

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Геологический факультет

*О.В. Япаскерт,
Е.В. Карнова, Ю.В. Ростовцева*

ЛИТОЛОГИЯ

*Краткий курс
(избранные лекции)*

Допущено УМО по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по направлению 511000 «Геология» и естественнонаучным геологическим специальностям.



1755 - 2005

Издательство
Московского университета

2004

УДК 553.14

ББК 26.3

Я69

Япаскурт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В.

Я69 Литология. Краткий курс (избранные лекции): Учебное пособие. - М.:

Изд-во МГУ, 2004. - 228 с.: 38 илл.

ISBN 5-211-04913-6

Пособие охватывает тематику лекций кратких курсов «литология», местами расширенных и дополненных материалами специализированных курсов «стадиальный анализ литогенеза» и «геоминералогия осадочных образований». Даются определения сущности и задач науки об осадочных образованиях, сведения о истории ее становления, а также базовая терминология. Последовательно рассматриваются процессы и факторы стадий мобилизации, транспортировки и накопления осадочного вещества (седиментогенез) и его постседиментационных преобразований при диагенезе, катагенезе, метагенезе и регрессивном эпигенезе. Акцентируется внимание на способах расшифровки механизмов этих процессов и обстановок их реализации. Анализируются принципы классификации осадочных пород. Описываются наиболее распространенные их классы.

Для студентов специальностей: «геохимия», «гидрогеология и инженерная геология», «экологическая геология»; а также «геология», специализации «геология и разведка месторождений полезных ископаемых»; а также магистрантов и аспирантов.

ISBN 5-211-04913-6

© Япаскурт О.В.,

Карпова Е.В.,

Ростовцева Ю.В., 2004.

Проф. Е. Ю. Барановскому от авторки
Япаскурты 26.X.04

ПРЕДИСЛОВИЕ

Это учебное пособие предназначено в основном для студентов 2-3 курсов специальностей «экологическая геология», «гидрогеология и инженерная геология» и «геохимия», а отчасти полезное магистрантам специальностей тех же и «геология». В пособие вошли фрагменты лекций по трем кратким курсам «Литология» (объемами 72, 60 и 48 часов), кое-где расширенные и пополненные материалами из 2-х специализированных курсов, которые читаются автором старшекурсникам и магистрантам: «Стадиальный анализ литогенеза» и «Геоминералогия (генетическая минералогия осадочных отложений континентов и океанов)» на кафедре литологии и морской геологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

Содержание книги не повторяет в точности объема лекционного материала и последовательности его изложения. Отдельные лекции существенно расширены, иные – сокращены и опущены. Главные задачи сборника таковы: 1) привить студентам навыки работы с научной литературой; 2) помочь разобраться с научной терминологией, которая исследователями различных научных школ трактуется подчас неоднозначно и противоречиво; 3) дать учащимся прочувствовать процесс исследования, ознакомить их с основными методическими приемами и методологическими принципами изучения осадочных комплексов; 4) ознакомить читателей с главными аспектами развития современной теории седиментогенеза и литогенеза, не замалчивая при этом спорных и не до конца решенных проблем. Пособие создавалось на основе научных трудов и лекций профессора О.В. Япаскурты студентам специальностей «экологическая геология», «гидрогеология и инженерная геология» и «геохимия» на геологическом факультете МГУ. Соавторы О.В. Япаскурта – доцент Ю.В. Ростовцева и м.н.с. Е.В. Карпова принимали деятельное участие в чтении отдельных лекций и проведении лабораторных занятий с теми же студентами. С 2003 года Ю.В. Ростовцева взяла на себя полностью чтение курса «Литология» для геохимического отделения (48 час.). Она же разработала спецкурс для магистрантов по методике реконструирования древних обстановок карбонатакопления; а также на практике занималась проблемами формирования железных руд в Керченско-Таманском палеобассейне и др. проблематикой, включенной в нашу книгу. Е.В. Карпова предоставила материал своих научных исследований терригенно-карбонатной седиментации на Русской плите Восточно-Европейской

платформы; а также осуществила подборку необходимых иллюстративных материалов из зарубежных научных источников и выполнила компоновку и форматирование текста и рисунков книги.

Книга столь малого объема не может «объять необъятное», и не претендует на полноту освещения всех вопросов науки об осадочных образованиях. Вместе с тем ее краткость может привлечь читателя, начинающего обучение, а затем увлечь его и приобщить к более или менее регулярному изучению объемистой литературы. Кроме того, публикация этого пособия представляется весьма своевременной, учитывая стремительное старение классических изданий – не по сути, а по неуклонному обветшанию библиотечных фондов. Новых книг по литологии издается мало. Они малотиражны и малодоступны широкому читателю. Данная книга тоже малотиражна, но она обеспечит потребности ближайших учебных планов, а впоследствии должна быть существенно укрупнена и переиздана с учетом поступивших замечаний и предложений от ее читателей.

Часть I. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЦЕССАХ ОСАДКО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Глава 1. Особенности состава, строения и происхождения осадочных пород

Осадочными горными породами называются геологические тела минерального или органического состава, возникшие на земной поверхности либо вблизи нее под воздействием химических, физических и (или) биологических процессов, и существующие при термодинамических условиях, свойственных для верхней части земной коры (то есть до температур не выше порядка 350° С и давлений не более 250 МПа). Они чрезвычайно разнообразны по составу и происхождению (генезису). К ним, например, относятся: механические смеси обломочных частиц минералов или минеральных агрегатов из подвергшихся разрушению более древних пород (пески, галечники и проч.), скопления частиц, выброшенных вулканическими взрывами (туфы), продукты химического выветривания разных пород (некоторые глины, латериты, бокситы), химические осадки водных бассейнов (соли, некоторые карбонатные породы), биогенные образования (торф, угли, ракушняковые и коралловые известняки, песчий мел и др.) и сложные водорослево-бактериально-хемогенные накопления (фосфатные, карбонатные, кремневые, железистые, марганцовистые и проч.).

Одно только простое перечисление этих разновидностей пород заняло бы несколько страниц. Но всех их объединяют общепородные признаки осадочного генезиса: форма залегания, своеобразие строения (структуры и текстуры) и компонентного состава.

Прежде всего, большинству рассматриваемых образований свойственна *пластовая форма* залегания (рис. 1). *Пласт* представляет собою тело с относительно однородным вещественным составом, которое четко обособлено от выше- и нижележащих тел почти параллельными поверхностями раздела [Рухин, 1969]. Каждый пласт рано или поздно выклинивается по простиранию, но протяженность его превышает толщину в сотни или тысячи раз. В тех же случаях, когда такие пропорции сократятся до 100:1 и меньше, пласт именуется линзовидным, или *линзой*. Пласты и линзы современных и большинства молодых осадочных пород залегают, как правило, горизонтально или полого-наклонно. Однако древние пласты приобретают вследствие тектонических перемещений крутые наклонные, вертикальные или даже запрокинутые залегания, и



Рис. 1. Толща переслаивания пластов и линз песчаников (белые), алевролитов и аргиллитов (серые), углей (черные) раннемелового возраста, залегающих почти горизонтально в обнажении обрывистого левого берега низовьев р. Лены.

нередко сминаются в складки. Породы при этом не утрачивают своего осадочного облика, запечатленного в структурах и текстурах.

Структурой называется свойство породы, обусловленное размерами и формой ее составных компонентов (минеральных или органических), характером их внутрипластовых сочленений. Это один из важнейших показателей способа породообразования.

Так, например, при механогенном способе формирования породы, она слагается обломочными компонентами. Ими называют минеральные агрегаты, существовавшие до времени возникновения данной породы и привнесенные извне. Каждый из них имеет сугубо индивидуальную форму: либо угловатую (неокатанную), либо в различной мере округленную (окатанную) благодаря прежним воздействиям на обломок движущейся воды, льда или ветра. Там, где количество таких частиц в пласте превышает 50% его объема, структура породы именуется *обломочной*, или

кластической («klastos» - греч., обломок). Ее разновидность для тех случаев, когда поставщиком вещества был вулканизм, именуется *вулканогенно-обломочной*, или *вулкано-кластической*. Она отличается своеобразием формы минеральных компонентов (остроугольно-оскольчатой либо каплевидной).

Принципиально иные категории структур свойственны химическим способам породообразования. В данном случае минеральные компоненты именуются *хемогенными*, а также *аутигенными* («на месте рожденными»). Им соответствуют структуры: *аморфные* и *кристаллически-зернистые*. Последние характеризуются, в отличие от кластических структур, взаимозависимостью форм у контактирующих минеральных частиц. Такие частицы внутри породы выглядят как будто «припаянными» друг к другу, имея обычно неровные контуры границ сочленения. Это – следствие одновременности их возникновения (путем кристаллизации из ионного раствора либо вследствие твердофазной перекристаллизации аморфного вещества), когда каждый из компонентов препятствовал развитию совершенной кристаллической формы у своих соседей и сам подвергался такому же их влиянию.

Еще одна категория своеобразных структур возникает там, где главной причиной породообразования была жизнь и (или) гибель животных, растений и бактерий. Ее продукты, или *биогенные* компоненты, опознаются по признакам их строения (*морфологии*), описанным биологией и палеонтологией. Соответствующие структуры именуются *биоморфными* (различными ракушечными, коралловыми, водорослевыми и проч.).

В целом же структурные признаки, в которых как бы закодирован генезис, используются теперь в качестве одного из основополагающих принципов типизации осадочных пород – в одинаковом ранге с их вещественными составами (см. ниже).

Текстура породы существенно детализирует эту генетическую информацию, дополняя собою более общие структурные показатели. Она определяется как характер взаимных ориентировок породных компонентов внутри пласта вместе с формами поверхности его подошвы и кровли. При хаотическом внутреннем рассредоточении компонентов текстура породы именуется *беспорядочной*, а при явной дифференцированности их по размерам или составу, или при однообразной ориентированности удлиненных частиц – она называется *слоистой*.

Слоистость присуща большинству осадочных пород. Формы ее многообразны (рис. 2): параллельная, волнистая, косоволнистая, косая однонаправленная и разнонаправленная, перекрестная и др. Они зависят в первую очередь от динамики среды осадконакопления – влияний сил гравитации, течений, волнений, движений льда, или ветра [Ботвинкина, 1962; Рухин, 1969; Логвиненко, 1984; Рейнск, Сингх 1981; Справочник..., 1983; Фролов, 1992]. Важное генетическое значение представляют искажения слоистости разных видов. Один из них это перемешивания породных компонентов роющими животными – червями, моллюсками, раками и др., относимые к так называемым текстурам *биотурбации*. Существуют также петлеобразные изгибы слоев внутри единого и не искривленного пласта, относящиеся к *подводно-оползневым* текстурам. Они свидетельствуют о неровностях рельефа дна водоема, где начинала формироваться порода. Кроме того, в кровле пластов могут сохраниться: бугристые поверхности *текстуры ряби*, волнения или ветровой транспортировки) и различные *отпечатки* (трещинок усыхания грунта, следов лап животных и проч.). На пластовых подошвах бывают так называемые *иероглифы*. Это состоящие из песчаного заполнителя слепки борозд и ямочек на илистом дне водоема, которые были там процарапаны животными или камешками, влекаемыми сильным потоком.

Полный перечень видов текстур не уместится в рамки данного сообщения. Но даже из вышеизложенного становится очевидной их информативность относительно событий прошлых геологических эпох.

Глава 2. Краткие сведения о истории литологических исследований

Наука об осадочных образованиях, ныне именуемая *литологией* (в англоязычной литературе – «седиментологией» либо «осадочной петрологией»), а первоначально именовавшаяся как *петрография осадочных пород*, оформилась в самостоятельную фундаментальную ветвь геологии в начале XX века. Но корни ее уходят в XIX столетие, когда «*петрография осадочных пород развилась не в недрах общей петрографии или минералогии, а в недрах фацеального анализа и палеогеографии как средство к дальнейшему углублению и познанию физико-географических условий и механизма формирования осадочных пород*» [Страхов, 1971, с. 11]. В это время грандиозных успехов достигло развитие геологического картирования в Европе и стратиграфии трудами классиков геологии В.Смита (1769-1839 г.г.), Ж.Кювье (1769-1832 г.г.), А.Броньяра (1770-1847



Рис. 2. Разновидности слоистых текстур в толще песчаников (светло-серые), алевролитов (темно-серые) и углистых аргиллитов (черные) аллювиально-дельтового генезиса раннемелового возраста, наблюдаемые в обнажениях по берегам р. Лена. На верхнем снимке - сочетание крупных параллельной и косої слоистостей (наклоны серии косых слоев ориентированы в сторону течения палеонотока); на среднем снимке - мелкие косої однонаправленная и параллельная слоистости; внизу - косоугольная прерывистая слоистость, прорисованная черными пятнистыми контурами скопленных остатков обугленной растительности на поперечном сколе пласта тонкозернистого песчаника.

