котловин	
Ранняя 2	Эпиконтинентальная песчано-глинистая или кварцево-песчаная ф. с глауконитом	Эпиконтинентальная карбонатно-терригенная ф. с с/ф черных глин	Пестроцветная глинистая ф. с магниезиальными 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 талассопленов	
Ранняя 1	Паралитическая угленосная ф. прибрежных равнин	Красноцветно-эвапоритовая ф. лагунного (карабогазского) типа	Паралитическая угленосная ф. зрелого рифа	Эвапоритовая ф. зрелого рифа (красноморского типа)	Сланцево-граувакковая (аспидная) ф.		Эдафогенная ф. рифтовых зон	Металлоносная (эксгалиционная) 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				

ф. – формация; с/ф. – субформация.

Глава 18

ФОРМАЦИИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Наряду с общегеологическим значением изучение формаций имеет и важное прикладное значение в учении о полезных ископаемых. Например, существуют так называемые *моноформационные* полезные ископаемые, которые встречаются только в образованиях одной формации. Таковы, в частности, месторождения калийных солей, связанные только с соленосными формациями, медистые песчаники в пестроцветных формациях и некоторые другие. Среди *полиформационных* полезных ископаемых известны такие, которые преимущественно встречаются в строго определенных формациях. Например, месторождения колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд часто связаны с породами спилито-диабазо-кератофировой и порфировой формаций. Эти особенности позволяют на основе формационного анализа вести прогнозирование тех или иных видов полезных ископаемых, концентрировать поисково-разведочные работы в пределах развития отдельных благоприятных формаций, не разбрасываясь на весь нередко мощный формационный ряд.

Более того, поскольку твердые полезные ископаемые представляют собой горные породы, входящие в формацию и занимающие в ней определенное закономерное положение, детальное изучение формаций позволяет еще более сузить и конкретизировать объекты и районы исследования, а иногда и прогнозировать тип месторождений. Например, пластовые фосфориты обычно связаны с кремнисто-карбонатными формациями, а промышленные месторождения внутри них локализуются в тех местах, где с кремнистыми и вулканогенными породами ассоциируют рифогенные

карбонаты (Еганов, 1968). Достаточно определенное место в теле угленосных формаций занимают угольные пласты и месторождения ряда твердых полезных ископаемых.

Сложнее обстоит дело с нефтегазоносными формациями. С одной стороны, углеводороды благодаря своей высокой миграционной способности могут встречаться в самых разнообразных формациях. С другой – известны некоторые формации (например соленосные), где залежей нефти и газа практически нет. Среди содержащих нефть и газ формаций имеются такие, где запасы весьма значительны (например рифовая), и напротив, достаточно скромные (верхняя моласса). Это показывает, что существуют определенные генетические предпосылки нефтегазоносности тех или иных формаций и ее масштабов.

Глинистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-кремнисто-глинистые и подобные им формации глубоководных некомпенсированных бассейнов либо не содержат промышленных месторождений нефти и газа, либо эти месторождения невелики по запасам. Время накопления этих формаций отвечает середине тектоно-седиментационных циклов, времени максимальных трансгрессий и приходится на кембрий, поздний девон – ранний карбон, мел, олигоцен–миоцен. В то же время, повышенные концентрации в них сапропелевого в своей основе органического вещества выдвигают эти формации в ряд нефтегазопродуцирующих высокого потенциала. Напротив, мелководные терригенные и карбонатные формации, в том числе рифовые, при невысоком содержании дисперсного органического вещества обычно включают породы с высокими коллекторскими свойствами, что обуславливает формирование крупных и высокодебитных месторождений.

Поскольку газообразование и нефтеобразование нередко обусловлено разным типом исходного органического вещества, которое связано и с разными фациями, угленосные формации, а также терригенные, в том числе субаэральные с рассеянными углистыми включениями – часто преимущественно газоносные.

Открытие газогидратов как одной из специфических форм нахождения углеводородов и новых нетрадиционных источников этого вида минерального сырья, установление условий их обра-

зования ставит вопрос о формациях, в которых возможно их образование и накопление. Можно думать, что к таким относятся относительно молодые формации приконтинентальных склонов и их подножий, где существуют высокие давления, низкие температуры и где уже установлены проявления или залежи газогидратов.