г.г.) и их учеников и последователей. Стал широко применяться палеонтологический метод применительно к возрастному датированию и пространственному коррелированию породных комплексов. Начались попытки создания палеогеографических схем. И здесь оказалось, что одной палеонтологии недостаточно в отрыве от анализа принадлежности вмستивших окаменелости осадков. Впервые на это обратил внимание швейцарец А.Грессли (1838 г.), отметивший закономерную пространственную изменчивость разновозрастных осадочных толщ в юрских Альпах, четко коррелируемую с изменчивостью фауны, жившей в обстановках различной глубинности морского дна. Такие структурно-вещественные изменения пород, или «модификации стратиграфического горизонта», отразившие изменения обстановки древнего осадконакопления, А.Грессли назвал латинским термином *facies* (дословно не переводимым на русский язык, и обозначающим «лицо», но не в буквальном смысле портрета, а приблизительно адекватным нашему понятию «облик»). Данный термин «русифицировал» профессор Казанского университета Н.А.Головкинский, выделивший *фации* морских, прибрежно-морских и континентальных карбонатных и терригенных отложений перми Камского Предуралья в 1868-1869 г.г. С этого момента осознание решающей роли физико-географических обстановок в формировании осадочных толщ вызвало повышенный интерес к их петрографическим исследованиям. Ценнейшие вклады в такие исследования внесли в начале XX столетия отечественные ученые. Это, прежде всего академик А.Д.Архангельский и профессора А.П.Павлов и Ф.Ю.Левинсон-Лессинг. В начале 20-х годов XX в. приступили к чтению лекций по курсу петрографии осадочных пород: М.С.Швецов в Московском университете, а потом в Московском геологоразведочном институте (МГРИ) и Б.П.Кротов в Казанском университете; а в начале 30-х годов – Л.В.Пустовалов в Московском нефтяном институте. Тогда же серию работ о генезисе осадочных руд опубликовал талантливый ленинградский минералог Я.В.Самойлов, к сожалению, вскоре ушедший из жизни и не успевший полностью реализовать свои глубокие идеи.

За рубежом в этот период тоже резко оживился интерес к систематическому изучению осадочных образований. Там в 1916 г. французский геолог Л.Кайо (L. Saucou) опубликовал методическое руководство по исследованию осадочных горных пород, а в 1922 г. при геолого-геофизическом отделении Национального исследовательского

совета США был создан комитет по седиментации под председательством В.Вогана (W.Vaughan). этим комитетом был разработан план для составления монографического «Учения об образовании осадков», который в течение 10-летия был реализован в объемистой книге (916 страниц) У.Х.Твенхофела (William H.Twenhofel) с сотрудниками, переведенной на русский язык в 30-х годах [Твенхофел, 1936].

К 40-м годам в СССР засияла целая плеяда ученых-осадочников, среди которых ярко выделились три «звезды первой величины»: профессора Л.В.Пустовалов, М.С.Швецов и академик Н.М.Страхов. Первые двое из них опубликовали учебники, не утратившие своей значимости до нынешних дней, несмотря на гигантский объем поступивших к нам с тех пор новых сведений и открытий (в особенности, относительно океанской седиментации).

Тогда же крупнейший, признанный на мировом уровне, теоретик литологии Н.М.Страхов, который работал в Геологическом институте – ГИН АН СССР (г. Москва), а впоследствии возглавил упомянутый институт, ввел в практику исследования «сравнительно-литологический метод» – основу для познания геологического прошлого посредством тщательного исследования процессов и условий современного осадконакопления на континенте, в морях и океанах. Этот ученый написал 12 крупных монографий и сотни статей, разработав к середине XX в. стройные основы теории литогенеза, в которой главнейшим фактором («движущей силой») процессов осадко- и породообразования служит климатическая зональность в пределах материков, внутриматериковых и крайних морских бассейнов. Было также показано отличное своеобразие вулканогенно-осадочного и океанского типов литогенеза. Очень много места уделено геохимии осадочных процессов и специфике осадочного рудогенеза («триаде» руд Al-Fe-Mn, меди, полиметаллам, фосфоритам и др.). Главный 3-томный труд Н.М.Страхова [Страхов, 1962] был удостоен Ленинской премии. До сих пор литологи черпают из него идеи и факты, нашедшие подтверждение в повседневной практике научно-исследовательских и поисково-разведочных работ.

Вместе с Н.М.Страховым в Геологическом институте работали выдающиеся литологи В.С.Яблоков и Ю.А.Жемчужников, которые создали школу по применению детального литолого-фациального (генетического) анализа древних осадочных толщ применительно к разработке палеогеографии, на примере исследования разновозрастных

угленосных отложений. Первых своих успехов достигли крупные ученые-литологи других институтов – В.П.Батуриин (исследования терригенно-минералогических провинций), Г.А.Бушинский (исследования песчого мела, бокситов), Д.Г.Сапожников (бокситы), А.В.Казаков и Б.М.Гиммельфарб (фосфориты) и многие другие. Подробнее о них можно прочесть в историческом обзоре Н.М.Страхова [1971] объемом в 610 страниц (!).

В период Великой Отечественной войны 1941-45 г.г. велись напряженные геолого-разведочные и поисковые работы на Урале, в Сибири и Средней Азии. После войны вплоть до 90-х годов XX века эти работы были еще более расширены и активизированы. Они принесли обильнейший фактический материал, нуждавшийся в систематизации и осмыслении литологами. К этому материалу добавились массовые исследования малоизвестных прежде осадков океанских глубин на специально оборудованных буровым снаряжением кораблях и на подводных обитаемых аппаратах. А на суше у нас в стране были заложены сверхглубокие скважины. Одна из них (Тюменская СГ-6) вскрыла к 1990 г. осадочные толщи мезозоя до отметки 7,2 км.

Цитасмые этим материалом, идеями своих учителей и собственными открытиями, росли и укреплялись школы исследователей осадочных комплексов. Появилось множество работ и имен литологов, ставших теперь широко известными. Крупные работы по исследованию осадочных формаций, палеогеографии и полезным ископаемым осадочного генезиса издают член-кор. АН СССР Н.Б.Вассосвич (МГУ) [1986; Справочник 1983], академик В.И.Попов (Ташкентский гос. университет), профессора Л.Б.Рухин [1969] (Ленинградский гос. университет), Н.В.Логвиненко [1984] (Харьковский, а затем Ленинградский гос. университеты), Г.Ф.Крашенинников [1971] (МГУ), Ю.П.Казаринов (Новосибирск), И.А.Вылпан (Томский гос. университет), Г.А.Каледа (ВНИГНИ), С.Г.Саркисян, Т.Т.Клубова (ИГ и РГИ), Г.И.Теодорович (Институт нефти АН СССР, Москва), член-кор. АН СССР П.П.Тимофеев (ГИН АН СССР) и др.

П.П.Тимофеев после кончины академика Н.М.Страхова становится лидером отечественной литологии, возглавлявшим в течение 20 лет Межведомственный литологический комитет АН СССР – РАИ, а в 1983 г. организовавший кафедру литологии и морской геологии Геологического факультета МГУ. Он внедряет неременный генетический подход к

литологическим исследованиям любых направлений, и разрабатывает проблему эволюции осадочного процесса, бассейнов осадконакопления и породообразования, формирования и размещения полезных ископаемых на континентальных и океанических блоках земной коры. Под его руководством в ГИНе выдающихся успехов достигли такие известные исследователи как Л.И.Ботвинкина [1962] (текстуры как показатели условий осадконакопления и проблемы цикличности седиментации); И.В.Хворова (современные и древние осадочные формации континентов и океанов, вулканогенно-осадочные процессы); В.Н.Холодов [1983] (геохимия осадочных процессов, осадочный рудогенез); В.А.Дриц, А.Г.Коссовская [1990, 1991], А.В.Копелиович, В.Д.Шутов [1975], В.И.Муравьев, И.М.Симанович [1978] (исследователи процессов постседиментационных преобразований и генетической минералогии осадочных процессов) и др.

Одновременно с ними в Институте океанологии им. П.П.Ширшова (г. Москва) большой коллектив исследователей внес неоценимый вклад в познание условий, процессов и факторов седиментации и рудообразования в морях и океанах. Лидер этого коллектива, академик РАН А.П. Лисицын [1978, 1988, 1991] – автор многих монографий о влиянии климатической зональности на океанское осадконакопление, о лавинных темпах накопления обломочного материала в дельтах и глубоководных конусах, о глубоководных «курильницах» – гидротермальных поставщиках металлов, о механизмах биогенной и терригенной седиментации и др.

В нашем кратком сообщении нет возможности проанализировать все вышеперечисленные работы. Однако идеи и результаты исследований большинства из упоминавшихся ученых будут с различной подробностью описаны в последующих главах, по мере изложения соответствующих разделов нашего курса. Там же будут упомянуты и труды известных современных зарубежных литологов – французского исследователя глин Ж.Милло [1968] (George Millot), исследователей турбидных потоков и флиша А.Х.Боума (A.H.Bouma), Ф.Х.Кюнена (Ph.H.Kuenen), Р.Ж.Уолкера (R.G.Walker), Й.Р.Аллена (J.R.L.Allen) и др. [Обстановки ..., 1990], автора 12-кратно переизданного в США энциклопедического труда «Осадочные породы» Ф.Дж.Петтиджона [1981] (F.J.Pettijon), известных исследователей карбонатной седиментации Р.Дж.Дэнхема (R.J.Dunham) и Р.Л.Фолка (R.L.Folk), авторов атласа структурно-текстурных признаков обстановок терригенного осадконакопления, литологов из ФРГ Г.Э.Рейнска и

И.Б.Сингха [1981], авторов прекрасно написанных учебников – Р.К.Селли [1981] (Richard C.Selley), М.Р.Лидера [1986] (M.R.Lieder), Д.Р.Протеро и Ф.Шваба [Donald R.Prothero and Fred Schwab, 1996] и других.

Завершая этот раздел, остановимся кратко на обзоре развития литологических исследований в МГУ, для чего возвратимся к периоду 20-30-х годов прошлого столетия. Корни школы литологов геологического факультета МГУ исходят из упомянутых выше лекций профессора Михаила Сергеевича Швецова. Сам он писал об этом (в предисловии к первому изданию своего классического, многократно тиражированного учебника) нижеследующее: «... Мы видим, как дальнейший рост народного хозяйства и возникающая с индустриализацией страны острая нужда в минеральном сырье превращают еще недавно ненужные осадочные породы в ценные полезные ископаемые и создают новую науку – петрографию осадочных пород. Еще недавно чисто теоретический интерес изучения этих пород на наших глазах стал делом большого практического значения. ...Возникла острая потребность в специалистах-литологах. Однако таких наши вузы не готовили. ...Восполнить этот пробел, дать сводку, хотя бы вкратце затрагивающую все относящиеся сюда вопросы, имеет целью предлагаемая книга, представляющая в основном курс, читавшийся автором студентам МГРИ, а ранее в зачаточном виде, студентам-геологам I Московского государственного университета и Московской горной академии» [Швецов, 1934, с. 3].

Зародившийся в университетских аудиториях курс лекций по осадочной петрографии М.С.Швецова был (вместе со многими другими курсами) реализован в МГРИ. Однако исследования осадочных образований в МГУ не только не прекратились, но получили в середине XX столетия новые импульсы к своему развитию – в особенности с 1955 г., когда ученик и последователь М.С.Швецова профессор Григорий Федорович Крашенинников основал при кафедре исторической и региональной геологии лабораторию литологии (функционирующую поныне, с 1983 г. – в структуре новой кафедры литологии и морской геологии). На базе этой лаборатории Г.Ф.Крашенинников создал новые курсы лекций и практикумов для студентов всех кафедр геологического и нескольких кафедр географического факультетов, а также осуществил научные работы во многих регионах СССР (в Донбассе, Казахстане, Урале, Верхоянье и др.), готовя кадры высококвалифицированных

преподавателей-литологов. Ими стали впоследствии: заслуженный профессор МГУ В.Т.Фролов, профессор О.В.Япаскурт, кандидаты наук А.И. Волкова, Н.В. Иванова, К.М. Седаева, Т.А.Шарданова, Ю.В.Ростовцева и др. Тогда же на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых трудами выдающихся ученых – профессора И.О.Брода, а затем чл.- кор. АН СССР Н.Б.Вассосвича и их учеников – профессоров И.А.Конюхова, Ю.К.Бурлина, Б.А.Соколова, Ю.Р.Мазора, М.В.Гюлицына, Е.Е.Карнюшиной, А.И.Конюхова и др. стали интенсивно развиваться исследования осадочных процессов в нефтегазоносных и угольных бассейнах всего мира.

Примечательно, что в вышеупомянутом периоде 50-70-х годов за всеми курсами лекций об осадочном породообразовании закрепилось наименование: *литология*, взамен слова «петрография», имевшего описательный смысловой аспект. Тем самым внимание обучающихся студентов, аспирантов и повышающих квалификацию геологов было изначально сконцентрировано на непрременной *генетической* и *историко-геологической* направленности познания осадочных комплексов – везде и вне зависимости от того, с какими целями (теоретическими или прикладными) подлежали они изучению.

Данный методологический принцип еще более укоренился с момента создания в 1983 г. кафедры литологии и морской геологии в МГУ, первоначально возглавленной П.И.Тимофеевым, а с 1989 г. возглавляемой О.В. Япаскуртом, который стал в 1999 г. председателем Межведомственного литологического комитета РАН. Организованные упомянутым комитетом Всероссийские литологические совещания 2000 и 2003 гг. (г.Москва, ГИН РАН) констатировали, что в начале XXI века литология вплотную подошла к такому уровню развития своего генетического аспекта, при котором особенную актуальность приобрела проблема раскрытия сущности механизмов многофакторных процессов не только осадконакопления, но превращения осадков в породы и изменения этих пород в периоды длительного пребывания их внутри верхних слоев литосферы, т.е. на стадиях *диагенеза*, *катагенеза* и *метагенеза*, объединяемых в надстадию *литогенеза*.

Теперь в литологии отчетливо обособились два ее важнейших раздела: 1 – учение о *седиментогенезе*, т.е. о процессах и условиях современного и древнего осадконакопления и 2 – учение о закономерностях превращения осадков в породы и изменений последних внутри

стратисферы (или *учение о постседиментационном литогенезе*). Первое из них развивается с существенным опережением, вследствие: во-первых, лавинообразного притока фактических наблюдений над современными условиями континентального, морского и оксанского осадконакопления и, во-вторых, эффективности методов литолого-фациальных и формационных анализов, реализуемых на практике литологами школ П.П.Тимофеева [1968, 1970], Г.Ф.Крашенинникова [1971] и В.Т.Фролова [1992-1995]. Ввиду того, что обстановки литогенеза, в противоположность седиментогенным, прямому наблюдению не доступны, (по причинам своей глубинности и длительности), приходится для их познания развивать и совершенствовать методику специфического *стадиального анализа* [Махнач, 2000; Япаскурт, 1995]. Сущность вышеупомянутых базовых методов литологии и результаты их использования будут освещены в дальнейших разделах книги.

Глава 3. Представления о стадийности процессов образования и изменения осадочных пород

Вводные замечания

Любая наблюдаемая нами осадочная порода может быть представлена как геологическое образование, принадлежащее (в период нашего изучения) конкретному этапу в цикле осадочных процессов (рис. 3, 4). Каждый такой цикл осуществляется непрерывно-прерывисто, или стадийно. Его две главные надстадии: *осадообразование* и *породообразование (седименто- и литогенез)*, в свою очередь, объединяют ряд стадий и подстадий более дробных порядков. Приступая к их характеристике, предварительно подчеркнем, что здесь и в дальнейшем термины «стадия», «подстадия» и «надстадия» означают строго определенные диапазоны внутри осадочного цикла, тогда как часто употребляемое в литературе слово «этап» применяется в качестве термина свободного пользования, характеризующего любой фиксированный момент геологического события.

Мобилизация осадочного вещества

Надстадия *седиментогенеза* предваряется стадией *мобилизации* осадочного вещества, обусловленной гипергенными, биогенными либо вулканогенными процессами. Из них первые два вездесущи. Поэтому начнем наш обзор с них.

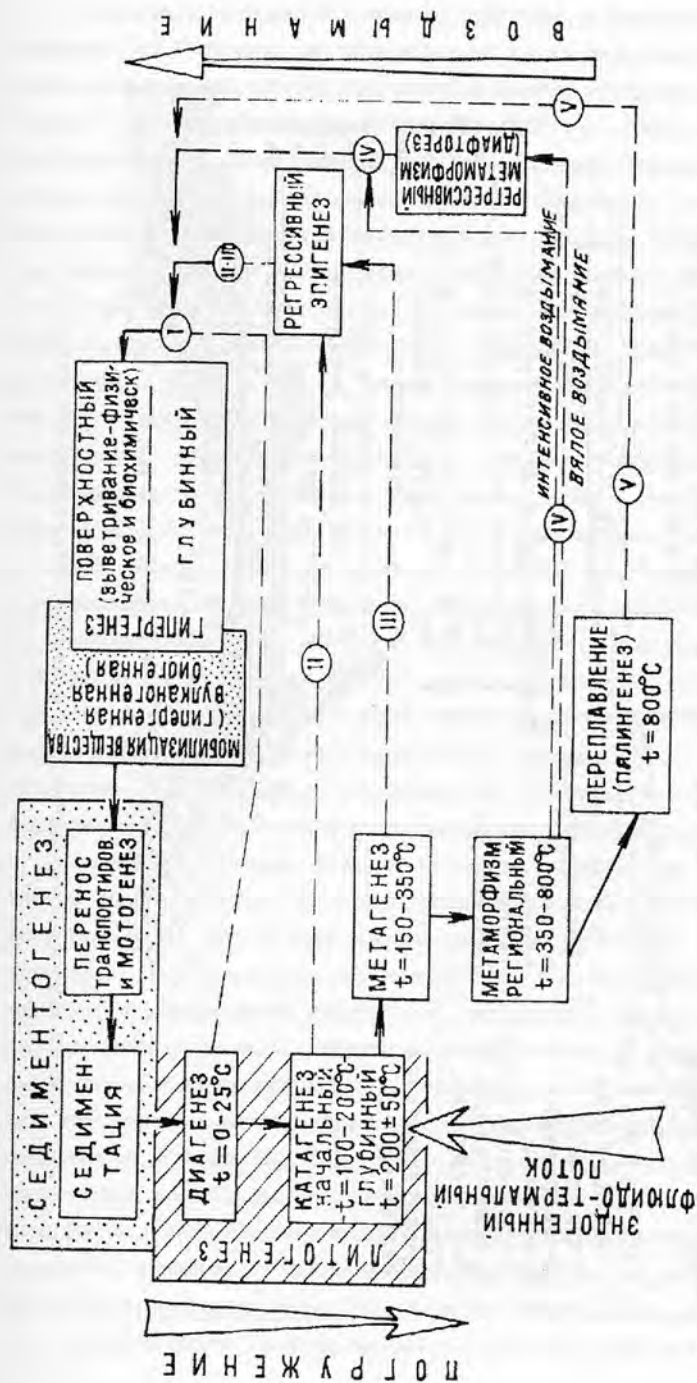


Рис. 3. Общая схема стадий и циклов осадочного породообразования, эндогенных и экзогенных породных изменений. Римскими цифрами обозначены циклы: I - прерванный, II и III - укороченные, IV - полный, V - полнейший.

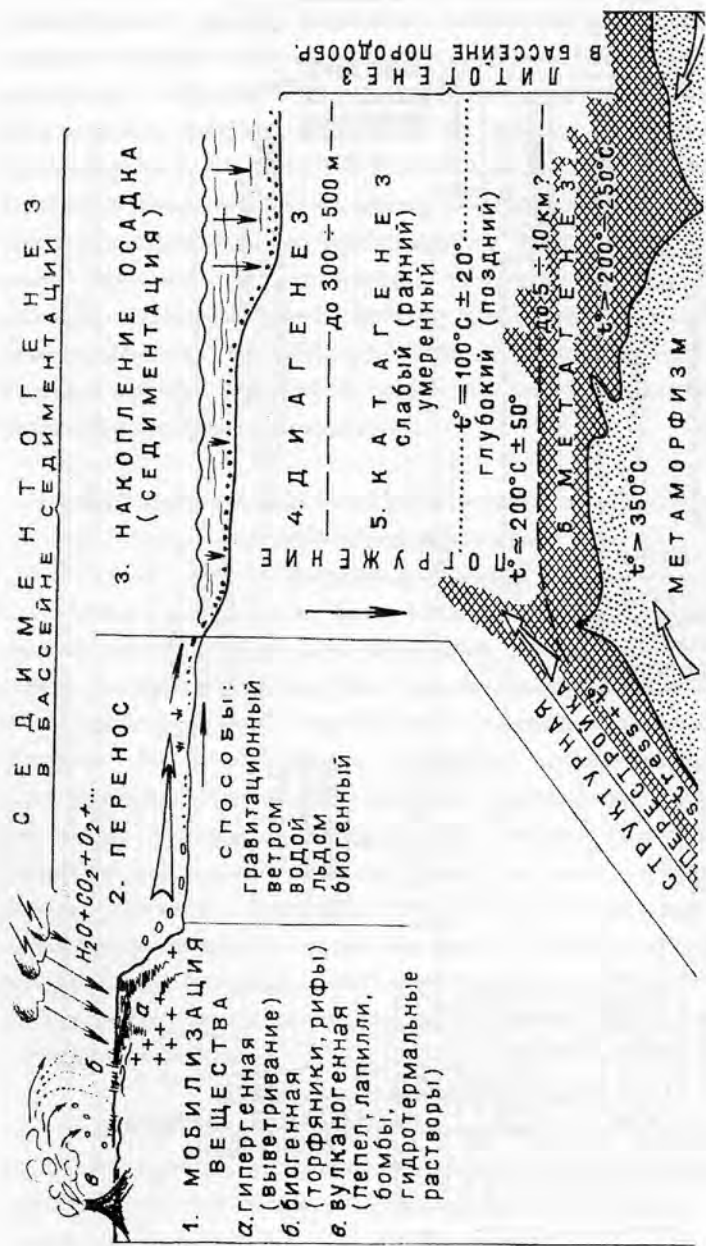


Рис. 4. Стадии процессов седиментогенеза, литогенеза и их главнейшие параметры.

Гипергенез понимается, согласно трактовке в последней работе академика А.Е.Ферсмана, как «весь комплекс химических, био- и физико-химических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой» [Ферсман, 1955, с. 534]. Поднятые тектоническими силами наверх из земных недр горные породы (магматические, метаморфические, древние осадочные) состоят из минеральных агрегатов, которые в большинстве своем были сформированы при динамотермальных ($P-t^0$) и физико-химических условиях, совершенно иных, чем на поверхности Земли. Оказавшись в зоне гипергенеза, эти минеральные агрегаты попадают под воздействие чужеродных им атмосферных газов и вод, а также бактериального, растительного и животного биоса. Такая природная система (в которой живые организмы не изолированы от неорганической, или «косной» материи) названа академиком В.И.Вернадским «биокосной». Она исключительно неравновесна. Ее компоненты стремятся к уравниванию, и это служит основной движущей силой гипергенных процессов. Они принадлежат к двум категориям: господствующей деструктивной (корродирование вплоть до полного растворения наиболее неустойчивых в экзогенной среде минеральных видов – в первую очередь, оливинов, ромбических пироксенов, амфиболов, кальциевых плагиоклазов и многих др.) и конструктивной (глинизация цепочечных, каркасных и слоистых силикатов; новообразования гидроксидов, оксидов и сульфатов; формирование и минерализация органических компонентов и др.).