Важная задача изучения нефтегазоносных формаций – выяснение закономерностей их внутреннего строения, ибо оно определяет распространение в пространстве и разрезе толщ-коллекторов и толщ-флюидоупоров. Например эйфельско-живетско-франская терригенная автохтонная формация Волго-Уральской провинции содержит ряд природных резервуаров, изолированных преимущественно глинистыми покрывками афонинского, муллинского и других горизонтов, и включает не менее 5 продуктивных пластов (D_1 – D_v). Однако региональная и наиболее важная экранирующая толща – кыновские глины, залегает в кровле формации. В карбонатно-соленосной формации венда–кембрия юга Сибирской платформы также выделяется ряд природных резервуаров, ограниченных соленосными отложениями усольской, бельской, булайской и литвинцевской свит, однако наиболее распространенная и мощная, обладающая наилучшими экранирующими свойствами усольская соленосная толща развита в нижней половине разреза.

С другой стороны, нередки случаи, когда один нефтегазоносный комплекс (НГК) состоит из разных формаций. Так, средневерхнекаменноугольно-нижнепермский НГК востока Русской платформы состоит из карбонатной (природный резервуар) и соленосной (экранирующая толща) формаций. Мощный региональный верхнедевонско-нижневизейский НГК Волго-Уральской провинции состоит из карбонатной формации (ПР) и терригенной угленосной (ЭТ). Последняя, в свою очередь, содержит породы-коллекторы, образующие отдельные пласты (C_1 – C_{IV}), т.е. является самостоятельным природным резервуаром.

Уже на этих примерах видно, что главные экранирующие толщи могут располагаться в кровле формаций, непосредственно в их разрезе, или даже принадлежать другим формациям.

Изучение закономерностей распределения коллекторских и экранирующих толщ в пределах различных формаций позволяет

дифференцированно для каждой из них прогнозировать распределение залежей и их характер.

Например, в верхнедевонско-турнейской известняковой формации гумидной зоны восточной части Восточно-Европейской платформы преобладают породы с первичным типом пустотного пространства, и благодаря общей проницаемости всего разреза формации большинство залежей располагается в ее верхней части непосредственно под региональной покрывкой.

В известняково-доломитовой нижнепермской формации аридной зоны того же региона породы с лучшими коллекторскими свойствами залегают асимметрично в теле формации и сдвинуты в область развития известняковых ее членов, то есть в ту часть формации, породы которой формировались в условиях относительно свободных связей с Мировым океаном в обстановке среднеокеанической солености (см. также 9.2). При этом разрез достаточно однороден и в нем практически отсутствуют промежуточные экраны. Это ведет к образованию мощного природного резервуара, в котором возможно формирование залежей большой высоты и широкого стратиграфического диапазона (Оренбургское газоконденсатное месторождение). В дистальной же, удаленной от Мирового океана зоне, в связи с возрастающим осолонением известняки сменяются доломитами с пониженными значениями коллекторских параметров и появляются непроницаемые пачки – единый массивный резервуар с относительно свободной вертикальной фильтрацией постепенно замещается серией пластовых резервуаров. Поэтому здесь формируется не одна, а несколько сравнительно небольших залежей в пределах одного месторождения.

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ. О ВОЗМОЖНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ

Завершая краткое – в рамках учебного курса – изложение основ общей (теоретической) литологии, интересно представить (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 интеллекта 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

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 направления 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 сфер, 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.

С другой стороны – выход исследований за породный 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.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.: Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
- Алексеев В.П.* Литология. Екатеринбург: УГГУ, 2001. Изд. 1. 249 с. 2004, Изд. 2. 253 с
- Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург: УГГГА, 2003. 147 с.
- Алексеев В.П.* Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: УГГУ, 2007. 209 с.
- Аристотель.* Метафизика. Сочинения. Т. 1. М.: Мысль, 1975. 550 с.
- Аристотель.* Метеорологика. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 240 с.
- Аристотель.* Метафизика. М.: Эксмо, 2006. 608 с.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 1. 576 с.
- Барт Т.* Теоретическая петрология. М.: ИЛ, 1956. 414 с.
- Батурин В.П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку: Аз. ОНТИ, 1937. 291 с.
- Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: АН СССР, 1947. 338 с.
- Безбородов Р.С.* Краткий курс литологии. М.: УДН, 1989. 313 с. 1996. Изд. 2. 338 с.
- Безбородов Р.С.* Основы фациального анализа осадочных толщ. М.: 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 геохимических процессов // Природа. 1957. № 5. С. 11–20.
- Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1976. 248 с.
- 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.
- Богоров В.П.* Продуктивность океана. Первичная продукция и ее использование в пищевых целях // Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968.
- Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: УрГУ, 1991. 336 с.
- Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений солей. М.: МГУ, 1962. 397 с.
- Вассоевич Н.Б.* О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза // Геология и геохимия. 1957. Т. 1. 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. Геология. 1973. № 1. С. 8–23.
- Вейл П.Р., Митчем Р.М., Томсон С.* Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 1. С. 160–183.
- Вернадский В.И.* Биосфера. Л.: Научное хим.-техн. изд-во, 1926. 147 с.
- Вернадский В.И.* Очерки геохимии. М.-Л.: Государственное изд-во, 1927. 368 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. М.: АН СССР, 1959. Т. IV. Кн. 1. С. 90–102.