Главными агентами влияния на вышеперечисленные процессы служат вода совместно с потребляющим ее живым органическим веществом (ОВ). Без участия последнего и при невысоких значениях экзогенных $P-t^0$ параметров, роль чистой воды в качестве растворителя минералов и концентратора минеральных солей была бы весьма скромной. Однако эти функции воды существенно активизируются за счет живущих там бактерий и др. организмов и, в особенности, за счет растворенных в воде продуктов их жизнедеятельности. Это различные газы – в первую очередь CO_2 , а также H_2S , CH_4 , NH_3 и др., а также гумус и различные органические кислоты. Количества и качественные составы их зависят от насыщенности воды биосом и видовой принадлежности его (например, от господства аэробных либо анаэробных бактерий, из которых первые продуцируют преимущественно CO_2 , а вторые – H_2S и др. газы).

Таким образом, природа создает естественные реактивы, которые

способствуют заметному понижению pH, понижению или повышению Eh, и тем самым существенно ускоряют темпы химического разрушения и преобразования горных пород зоны гипергенеза.

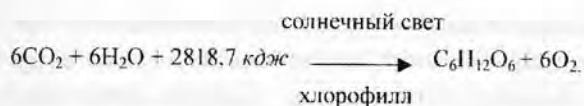
Эта зона имеет непостоянную толщину. Традиционно принято считать, что ее нижняя граница совпадает с уровнем самого верхнего водоносного горизонта, до которого могут просачиваться поверхностные воды, питаемые атмосферными осадками. Однако за последнее время накоплено много фактических сведений о том, что в тектонически подвижных областях, где породы интенсивно дислоцированы или смещены крупными разрывными нарушениями, на участках повышенной трещиноватости и флюидопроницаемости пород агенты гипергенных процессов способны проникать внутрь литосферы на глубины от первых сотен метров до 1-1,5 км, принося туда живущие в воде бактерии вместе с продуктами их метаболизма. Эта область смешения поверхностных вод с глубинными называется гидрогеологами «зоной замедленного водообмена». Учитывая ее наличие в некоторых нефтегазоносных бассейнах, Н.Б.Вассоевич предлагал разделять зону гипергенеза на две подзоны: 1 – гипергенез на поверхности, то есть собственно выветривание пород и 2 – гипергенез в недрах (вверху аэробный, а внизу анаэробный) [Справочник..., 1983, с. 86].

Собственно мобилизация вещества осуществляется в подзоне выветривания. Там, помимо отмеченного бактериального фактора, начиная с девонского периода огромное влияние на химические процессы оказывает жизнедеятельность зеленых растений. Внешне их роль может показаться малозаметной, а на самом деле она грандиозна. В качестве примера можно сослаться на исследования Л.К.Яхонтовой и В.П.Зверева [2000] и зарубежных литологов (K.L.Moulten, J.West, R.A.Brener в 2000 г.), которые экспериментально и на практике доказали, что корневая система деревьев ускоряет темпы корродирования плагиоклазов в 2 раза, а пироксенов в 10 раз вследствие того, что микросреда вблизи корней примерно в 2 раза кислее сравнительно с почвенной (pH колеблется от 3 до 5-7). Реакционная обстановка вокруг корневых волосков служит причиной выщелачивания Ca, Mg, K и др. элементов из силикатных минералов субстрата. В дополнение к этому можно сослаться на эксперименты Л.К.Яхонтовой и др., подтвердившие наличие биогенного выщелачивания кремнезема из силикатных минералов и минеральных агрегатов: полевых шпатов (изъятие до 1,5-2% SiO₂ от общего количества содержавшегося в опытных образцах

в течение всего 15 недель), а также из смектитов и смектитсодержащих бокситов.

Это были частные примеры «скрытых» влияний живого вещества на минеральные изменения. Сведения о них можно было бы многократно расширить. Однако гораздо большие масштабы в приповерхностной области гипергенеза имеют еще два взаимодополняющие процесса растительной жизнедеятельности: генерация органического вещества (ОВ) путем фотосинтеза и разложение (минерализация) ОВ. Механизм таких процессов глубоко проанализировал известный отечественный геохимик Л.И.Перельман [1968, 1987]. Он писал об этом нижеследующее.

Образование углеводов из неорганических соединений окружающей среды в результате жизнедеятельности зеленых растений, которые синтезируют ОВ из CO_2 воздуха, воды и минеральных солей, обычно изображается следующей упрощенной реакцией *фотосинтеза*:



Таким же способом могут возникать и другие более сложные органические соединения, например, белки. Поглощая из почвы и воды кальций, магний, калий, железо и другие элементы, растения также используют их для синтеза сложных органических соединений. В итоге на земной поверхности накапливается много богатого энергией ОВ, а атомы С, Н, N и других элементов «заряжаются энергией».

Но если бы в зоне гипергенеза осуществлялась только биогенная аккумуляция, то вскоре из воздуха был бы поглощен весь CO_2 . Этого не происходит, так как в природе протекает прямо противоположный процесс — *минерализация* ОВ, при которой сложные ОВ окисляются до простых минеральных соединений (CO_2 , H_2O и минеральные соли). Такой процесс протекает в растениях. Их дыхание окисляет органические соединения. Однако фотосинтез создает значительно больше ОВ, чем их разрушает дыхание.

Основное значение в качестве минерализаторов имеют микроорганизмы. Они всеядны. В 1см^3 почвы или подземной воды находится несколько миллионов бактерий — клетчатковых, десульфуризирующих, денитрифицирующих, окисляющих метан, водород,

фенол, нафталин и др. Они разлагают мертвые тела растений и животных, минерализуют их до CO_2 , H_2O , NH_3 и минеральных солей; там же образуется гумус — сложное высокомолекулярное органическое вещество. При разложении растительных остатков освобождаются также SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 ; которые, по предположению выдающегося исследователя почв Б.Б. Польнова, могут вступать во взаимодействие, образуя вторичные глинистые минералы.

Такими способами осуществляется *мобилизация осадочного вещества*, которому предстоит активно участвовать в процессах надстадии седиментогенеза. Основная мобилизация охватывает верхнюю зону гипергенеза (область выветривания). Мобилизуемое вещество представлено в 3-х фазах: 1 — твердая (остаточные и новообразованные минеральные агрегаты и ОВ), 2 — жидкая (истинные и коллоидные растворы) и 3 — газообразная (частично растворена, но в большинстве своем улетучивается в атмосферу и тем самым исключается из осадочного процесса).

Здесь следует обратить внимание на то, что выветривание — это процессы не только разрушительные, но отчасти и созидательные. Конечный результат поверхностного гипергенеза — это прежде всего *коры выветривания*. В них помимо новообразованных глинистых минералов содержатся включения не полностью корродированных кварцево-силикатных зерен. В определенных климатических условиях (тропических) на поверхности упомянутых кор формируются глиноземисто-железистые панцири (см. ниже, в разделе о латеритах). Это вновь возникшие осадочные образования. Но они, как и большинство иных продуктов верхней зоны гипергенеза, постоянно подвергаются денудационным процессам, представляя собой исходный материал для последующих стадий (переноса вещества и его накопления в осадке).

Гипергенная мобилизация имеет весьма многообразные формы проявления в зависимости от определяющего влияния на ее процессы двух главнейших факторов — климата и тектонического режима. Первый объясняет обилие, либо недостаточность влаги, высокие либо низкие среднегодовые температуры, а от этого напрямую зависит интенсивность жизнедеятельности. А вода в совокупности с живым и мертвым ОВ, как мы показали выше, служат главнейшими стимуляторами гипергенного изменения породного субстрата.

Следовательно, от климата зависит, в первую очередь, степень измененности выветриваемых пород, которые в одних случаях могут быть

затронуты выветриванием слегка, а в иных – переработаны до неузнаваемости. Первый случай относится к областям господства 2-х видов климата: *ледового* (*нивального*, по академику Н.М.Страхову) и *аридного* (жаркого и сухого, где количество испаряющейся влаги превышает количество воды из атмосферных осадков). Гораздо интенсивнее выветривание проявляется при климате *гумидном* (осадки преобладают над испарением). Последний подразделяется на холодный, умеренный, субтропический и тропический. В том же порядке интенсифицируются и гипергенные процессы [Страхов, 1963].

Вместе с климатом на интенсивность и характер мобилизации вещества оказывает сильное влияние тектонический режим, от которого зависит рельеф ландшафта. При вялом режиме усиленно осуществляется денудация, и местность превращается в стабильный ненеппен, на котором агенты выветривания перестают проникать на большие глубины. При активной же тектонике происходит горообразование. Горы растут быстро, и мощные коры выветривания просто не успевают формироваться на их вершинах, а по склонам гор перемещается вниз относительно «свежий» обломочный материал, вступивший в начальную фазу надстадии седиментогенеза.

Мобилизация осадочного вещества реализуется наиболее полно при условиях, когда удачно сочетаются способствующий ей климат с такими скоростями тектонического воздымания, которые близки к темпам развития биохимических процессов гипергенеза в пределах постоянно денудированной суши. Этими условиями обеспечивается неуклонное длительное пополнение резерва веществ (твердых, жидких и газообразных), потребных для седиментогенеза.

Грандиозность масштабов гипергенных процессов и их вседусущность несколько заслонили собой иные (не гипергенные) источники вещественной мобилизации. К ним относятся, во-первых, *исключительно биогенная мобилизация*: в торфяниках и в карбонатных рифовых постройках (см. ниже). Во-вторых, это *вулканогенная и эндогенно-гидротермальная* формы мобилизации веществ. Последние практически не зависят от климатических факторов, обусловлены в основном тектоническими процессами. Поясним это подробнее. Главные продукты вулканических взрывов – туфы относятся к породам осадочным. Потому что, несмотря на эндогенную природу своего вещества, они, будучи выброшенными из жерла, сразу подвергаются воздействию тех же

факторов седиментогенеза (сил гравитации, воздушных и водных потоков), что и обычные продукты физического выветривания субстрата на начальных этапах формирования обломочных отложений. А застывшие на земной поверхности лавы, в отличие от туфов, не причисляются к осадочным образованиям на том основании, что они не соответствуют одному из важнейших признаков осадочного генезиса – низкотемпературности (см. определение осадочной породы в начале книги).

Итак, туфовый (пирокластический) материал – вулканическое стекло, фрагменты застывшей лавы и кристаллокласты (обломки минеральных вкрапленников) представляет собою наиболее яркий пример мобилизованного эндогенного вещества. Помимо него, в областях развития вулканизма из недр поступают горячие гидротермы с растворенными в них веществами, которые выпадают в осадок при резком охлаждении и падении давления растворов вблизи земной поверхности (это агрегаты различных цеолитов, полевых шпатов, сульфатов, сульфидов, слоистых силикатов и др. минеральных видов).

Завершая кратчайший обзор процессов и обстановок 3-х разновидностей мобилизации веществ – гипергенной, биогенной и вулканогенно-гидротермальной, обращаем внимание на то, что в некоторых учебниках приоритет отдан только первой из них, и там описание стадийности осадочного процесса начинается разделом «Гипергенез» [Логвиненко, 1984 и др.]. Однако, как мы видели выше, гипергенезом не исчерпывается многообразие природных предосадочных процессов. Они в современном их проявлении легко доступны наблюдению исследователя. Однако о характере проявления этих процессов в геологическом прошлом приходится судить зачастую только по косвенным признакам, потому что древние коры выветривания и палеовулканы в большинстве своем бываюи уничтожены последующей денудацией. Но информацию о них сохраняют в своих признаках породные компоненты. По их составам и формам можно уверенно судить, насколько интенсивным было изначальное выветривание и проявлялся ли прежде вулканизм. Подробнее об этом см. в главе 4.

Надстадия седиментогенеза:

Перенос веществ и накопление осадков

Перенос (транспортировка) мобилизованного вещества осуществляется в твердой и жидкой фазах несколькими способами: под

воздействием сил гравитации, суспензионных и водных потоков (паземных и подземных), льда, воздушных струй, а также животных организмов и техногенных средств. Своеобразия процессов и условий данной стадии на суше, в реках, озерах, морях и океанах изучены досконально. Знания о них можно почерпнуть из многих литературных источников: учебников и пособий – классических [Пуустовалов, 1940; Швецов, 1958; Рухин, 1969; Логвиненко, 1984] и относительно педавших [Алексеев, 2001; Байков и Седисцкий, 1997; Фролов, 1992;], а также научных трудов академиков Н.М.Страхова [1962, 1963], А.П.Лисицына [1978, 1988, 1991] и др. Мы адресуем читателя к ним, остановившись только на некоторых особенностях механизмов переноса и седиментации, в первую очередь, на одном из важнейших природных законов, который всецело управляет процессами рассматриваемых стадий.

Это закон осадочной дифференциации вещества. Ее природные проявления впервые констатировал в начале XX столетия немецкий геохимик В.М.Гольдшмидт, а четкую концепцию всеобъемлющего закона сформулировал Л.В.Пуустовалов. Он писал: «Можно сказать, что каждая осадочная порода представляет собой продукт дифференциации вещества изначальных пород» [Пуустовалов, 1940, часть I, с. 254].

Действительно, если бы процесс осадкообразования сводился к совместному и одновременному переотложению продуктов мобилизации, то на земной поверхности повсеместно накапливались бы хаотичные по вещественному составу смеси. Мы же имеем дело с осадочными отложениями чрезвычайно разнообразных типов как по их минеральному составу (кремни, известняки, доломиты, сидериты, различные соли, различные глины, бокситы и др.), так и по размерности породных компонентов (валунники, галечники, гравий, пески, алевриты, пелитовые осадки и др.). Формируются также и смешанные образования, например, глинисто-карбонатные смеси – мергели или валушно-галечно-алевропелитовые накопления пролювиальных конусов выноса, ледниковых морен и др. Они, однако, по частоте своей встречаемости существенно уступают осадкам более или менее отдифференцированным.

Отсюда следует вывод о том, что на стадии транспортировки вещества действует целый комплекс разнообразных сил, которые разобщают это вещество, фракционируя его по весу и крупности твердых компонентов, по их минеральному составу, а также по степени растворимости и химическим свойствам растворов. Подытоживая все это,

Л.В.Пустовалов констатировал: «Разобшиение составных частей изначальных пород, происходящее в зоне осадкообразования, мы будем называть осадочной или, пользуясь иностранным термином, седиментационной поверхностной дифференциацией. В зависимости от характера сил, приводящих к разделению вещества, можно различать механическую и химическую осадочные дифференциации [Пустовалов, 1940, ч. I, с. 254-255] (рис. 5).

Механическая дифференциация реализуется буквально у нас на глазах. Начальные ее этапы можно наблюдать повсеместно на суше, в пределах и вокруг водосборных площадей. Это каменные обвалы, осыпи, оползневые тела, делювиальные шлейфы и пролювиальные конуса, где сортировка обломочного материала по размерам и удельному весу еще весьма несовершенна, хотя в зачаточном виде ее можно заметить. Тут же продолжают сортировочную работу ветры и речные водотоки. Последние разделяют мобилизованный материал по механическим и химическим свойствам весьма основательно. Реки переносят обломки пород и минералов тремя способами: волочением по дну, сальтацией (подпрыгиванием, или «кувырканием») и на плаву (в механических взвесах). Кроме того, в их водах содержатся извлеченные из кор выветривания растворы – в основном ненасыщенные ионные и коллоидные. Соотношения этих форм переноса для каждой реки весьма индивидуальны в зависимости от размеров, мощности потока, принадлежности к равнинным или горным ландшафтам, к тем или иным климатическим поясам (см. ниже), а также в зависимости от состава, структуры, крепости и других физико-механических свойств размываемых пород или осадков. В самом общем виде количественные соотношения между тремя формами транспортируемого реками вещества выражают так называемой «формулой стока». В ее конечном ряду за цифру 1 принимается количество растворенных веществ; на первом месте ставится относительное количество влекомого по дну (включая сальтацию) материала, а на втором месте – количество взвеси. Записанная таким способом формула стока для современных рек мира имеет вид: 0,35:3,5:1. Это означает, что взвешенных частиц переносится в среднем в 3,5 раза больше, чем растворенных, а влекомого по дну материала в 10 раз меньше, чем взвеси [Крашенинников, 1971].

Однако конкретные формулы конкретных рек сильно отклоняются от

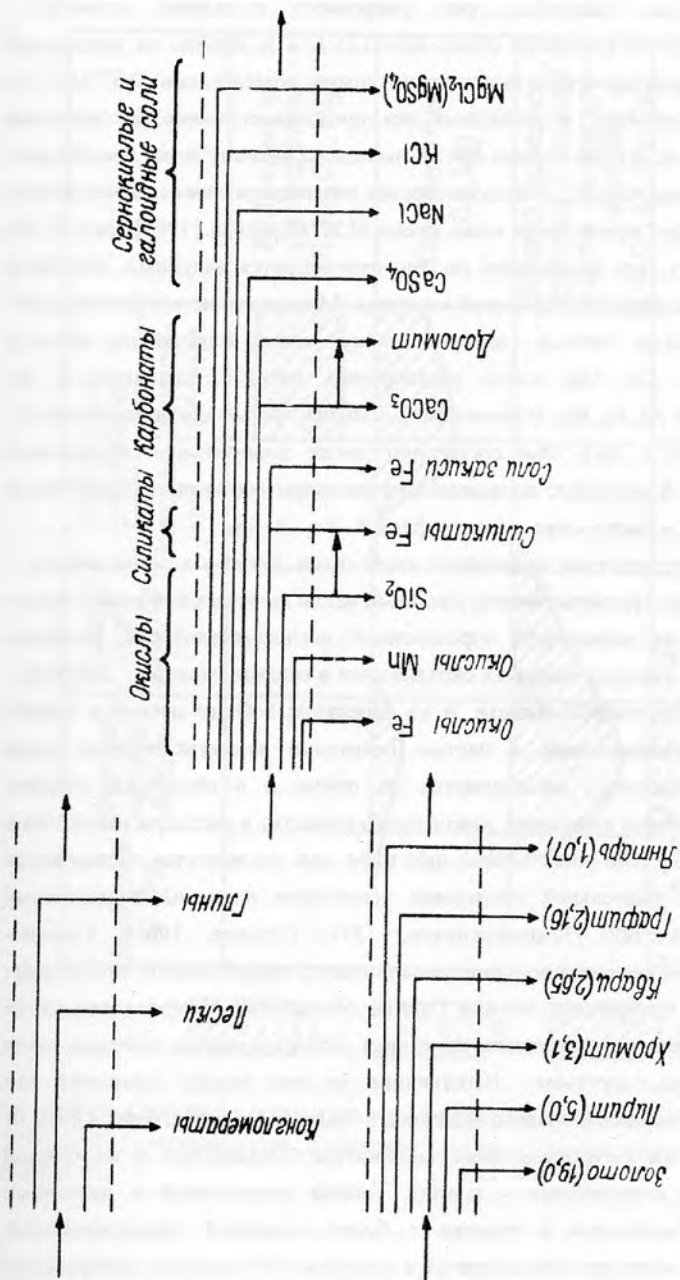


Рис. 5. Схемы осадочной дифференциации вещества (механической - слева, химической - справа), по Л.В. Пустовалову [1940].

усредненного показателя. Так, например, р. Западная Двина – типичный представитель равнинных рек умеренного гумидного климата – характеризуется формулой стока: 0,01:0,25:1; а р. Кубань на предгорной равнине характеризуется существенно иными показателями: 0,57:5,0:1 (из чего следует, что у равнинных рек преобладает вынос растворенных компонентов, а у рек горных при их выходе на равнину резко преобладают механические взвеси). В деталях формы переноса различных компонентов иллюстрирует приводимая ниже схема Н.М. Страхова [1963] (рис. 6). Из нее следует, что волочением по дну перемещается валунный, галечный, песчаный и крупноалевритовый материал. Механические взвеси образуют: все глинистые частицы, плавучие чешуи слюд, мельчайшие частицы карбонатов Ca, Mg; плохо растворимых оксидов, силикатов и др. соединений Al, Fe, Mn, P совместно с большей частью микроэлементов (V, Cr, Co, Cu и др.). Они составляют также значительную коллоидных растворов. А истинные ненасыщенные растворы составляют бикарбонаты Ca или Mg, а также хлориды и сульфаты K, Na, Ca, Mg.

В соответствии с разными свойствами влекомых компонентов – физическими (размеры, форма, удельный вес) и химическими река «теряет» их на путях переноса в определенной последовательности. Наиболее крупный и тяжелый материал скапливается в осадках руслового аллювия – в его пристержневой области, и на перекатах; а более легкий и тонкий материал (алевритовые и частью пелитовые вещества взвеси) после паводков частично накапливается на пойме и в старичных озерах. Остальная масса влекомого, взвешенного вещества и растворы выносятся в конечный бассейн стока – озеро либо море. Там эти вещества подвергаются еще более тщательной сортировке процессами волнений и различных донных течений [Крашенинников, 1971; Страхов, 1963]. Галечно-гравийный и песчаный материал накапливается в фронтальной зоне речных дельт и на прибрежных пляжах. Отсюда обломочный материал разносится вдольбереговыми течениями, формируя аккумулятивные песчаные тела (бары, косы, пересыпи). Набегающие на них волны оставляют там очередные порции песчаного вещества, а откатываясь назад, бары и косы от межзернового алевропелитового заполнителя (называемого в зарубежной литературе «матриком» – matrix). Тонкий алевритовый и пелитовый материал выносятся в участки с более спокойной гидродинамикой. Глинистое вещество накапливается в застойных обстановках (центральных участках лагун, заливов или в западинах морского шельфа, ниже базиса

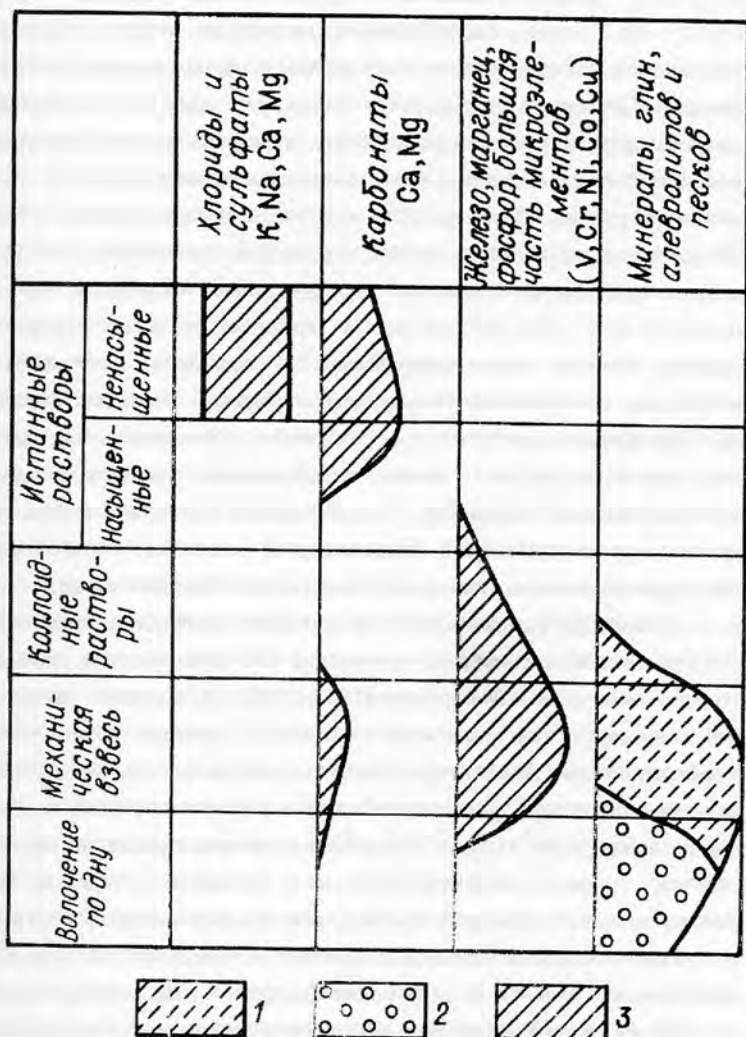


Рис. 6. Формы переноса в реках основных компонентов осадка, по П.М. Страхову [1963, с.37]: 1 - минералы глин; 2 - минералы песков и обломки пород; 3 - прочие компоненты.

действия волн).