- Вернадский В.И.* Живое вещество в химии моря. Избранные сочинения. М.: АН СССР, 1960-1. Т. V. С. 160–183.
- Вернадский В.И.* Эволюция видов и живое вещество // Избранные сочинения. М.: АН СССР, 1960-2. Т. V. 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. М.: Наука, 1980. Т. 16. 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.
- Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Габдуллин Р.Р.* Верхнемеловые отложения Русской плиты: секвентная стратиграфия и циклы Миланковича // Вестник МГУ. Геология. 2007. № 5. С. 16–25.
- Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л.* Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. М.: АН СССР, 1960. Т. 1. 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.
- Гордеев В.В.* Черты геохимии речного стока в океане // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 5. С. 29–50.
- Горькова И.М., Душкина Н.А., Рябичева К.Н.* Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза // К познанию диагенеза осадков М.: АН СССР, 1959. С. 120–130.

- Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии. М.: ИЛ, 1962. 364 с.
- Данилов И.Д.* Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
- Даньшин Б.М.* Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: МОИП, 1947. 308 с.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971. 284 с.
- Диагенез и катагенез осадочных образований.* М.: Мир, 1971. 464 с.
- Еганов Э.А.* Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 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. С. 110–121 (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 517).
- Жарков М.А.* Эволюция галогенного осадконакопления в истории Земли // 27й Международный геологический конгресс. Доклады. Т. 4: Литология. 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.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: АН СССР, 1956. 479 с.
- Калинко М.К.* Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. М.: Недра, 1973. 132 с. (Труды Всесоюзн. научн.-исслед. геол.-разв. нефт. ин-та, вып. 127).
- Карогодин Ю.Н.* Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
- Келлер У.Д.* Основы химического выветривания. Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963. С. 85–195.

- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 121)
- Корбанова 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. М.: Наука, 1965. С. 124–142 (Труды ГИН АН СССР, вып. 115).
- Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М.* Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от рН и окислительно-восстановительных потенциалов // Термодинамика геохимических процессов. М.: ИЛ, 1960. С. 73–121.
- 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 возможной геохимической специализации рифов (на примере распределения стронция) // Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975. С. 21–44.
- Кузнецов В.Г.* Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.
- 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.* Цикличность отложений различных климатических и тектонических областей // Известия АН СССР. Геология. 1987. № 3. С. 69–82.
- Кузнецов В.Г.* Сравнительная характеристика циклитов нижней юры и нижнего титона Лабино-Малкинской моноклинали (Центральное Предкавказье) // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск: Наука, 1988. С. 152–166.
- 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 карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
- 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.
- Кузьминская К.С.* Мутьевые потоки и их значение в морской геологии // Жизнь Земли. Сборник Музея землеведения МГУ. М.: МГУ, 1964. № 2. С. 44–57.
- Лаврушин Ю.А., Геннер 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 // Известия АН СССР. Геология. 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. 1977-1. № 6. С. 3–22.
- Лисицын А.П.* Биогенная седиментация в океанах и зональность // Литология и полезные ископаемые. 1977-2. № 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.
- Ляйэлль Ч.* Руководство по геологии или древние изменения Земли и ее обитателей, по свидетельству геологических памятников. СПб., 1866.
- Марковский Б.П.* Методы биофациального анализа. М.: Недра, 1966. 271 с.
- Маслов А.В. Алексеев В.П.* Осадочные формации и осадочные бассейны. Екатеринбург: 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.
- Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат. 1957. Т. 1. 611 с. Т. 2. 564 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. Геология 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.: АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с. Т. 2. 393 с.
- Наливкин Д.В.* Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л.: Наука, 1969. 487 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.: АН СССР, 1960. 224 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 5).
- Перельман А.И.* Катагенез // Известия АН СССР. Геология. 1959. № 8. С. 10–19.
- Перельман А.И., Касумов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрей, 2000. Изд. 3. 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., Запромтов 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.
- Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г.* Литология. М.: Недра, 1991. 444 с.
- Прошляков Б.К., Гальянова Т.И., Пименов Ю.Г.* Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах. М.: Недра, 1987. 200 с.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с. Т. 2. 420 с.
- Пустовалов Л.В.* О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки // Советская геология. 1964, № 8. С. 3–35.
- Раст Х.* Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
- Ронов А.Б.* Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969. Изд. 3. 703 с.

- Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 1, 2. 846 с.
- Селли Р.К.* Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А.* Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192. № 1. С. 184–187.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 114 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 277).
- Совещание по осадочным породам. Доклады. М.: АН СССР, 1952. Вып. 1. 326 с. 1955. Вып. 2. 363 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.
- Страницы автобиографии В.И. Вернадского. М.: Наука, 1881. 359 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с. 1960. Т. 2. 574 с. 1962. Т. 3. 550 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Твенхофел У.Х.* Учение об образовании осадков. М.-Л.: ОНТИ НКТП, 1936. 916 с.
- Теодорович Г.И.* Осадочные геохимические фации // Бюлл. МОИП. Геология. 1947. Т. 22. Вып. 1. С. 3–24.
- Уилсон Дж.Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Ферсман А.Е.* Геохимия. Избранные труды. М.: АН СССР, 1955. Т. III. 798 с.
- Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
- Фролов В.Т.* Литология. М.: МГУ. 1992. Кн. 1. 336 с. 1993. Кн. 2. 432 с. 1995. Кн. 3. 352 с.
- Фролов В.Г., Джайкришнан С.* Циклиты верхнемеловых известняков Горного Крыма и возможная их природа // Вестник МГУ. 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. Геология. 1980. № 11. С. 5–18.
- Хаин В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И.* Некоторые количественные параметры глобальной структуры земли // Геотектоника. 1982. № 6. С. 25–37.
- Хаттори К., Кемпбелл Ф.А., Кроуз Ч.Р.* Распространенность изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834–849.
- Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 9–136 (Труды ГИН АН СССР, вып. 195).
- 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.* Проблемы стадияльного анализа и развитие литологии // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 115–135.
- Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
- Хрусталеv 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.: РУДН, 2002. 186 с.
- Цейслер В.М.* Основы фациального анализа. М.: КДУ, 2009. 150 с.

- Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. 504 с.
- Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Осадконакопление на подводных окраинах материков. Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1984. Т. 18. 135 с.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Известия АН СССР. Геология. 1984. № 7 С. 35–53.
- Чумаков Н.М. Закономерности глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. № 2. С. 7–32.
- Чумаков Н.М. Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. № 3. С. 3–25.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 161).
- Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 3. 346 с.
- Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание (минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Учебное пособие. М.: Гостоптехиздат, 1958. Изд. 3. 416 с.
- Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.
- Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. 246 с.
- Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. 240 с.
- Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 127 с.
- 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.
- Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: МГУ, 1995. 142 с.

- Янаскурт О.В.* Литология. М.: Академия, 2008. 336 с.
- Ярошевский А.А.* Идея о «вечности» жизни и принцип постоянства геохимических параметров биосферы в концепции В.И. Вернадского // Вестник РАН, 2003. Т. 3. № 1. С. 22–24.
- Bois C., Bouche P., Pelet R.* Global geological history and distribution of the hydrocarbon reserves // AAPG Bull. 1982. V. 66. P. 1243–1270.
- Bonny S.M., Jones B.* Petrography and textural development of inorganic and biogenic lithotypes in a relict barite tufa deposit at FLYBYE Springs, NT, Canada // Sedimentology. 2007. V. 55. № 2. P. 275–304.
- Fisher A.G.* Long-term climatic oscillations recorder in stratigraphy // Climate in Earth History. Washington: National Acad. Press, 1982. P. 97–104.
- 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. № 9. P. 1485–1501.
- Jervey M.T.* Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression // SEPM Spec. Publ. 1988. № 42. P. 47–69.
- Leeder M.* Sedimentology and sedimentary basins. Oxford: Blackwell, 1999. 608 p.
- Lowe D.R.* Sediment gravity flows: 11 depositional models with special reference to the deposit of high-density turbidity currents // Journ. Sedim. Petrol. 1982. V. 52. № 1. P. 279–297.
- Nichols G.J.* Sedimentology and stratigraphy. Oxford: Blackwell, 1998. 368 p.
- Peryt T.M.* Sedimentology of Badenian (middle Miocene) gypsum in eastern Galicia, Podolia and Bukovina (West Ukraine) // Sedimentology. 1996. V. 43. № 3. P. 571–588.