В итоге такой механической дифференциации возникают осадки с более или менее однообразными размерами своих обломочных компонентов, то есть относительно хорошо отсортированные (см. главу 5. раздел «Обломочные породы»). Благодаря этой же механической дифференциации в осадках рек, озерных и морских пляжей формируются россыпи «тяжелых» минералов (с удельными весами более $2,8 \text{ г/см}^3$ – цирконов, рутила, сфена, гранатов и др.) и самородных металлов [Шило, 2000]. А химически растворенные вещества в случаях впадения реки в непроточный озерный водоем последовательно насыщают его воды привносимыми сюда элементами. На границах же «река – море», где пресные речные воды смешиваются с солеными (электролитами), возникают естественные геохимические барьеры (термин, введенный А.И.Перельманом), которые в определенных обстановках способствуют коагуляции коллоидных систем и обогащению осадков химически малоподвижными элементами – соединениями алюминия, железа, меди, урана и др. металлов. Но большая часть выносимых с континентов растворенных веществ пооплняет солевой резерв Мирового океана.

Концепция механической и химической осадочной дифференциации Л.В.Нустовалова подверглась в середине XX века жесткой критике со стороны академика Н.М.Страхова [1962, 1963], прежде всего за то, что в ней не уделялось должного внимания фактору биогенной дифференциации. Н.М.Страхов считал показанную на рис. 5 схему дедуктивной, разработанной по наблюдениям над химическими реакциями внутри лаборатории. Однако в природе все процессы реализуются гораздо сложнее: при низкотемпературных условиях седиментогенеза жизнедеятельность бактерий, грибов, высших растительных и животных организмов, а также процессы разложения мертвого ОВ оказывают определяющее влияние на химические процессы – либо резко активизируют их, либо побуждая к развитию в последовательности иной по сравнению с изображенной на схеме рис. 3. Активность же бактериального и прочего биоса напрямую зависит от наличия влаги и благоприятных температурных режимов, то есть, в конечном счете, от климатических условий осадконакопления. Учитывая это, Н.М.Страхов создал стройную *теорию климатической зональности литогенеза*, показав определяющую роль климатических влияний на направленность процессов гипергенеза, переноса вещества, накопления и диагенеза осадков. Для каждой в

отдельности климатической зоны (нивальной, гумидной и аридной) он построил сложные циклограммы (рис. 7), иллюстрирующие своеобразие присущих этим зонам дифференциационных процессов.

Анализируя их, в самых общих словах можно сказать, что наиболее полное разделение вещества с транзитным выносом многих растворенных компонентов в Мировой океан, присуще седиментогенезу насыщенных биосом гумидных климатических зон. Напротив, в аридных обстановках, где ОВ мало, а водные бассейны в большинстве своем бессточны, химическая дифференциация редуцирована, и основные ее продукты остаются внутри этих бассейнов. Весьма не совершенна дифференциация и при нивальном (ледовом) климате.

Все это требует особого рассмотрения, в отдельном разделе учебника. Здесь же отметим, что труды Н.М.Страхова, признанные мировым сообществом литологов классическими, несмотря на содержащуюся в них критику представлений Л.В.Пустовалова, по сути своей развивают и конкретизируют основы сформулированного Л.В.Пустоваловым закона. Как известно, природные явления всегда сложнее наших теоретических схем. И теперешние наблюдения приносят все новые факты многоликости и всеобщности дифференциационных процессов, распространенных не только на седиментогенез, но и на постседиментационный литогенез (см. ниже).

Во второй половине XX века огромное количество новых данных было получено относительно механизмов дифференциации вещества в морских и океанских водоемах. Эти данные сконцентрированы в научных трудах академика А.Н.Лисицына [1988, 1991 и др.]. Он опубликовал ряд важнейших открытий. Прежде всего, была по-новому раскрыта сущность этапа нахождения вещества во взвеси в водоемах. Оказалось, что речные взвеси в большинстве своем не проникают в конечные водоемы стока, а на 92% осаждаются на границе река – море. Участие в пелагической (глубоководной) седиментации принимают не более 8% речной взвеси в совокупности с продуктами ледового и эолового разноса пыли. Подсчитано, что среднее содержание взвеси в пелагиали морей и океанов колеблется от менее 0,1 до 1 мг/л (для сравнения – в реках эта цифра поднимается более чем стократно или тысячекратно, до 500 мг/л).

Изучение взвешенных в воде частиц с помощью специально сконструированных приборов (так называемых «седиментационных ловушек») с применением изотопных методов исследования позволило

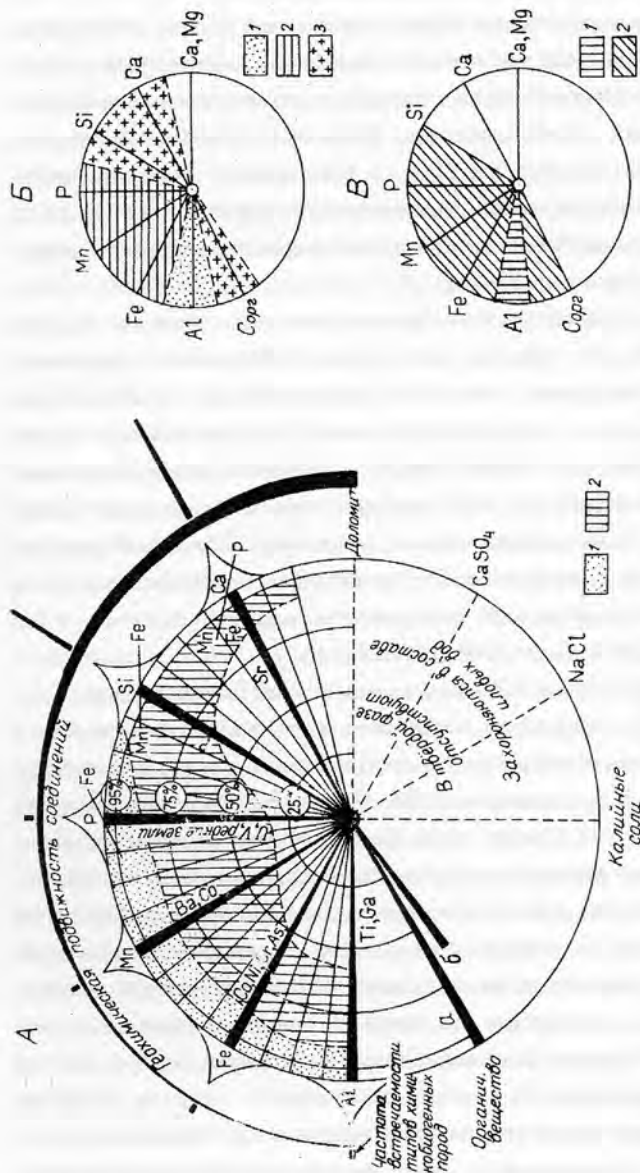


Рис. 7. Схемы осадочной дифференциации вещества в гумидных климатических условиях, по Н.М. Страхову [1963, с.180].

А - вещественный состав хемико-биогенных и смешанных пород: 1 - речные и 2 - обычно встречающиеся типы рудных накоплений. Б - минералогические типы песчано-глинистой примеси: 1 - мономинеральная, 2 - олигоминеральная, 3 - олигоминеральная. В - минералогический состав глинистой примеси: 1 - каолиновая, 2 - варьрующая в широких пределах.

А.П.Лисицыну раскрыть чрезвычайно важное природное явление – *биофильтрацию*. Ее сущность такова. До сих пор было хорошо известно, что в мелководных (озерных, лагунных) водоемах взвесь с размерами частиц мельче 0.05 мм осаждается по принципу частица за частицей со скоростями, соответствующими закону Стокса: $V = 2/9gr^2 \times (\rho - \rho_1)/\mu$, где V – скорость осаждения, g – константа ускорения земного притяжения, r – размер (радиус) частицы в см, ρ – удельный вес частицы, ρ_1 – удельный вес жидкости, μ – коэффициент вязкости, зависящий от температуры. Иными словами, скорость погружения частицы изометричной (шарообразной) формы прямо пропорциональна квадрату ее радиуса (у пластинчатых частиц слюд и глинистых минералов скорости погружения заметно меньше расчетных). По этому принципу осуществляется лабораторное разделение на фракции проб алевропелитовых осадков на установках А.П.Сабанина и др., описанных в руководствах по инженерно-геологическим исследованиям В.Д.Ломтадзе (1952 г. и др.) и учебниках И.В.Логвиненко [1984], В.Т.Фролова [1964], Л.Б.Рухина [1969] и др. Но в природе работают иные, чем в лаборатории, механизмы. Оказалось, что такими способами в глубоких (котловинных) морях и океанах частицы глинистых минералов мельче 1 мкм никогда не смогли бы достичь дна глубже 1 км. Времени на их медленное и спокойное погружение потребовалось бы до года при условиях постоянного и полного штиля; однако различные движения вод и течения постоянно удерживают на плаву эту взвесь. Но она все же попадает на дно благодаря жизнедеятельности мельчайших обитателей морских вод – организмов-фильтраторов зоопланктона и бентоса. Пропуская минеральные частицы через свою пищеварительную систему, фильтраторы их связывают в пеллетные комки алевритовой размерности. Комки же опускаются вниз в сотни и тысячи раз быстрее рассредоточенной тонкой взвеси.

Эти внешне малозаметные процессы имеют в действительности грандиозные масштабы. Так, например, А.П.Лисицыным было показано, что все воды океана пропускаются биофильтраторами и очищаются ими от взвеси менее чем за год! «Возникло учение о биофильтрации осадочного вещества в океане... Терригенный материал вне зон лавинной седиментации буквально тонет в огромных массах биогенного – его не более 1-5%, а остальные 95-99% принадлежат биогенному веществу. Таким образом, терригенное вещество оказывается тесно связанным с «диктатором» процесса – биогенным веществом» [Лисицын, 1991, с. 7].

Другим распространенным способом осадконакопления является климатическая *лавинная седиментация* – предложенный А.П.Лисицыным четверть века назад термин, который стал теперь общепризнанным. Это терригенное осадконакопление, реализуемое со скоростями высокими (более 100 мм / 1000 лет) и сверхвысокими (более 1000 мм / 1000 лет), при которых господствуют не «нормальные» процессы седиментации (то есть осаждение частицы за частицей, обеспечивающее в океанической пелагиали скорости накопления порядка нескольких мм или даже долей мм за тысячелетие), но скоростные течения масс суспензий высокой плотности, устремившихся в понижения дна под влиянием сил гравитации. За очень короткие промежутки геологического времени лавинная седиментация способна обеспечить формирование песчано-алеврито-глинистых толщ с мощностями порядка многих сотен метров, а иногда и до первых км включительно. В Мировом океане и окраинных котловинных морях существуют три уровня этого вида седиментации. Верхний уровень – это устья рек (дельты и эстуарии); средний уровень – это континентальный склон и его подножие на батиметрических глубинах от 1 до 3-4 км; третий – уровень дна глубоководных океанских впадин (до 11 км).

Граница река – море теперь и прежде была самым мощным гравитационно-геохимическим барьером, задерживающим большую часть (до 92% – см. выше) твердых веществ речного стока и около 40% растворенных в нем веществ. Применительно к последним эстуарии со своим фито- и биопланктоном представляют собой системы так называемых *маргинальных фильтров*, которые обеспечивают изменения не только в количестве, но и в соотношениях взвешенных и растворенных форм химических элементов.

Маргинальный фильтр делится на три главные части. в направлении от речного устья к открытому морю: 1) область гравитационного осаждения основной массы обломков пород и минералов гравийных, песчаных и крупноалевритовых фракций; 2) область коллоидно-дисперсная, где преобладают коллоидные фракции (глинистые минералы, а также коллоиды ОВ и гидроксидов Fe и Mn) и 3) внешняя, или биологическая часть фильтра, представляющая собой область захвата зоопланктоном растворенных форм элементов из воды и перевода их во взвесь – аутигенное образование биогенной взвеси. Здесь организмы-фильтраторы связывают необходимое для них ОВ вместе с остатками минеральной взвеси в крупные пеллетные комки, которые быстро осаждаются на дно.

При этом мощность биофильтраторов оказывается настолько существенной, что весь объем вод эстуариев крупнейших рек (Обь, Енисей, Лена и др.) профильтровывается всего за сутки или несколько суток, а весь объем вод Мирового океана – практически за год [Лисицын, 1991]. А общий итог работы маргинальных фильтров состоит в том, что в водах морей и океанов господствуют (в отличие от рек) не взвешенные, а растворенные формы элементов. Они активно потребляются планктоном и переводятся в биогенную взвесь. Ее в океане в 50-100 раз больше, чем терригенного вещества.