- 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. № 1.
- Schlanger S.O., Douglas R.G.* The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implication for marine stratigraphy // Diagenesis of Deep Sea Biogenetic Sediments. Stroudsburg: Dowden, Hutchison, Ross. 1977. P. 31–148.
- Southam J.R., Hay W.W.* Global sedimentary mass balance and sea level changes // The Oceanic Lithosphere, the Sea. N.Y.: Willey, 1981. V. 7. P. 1617–1684.
- Taylor J.M.* Pore-space reduction in sandstones // AAPG, Bull. 1950. V. 34. № 4. P. 701–716.
- Tucker M.E.* Sedimentary petrology. Oxford: Blackwell, 2001. 272 p.
- Tucker M.E., Wright V.P.* Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell, 1990. 482 p.
- Walther J.* Die adamskbruecke und korallenriffe der palkstrasse // Petermanns Geogr. Mitt. Bd. 102. Ergaenzungsh, 1891. S. 1–35.

Приложение

ИНТЕРНЕТ-РЕССУРСЫ

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 benran.ru
- Национальная электронная библиотека www.nel.ru
- Всероссийский институт научной информации по техническим наукам (ВИНИТИ)
fuji.viniti.msk.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 ГРУ нефти и газа им. 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

Учебное пособие

*Виталий Германович
Кузнецов*

**ЛИТОЛОГИЯ.
ОСНОВЫ ОБЩЕЙ (ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ) ЛИТОЛОГИИ**

«Научный мир» Тел./факс (495) 691-2847, (499) 973-25-13
E-mail: naumir@benran.ru. Internet: <http://www.naumir.ru>
Подписано к печати 06.05.2011. Формат 60×90/16
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Печ. л. 22,5
Тираж 1000 экз. Заказ № 4935

При участии ООО Агентство печати «Столица»
тел.: (495) 331-14-38; e-mail: apstolica@bk.ru

Отпечатано с готовых файлов заказчика в ОАО «ИПК
«Ульяновский Дом печати». 432980, г. Ульяновск, ул. Гончарова, 14



Виталий Германович Кузнецов

Доктор геолого-минералогических наук, профессор Российской государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина.

В 1959 г. с отличием окончил МИНХиГП им. И.М. Губкина (ныне РГУ нефти и газа), затем работал в производственных и научно-исследовательских организациях нефтяной и газовой промышленности. С 1966 г. постоянно работает в РГУ нефти и газа, где ведет занятия по программам бакалавриата, специалитета и магистратуры по основным базовым курсам кафедры: «Литология», «Фашии и фашиальный анализ», «Геохимия осадочного процесса»,

«Литология природных резервуаров нефти и газа». В.Г. Кузнецов ведущий специалист России в области литологии и нефтегазоносности карбонатных отложений, фашиального анализа погребенных отложений, литологии природных резервуаров. Один из создателей нового научного направления нефтегазовой литологии, разработчик концепции и методического обеспечения подготовки специалистов по этому направлению. Признанный международный эксперт по карбонатным резервуарам нефти и газа, неоднократно привлекался к экспертизам Госплана СССР, Минэкономки РФ и других организаций.

Автор и соавтор более 450 публикаций, в том числе 28 монографий, справочников, учебников и учебно-методических пособий. Ряд его научных работ опубликован в США, Великобритании, Германии, Китае. Неоднократно представлял отечественную науку на международных совещаниях, конференциях и конгрессах разного уровня.

В.Г. Кузнецов член международных научных организаций, председатель секции литологии карбонатных отложений Межведомственного литологического комитета, организатор всесоюзных, российских и международных совещаний и конференций, посвященных карбонатным породам, рифам и их нефтегазоносности.

Заслуженный геолог РФ, Отличник разведки недр СССР, Почетный работник высшего профессионального образования РФ, Почетный работник газовой промышленности, имеет государственные награды.