Последнее, тем не менее, перераспределяется и концентрируется на 2-м и 3-м уровнях лавинной седиментации. Там вдольбереговые и др. течения разносят значительную часть песчаного, алевритового и глинистого материала, заимствуемого из аккумулятивных тел 1-го уровня лавинной седиментации, а также из зон береговой абразии на обширных территориях шельфа. В тех местах, где бровка шельфа прорезана вершинами подводных каньонов, скапливаются критические массы обводненных осадков. Они время от времени наподобие снежных лавин устремляются со скоростями курьерских поездов вниз по руслам вышеупомянутых каньонов. Это насыщенные алевропелитовой и песчаной взвесью так называемые *гравититы* (в том числе и *турбидные потоки*). Их плотности за счет упомянутой взвеси существенно превышают плотность воды. Поэтому разрушительная сила таких потоков огромна (они рвали кабели телеграфной связи, проложенные по дну Атлантики на рубеже XIX и XX веков между Америкой и Европой). У подножия континентального склона эти потоки затормаживаются и формируют мощные глубоководные конуса выноса, по форме и макротекстурам напоминающие дельтовые речные выносы.

Этим образованиям свойственны массовые текстуры подводного оползания, всевозможные иероглифы, а также текстуры турбидитов, описанные и объясненные А.Вонга и др. исследователями второй половины XX века. Подробнее о таких отложениях см. в книгах Р.К.Селли [1981], Ф.Дж.Петтиджона [1981], Г.Э.Рейнека и И.Б.Сингха [1981], А.П.Лисицына [1988], В.Т.Фролова [1992] и др. [Обстаповки ..., 1990]. Считается, что отложения этих *турбидитов* в сочетании с продуктами их перемива донными вдольматериковыми течениями, или *контуритами* составляют важнейший элемент *флишевых* осадочных комплексов. Некоторые текстуры флиша – крупная рябь течения и иногда (хотя и редко)

встречаемые включения донной мелководной фауны брахиопод и моллюсков (нечаянно попавших в катастрофический подводный «сель» и увлеченных им на большие глубины) создают иллюзию мелководности таких образований. Но здесь мы видим один из типичных примеров распространенной в природе конвергентности генетических признаков, то есть их только внешней похожести при принципиально разных условиях формирования.

Итак, мы видим, что, во-первых, осадочная дифференциация вещества вездесуща, но чрезвычайно многопланова.

Во-вторых, процессы седиментогенеза осуществляются прерывисто, импульсивно. Этапы накопления вещества, даже в морях, чередуются с гораздо более длительными седиментационными паузами. В любой осадочной толще имеются множество не явных (скрытых) перерывов, доступных опознанию только опытному наблюдателю.

В-третьих, на путях переноса вещества водными или воздушными потоками нередко происходит кратковременное накопление толщ рыхлых осадков, которые в случаях тектонической стабильности (отсутствия погружения земной поверхности на данном участке) вскоре вновь становятся объектами транспортировки и поверхностной дифференциации, а в иных обстоятельствах они сохраняются *in situ* вплоть до перекрытия следующими порциями осадков. В любых случаях «заключительным моментом образования осадка, или седиментогенеза, надо считать тот момент, когда частицы осадка прочно зафиксированы на месте в данных гидродинамических условиях» [Страхов, 1983, с. 108].

Здесь надо подчеркнуть, что понятие «осадок» гомологично, но не аналогично понятию «осадочная горная порода», определение которому приведено в самом начале нашей книги. Как ни странно, но исчерпывающе четкой формулировки отличия осадка от породы исследователи не давали. Одно из ранних формулировок этих понятий содержится в переводе английской книги середины XX века В.К.Крумбейна и Л.Л.Слосса: «О с а д о к – это отложение твердого материала на поверхности литосферы из любой среды (воздуха, воды, льда) в нормальных термодинамических условиях поверхности Земли. Осадочной породой называется уплотненный или окаменевший (литифицированный) осадок» [Крумбейн, Слоссе, 1960, с. 17]. В последней фразе содержится неточность: окаменевший осадок – это всегда порода, но не всякая порода бывает окаменелой. В данном аспекте существенную корректировку в терминологию внес

Н.В.Логвиненко, написавший нижеследующее. «Осадки (геологические) – продукты отложения в результате физических, химических и биологических процессов, еще не переведенные дальнейшими процессами в г.п. [Горные породы – *авт.*] и лежащие на поверхности в зоне современного осадконакопления... Осадки, не испытавшие существенных изменений (напр., пески, глины), но находящиеся в составе древних отл. [отложений – *авт.*] должны рассматриваться как горные породы. Это дает возможность использовать данные о современных осадках для сравнительно-литологических и фациальных исследований» [Геол. словарь, 1973, том 2, с. 41]. Мы с Вами будем придерживаться последней трактовки.

Завершая этот раздел, остановимся еще на двух аспектах. Первый из них – это напоминание о том, что в периоды транспортировки вещества и его накопления, твердая фаза испытывает не только морфологические изменения (раздробление, окатывание) под воздействием механогенных процессов. Твердое вещество, в особенности тонкоизмельченное, в определенных условиях может претерпевать малозаметное хемогенное преобразование, которое в литературе именуется употребляемым не часто термином: *мотогенез* – применительно к стадии переноса и *сингенез* – для стадии седиментации.

Другой аспект относится к пояснению сути распространенных в литературе терминов: бассейн седиментации (или седиментационный бассейн), зона осадкообразования и стратисфера. *Седиментационным бассейном* (СБ) именуется участок земной поверхности, включающий как территорию конечного осадконакопления, так и окружающие ее площади мобилизации и транспортировки вещества. [Тимофеев, 1969, 1970]. Иногда под данным термином ошибочно подразумевают только территорию накопления осадка. Но это лишь фрагмент гораздо более обширной площади, на которой реализуются многообразные, описанные выше процессы. К примеру, если бы мы задались целью выделить СБ современного Каспия, то нам пришлось бы провести линию по водоразделам всех впадающих в Каспий рек и их притоков. Естественно, что от докайнозойских СБ теперь сохранились только фрагменты, которые были опущены тектоническими движениями, а остальная площадь водоразделов и путей транспортировки в основном оказалась эродированной. О ней мы можем судить, опираясь только на комплексный литолого-фациальный анализ, о котором будет рассказано ниже (см. также в работах [Крашенинников, 1971; Тимофеев, 1969; Фролов, 1995]).

Совокупность всех синхронных СБ составляет нижнюю часть зоны осадкообразования. Это понятие введено Л.В.Пустоваловым и сформулировано так: «Поверхностную зону, в которой совершаются процессы, имеющие то или иное непосредственное отношение к образованию осадочных пород, мы называем *зоной осадкообразования*, или *осадконакопления*. Территориально она совпадает с поверхностью Земли, по вертикали же охватывает нижнюю часть атмосферы, всю гидросферу и верхнюю часть литосферы» [Пустовалов, 1940, ч. I, с. 24].

Уточняя данную формулировку поясним, что нижняя граница этой зоны соответствует нижнему уровню проявления гипергенных процессов. Интервал между упомянутым уровнем и земной поверхностью соответствует области перекрытия зоной осадкообразования верхов более древней осадочной оболочки, или *стратисферы*, в которой реализуются процессы постседиментационного литогенеза (см. ниже). О них сказано нижеследующее. «Совокупность осадочных пород, возникших за всю историю Земли, сохранившихся от денудации и не перешедших в состояние метаморфических пород, называется *стратисферой*. ...Это создание зоны осадкообразования, тех космических и планетарных сил, ...которые господствовали в течение долгого геологического времени, с тех пор как на Земле появилась твердая кора» [Пустовалов, 1940, ч. I, с. 26]. Здесь осадочные породы претерпевают многоэтапные вещественно-структурные преобразования, рассматриваемые в следующем разделе.

Надстадия литогенеза

Надстадия *породообразования*, реализуемая при том условии, что тектоническое опускание дна седиментационного бассейна либо воздымание его водосборных окраин будут благоприятствовать более или менее стабильному перекрытию осадка слоями все новых и новых отложений. Так начинает формироваться *бассейн породообразования* (или породный бассейн), представляющий собой осадочное наполнение «отрицательной» тектонической структуры (прогиба, впадины).

Почти каждый такой бассейн на протяжении геологической истории своего существования (длительностью в десятки и сотни миллионов лет) претерпевал структурно-морфологические изменения разной интенсивности. В одних случаях это могли быть изменения темпов погружения дна бассейна, тектонические паузы, инверсионные воздымания или горизонтальные смещения, сопровождаемые малоамплитудными тектоническими дислокациями (смятие слоев в пологие складки и

разрывы), а в иных случаях – коренные изменения структуры бассейна, вплоть до его полного превращения в элемент складчато-покровного сооружения (в складчатую систему).

Любой бассейн породообразования представляет собой сложно построенную *флюидно-породную систему*. Ее флюиды имеют различное происхождение. Здесь и погребенные в осадках воды, и воды элизионные, то есть выделившиеся при напряженных $p-t^0$ условиях из кристаллических решеток различных глинистых и др. минералов, а также жидкие и газообразные углеводороды, генерируемые ОВ, и многие газы – CO_2 , NH_4 и др., генерируемые все тем же ОВ, и CO_2 , возникающие в результате гидролиза карбонатов, и многие иные жидкие и газообразные компоненты. Сюда же могут поступать снизу ювенильные флюиды по разломам из фундамента породного бассейна. И вот в этой многокомпонентной системе реализуются физико-химические *процессы дифференциации* осадочного вещества. Они осуществляются на многих уровнях – между соседними слоями и пачками пород, между различными по составу и генезису мощными осадочными толщами – формациями (рис. 8). Породы претерпевают изменения своих вещественных составов, структур и текстур.

Породные изменения при этом характеризуются многофазностью и (как правило) *неравновесностью* конечных образований. Стремление многокомпонентного вещества к равновесию с постоянно меняющимися параметрами окружающих сред может иметь прогрессивную либо регрессивную направленность. В первом случае наращивание изменений вещества может привести к полной метаморфизации породы (при напряженных термобарических эндогенных режимах – см. ниже). Во втором же случае инверсионные тектонические воздымания слоев могут завершиться попаданием их в сферу воздействия деструктивных гипергенных процессов, разрушающих породу и мобилизующих ее вещество для начала нового цикла осадкообразования (см. рис. 3).

Весь рассмотренный выше этап эндогенной эволюции осадочного вещества, на много порядков превышающий длительность предшествующей ему экзогенной надстадии седиментогенеза, не имеет общепризнанного наименования. До сих пор мнения литологов разных школ сходятся только в одном – в отнесении процессов начала литификации осадков к *стадии диагенеза*. Однако объем ее понимается исследователями очень различно: начиная от узкого интервала разреза, с мощностями порядка $n \cdot 10$ - $n \cdot 100$ м (по Н.М.Страхову) и до очень широкого



Рис. 8. Схема ранжирования литогенетических преобразований и изменений осадочных пород и их комплексов; в левом столбце - схематические модели различных категорий преобразований, унаследованных от состава исходных осадков (а-в) и наложенных изменений (г-д); справа: I - названия выделенных категорий, II - их масштабность, применительно к способам перераспределения вещества, III - стадии и типы литогенеза, которым свойственны категории а-д: 1 - фундамент ОВ; 2 - различные комплексы осадочных пород; 3 - зоны децементации и возникновения вторичной пористости; 4 - вторичная карбонатизация; 5 - вторичная каолинизация;

цеолитизация и др. новообразования. 6-потоки флюидов и тепловой энергии вдоль разломов. 7-потоки флюидов, возникших вследствие трансформации осадочных минеральных и органических компонентов. 8-различные литотипы, 9-кластогенные компоненты в песчанике (q-кварц, а-альбит, li-хлорит, са-кальцит, k-коррозионные микроструктуры).

диапазона, с мощностью в 5-10 км и более, охватывающего весь разрез стратисферы (так понимают диагенез в большинстве своем зарубежные исследователи). Отечественные литологи принимают трактовку диагенеза по Н.М.Страхову [1962], выделяя ряд последиагенетических стадий и подстадий.

Обзор истории их выделения, наименований и диагностических признаков см. в книге [Япаскурт, 1999]. Ниже приводится только необходимая для нашего курса часть этой стадийной информации.

Диагенез

Термин «диагенез» впервые употребили в 1883-1888 гг. К.В.Гюмбель и И.Вальтер. Использованное ими слово этимологически означает «перерождение», или «преобразование», что позволяет трактовать его двояко. Одни исследователи (в основном зарубежные) имеют в виду всю совокупность изменений вещества от момента седиментации до метаморфизма. Другие считают диагенезом только начальные этапы изменений, которые происходят в практически одинаковых с зоной осадконакопления термобарических условиях и приводят к превращению осадка в осадочную породу.

В соответствии с определением Н.М.Страхова [1962], *диагенез понимается как стадия биохимического и физико-химического уравнивания компонентов осадка, представляющего собой, как правило, обводненную и неравновесную систему, в той или иной мере насыщенную органическими веществами (ОВ) живым (бактерии, грибки и др.) и мертвым. Различия проявлений диагенеза в зависимости от менявшихся фациально-ландшафтных и климатических условий подробно описаны в его же работах, а также Н.В.Логвиненко и Л.В.Орловой [1987], Ж.Милло [1968] и др.*

Анализируя эту информацию, можно убедиться в многофакторности диагенетических процессов: физических, химических и биологических. Однако еще до сих пор, когда возникает речь о диагенезе, многие геологи-практики имеют в виду преимущественно физико-механические изменения осадка – уплотнение и переориентировку его минеральных частиц, обуславливающие снижение пористости и смену разжиженно-текучей консистенции вещества на пластичную и полутвердую. Но это только

наиболее заметная, «лицевая сторона медали». Физико-механические свойства можно легко описать и измерить (например, при бурении морских скважин). Однако сводить всю сущность диагенеза только к ним – значит примитивизировать представления об очень сложных природных образованиях.

Нельзя недооценивать биохимию и химию диагенеза. Там в осадках существует экосистема или несколько систем, состоящая из бактерий, грибов, червей, моллюсков и ряда других роющих или зарывающихся в ил организмов. Эта система постоянно функционирует, в результате чего происходит деструкция ОВ, восстановление сульфатов, нитратов в одних условиях и разложение и окисление – в других: образуются CO_2 , CH_4 , H_2S , N_2 , NH_3 , в биомассе бактерий накапливаются белки, липиды, углеводы и другие компоненты, некоторые виды бактерий непосредственно осаждают ряд элементов. Все вышеперечисленные процессы определенным образом сказываются на становлении и изменении таких важнейших факторов минералообразования, как pH, Eh, P_{CO_2} , P_{H_2} , P_{O_2} , состав и концентрация растворов поровых вод в осадке.

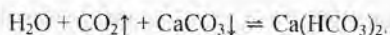
Возникшие при этом новообразования могут осуществляться следующими пятью различными способами.

1. Трансформация минералов – обломочных, седиментогенных или раннедиагенетических. Понятие *трансформация* было введено французским исследователем Ж.Милло [1968] как преобразование минерала под влиянием изменившихся условий окружающей среды, осуществленное с сохранением изначального структурного типа кристаллической решетки, внутри которой отдельные анионы или катионы замещаются на другие, при сохранении общего баланса уравнивающих электрических зарядов. Уже классическими стали описания трансформаций смектитов в гидрослуду (осуществляемые в основном ниже зоны диагенеза – при катагенезе) [Дриц, Коссовская, 1990, 1991]. В ходе диагенеза прежде всего трансформируются частицы триоктаэдрических слюд группы биотита, которые фрагментарно или полностью превращаются в хлорит (в некоторых конкретных обстановках), в монтмориллонит либо в каолинит (при иных условиях) [Япаскурт, 1995]. К этой же группе процессов относятся гидрослудизация и каолинизация полевых шпатов в кислых средах либо их монтмориллонитизация и карбонатизация в средах щелочных. Кальциевые карбонаты, взаимодействуя с Mg-содержащими растворами, трансформируются в

доломиты. Особо интересно отметить, что признаки трансформационного генезиса минералов не всегда бывают заметны визуально, даже при больших увеличениях поляризационного микроскопа. Они выявляются чаще всего с помощью электронной микроскопии.

2. Растворение минералов (или, по Ф.Дж.Петтиджону [1981], «внутрислойное растворение»), иногда сопровождаемое замещением их новыми фазами. Явления коррозии можно установить оптическими наблюдениями. Растворяются минералы, нестойкие к воздействию экзогенной среды, в первую очередь фемические островные и каркасные силикаты – оливины, пироксены и амфиболы. В кислых средах (а их создают повышенные концентрации ОВ) растворению, нередко полному, подвержены также карбонаты и фосфаты, включая органические скелетные остатки. Именно диагенетическим растворением объясняется кажущаяся «палеонтологическая немота» глинистых толщ во многих изучаемых разрезах. В щелочных условиях, наоборот, коррозию и растворение испытывают минералы группы кремнезема и кислые плагиоклазы.

3. Хомогенная садка минералов из растворов поровых вод тесно взаимосвязана с группой описанных выше явлений. Ей способствует физико-химическая открытость системы при диагенезе, т.е. возможность оттока из этой системы газоводных флюидов. Известно, что между флюидной и минеральными фазами в системе существуют условия неустойчивого равновесия, нарушения которых влекут за собой в одних случаях растворение, а в других – кристаллизацию твердой фазы. Это относится в первую очередь к системе углекислота–вода–карбонаты. Например, хорошо известна обратимая реакция «жесткости воды»:



При удалении из такой системы CO_2 , реакция, согласно принципу Ле-Шаталье, сместится влево – в сторону кристаллизации CaCO_3 (как известно, бикарбонат кальция хорошо растворим, а карбонат растворим слабо). Удалению же CO_2 способствует любое нарушение сплошности осадка, в том числе перемешивание его роющими животными – червями, моллюсками, ракообразными (биотурбация). Аналогичные этим механизмы садки применимы не только к кальциту, но и к иным карбонатам, например, сидериту. В результате подобных процессов возникают либо рассеянные в породе их кристаллики, либо стяжения в форме разнообразных конкреционных тел. Такими способами обеспечивается существенное перераспределение карбонатного вещества в осадке: из одних слоев оно

полностью удаляется, а в соседних слоях концентрируется. Перераспределяются и многие иные вещества, описания которых здесь заняли бы слишком много места. Отдельных разделов потребовала бы характеристика условий кристаллизации сульфатов, фосфатов, оксидов и гидроксидов Fe и Mn, цеолитов и других минеральных образований. Подробнее с ними можно ознакомиться в монографиях [Диagenез ..., 1971; Логвиненко, Орлова, 1987] и др.

4. Образование в процессе сорбции коллоидов окислов и гидроксидов Si, Al, Fe, Mn, P и др.

5. Синтез новых минералов из соосадившихся разнородных коллоидных фаз.

Уже из приведенного выше краткого перечня диагенетических перерождений осадка в породе следует, что при этом меняется не только состав и консистенция вещества, но отчасти и седиментогенная структура (прежде всего форма поверхности, размеры кластогенных, глинистых, карбонатных зерен) и в известной мере микротекстура. Впрочем, упомянутые структурно-текстурные изменения заметны лишь опытному взгляду специалиста-литолога в ходе оптических и электронно-микроскопических наблюдений. Макроскопически же прошедшая через стадию диагенеза порода выглядит относительно «свежей» и не обязательно сцементированной.

Именно вследствие таких причин нижняя граница зоны диагенеза определяется исследователями по-разному. Большинство отечественных литологов принимают ее на малых глубинах под поверхностью накапливающихся осадков: в пределах единичных метров либо десятков метров, максимально 150-300 м, а в осадках океанических глубин (по данным А.Г.Коссовской и др.) – вплоть до многих сотен метров. А.Е.Ферман в 1922 г. определял конечный момент диагенеза как время наложения нового слоя, петрографически отличного от предыдущего, отделившего подстилаемый им осадок от непосредственного соприкосновения с придонной водой. Примерно так же оценивал нижнюю границу зоны диагенеза Г.И.Бушинский в 1954 г. А.В.Копелиович в 1965 г. обратил внимание на то, что скорость диагенетических преобразований различна в зависимости от структуры и состава осадка. Он предложил считать этапом окончания диагенеза переход глинистого осадка из текуче-пластичной консистенции в полутвердую, а для песчаного осадка этот же этап условно соотносить со временем литификации перекрывающего слоя

глинистых отложений. О.В.Япаскерт [1995] тоже придерживался этой точки зрения.

Н.М.Страхов впервые раскрыл геохимическую зональность диагенеза (отвечающую стадийности эволюционирования его процессов) применительно к разным климатическим условиям. Оказалось, что диагенезу морских осадков гумидной области свойственны окислительные условия в верхней зоне и восстановительные – ниже. Последние обуславливаются жизнедеятельностью бактерий – аэробных (вверху) и анаэробных (внизу) и разложением ОВ. В зависимости от количества ОВ длительность окислительного этапа различна. По той же причине глубинность границы между окислительной и восстановительной зонами сильно колеблется: от 1 м и более до 0 (последний случай отвечает обстановкам сероводородного заражения на дне бассейна). В случае же ничтожно малых количеств ОВ наблюдается обратная этой картина (в океанских глубоководных илах).

Граница между окислительной и восстановительной зонами представляет собой важный геохимический барьер, на котором активизируются процессы диффузии, а также дегазации и дегидратации породных компонентов. Они особо благоприятствуют конкрецииобразованию и частичной цементации осадка (последняя осуществляется только при условиях беспрепятственного оттока флюидов через верхнюю осадочную пленку, а их, в свою очередь, создают процессы усиленного биотурбирования осадка роющими животными).

Значение вышеупомянутой границы настолько существенно, что недавно В.Т.Фролов [1992] предложил считать ее признаком верхней границы диагенетической стадии. Такая точка зрения логична, но она не нашла всеобщего признания. Импонирует ее четкая сформулированность. Однако на практике известная неопределенность предложенного рубежа все же остается применительно к бассейнам эвксинного типа (с сероводородным заражением дна), а также к участкам тех дельт, где захоронение терригенных (существенно песчаных) осадков происходит с «лавинными» темпами, вследствие чего рубеж, на котором «система становится существенно закрытой» получается весьма расплывчатым.

Природные образования на деле оказываются сложнее любых теоретических схем. По этой же причине не вполне однозначным остается ответ на вопрос о конкретных признаках нижней (конечной) границы диагенетической стадии. Н.М.Страхов и Н.В.Логвиненко (1959 г.), отмечая

огромную роль в процессах диагенеза бактериального фактора, считали, что одним из признаков завершения этой стадии служит исчезновение живого ОВ. Однако точно выявить этот уровень на практике бывает не просто. Тем не менее, искать способы его диагностики следует непременно, потому что диагенез – это одна из составляющих биокосной системы.

Сущность упомянутого термина объяснена выше, при описании зоны гипергенеза. Там элементарной биокосной подсистемой представлена почва. Кроме нее «к биокосным системам относятся илы материковых и океанических водоемов. А н а л о г о м [разрядка наша – авт.] почвообразовательных процессов является диагенез ... Для всех биокосных систем характерна единая геохимическая сущность, заключающаяся в процессах разложения органического вещества микроорганизмами» [Перельман, 1987, с. 86].

Замечания о диагенезе для обучающихся экологической и инженерной геологии

Из всего вышесказанного должно быть понятно, насколько важно понимание диагенетических процессов (так же, как процессов гипергенных и седиментогенных) специалистам, работающим в областях экологической и инженерной геологии. Во-первых, диагенезом предопределяются многие физико-механические свойства пород. Во-вторых, диагенетические процессы существенно влияют на изменение концентраций химических элементов, губительных либо полезных для жизни человечества, а также животного и растительного мира. Приведем некоторые примеры.

Начнем с того, при диагенетическом аутигенном минералообразовании «в основном происходят довольно простые химические реакции, хотя они усложняются из-за протекания в системах открытого типа вследствие сложного состава системы ... Как отмечал Суйковский [Sujkowski, 1958 г.], время любой реакции может быть небольшим, однако диагенетические процессы развиваются с к а ч к о о б р а з н о [разрядка наша – авт.] по мере изменения химической среды и физических условий. Преобразование некоторых метастабильных смесей начинается только при достижении критических геохимических барьеров. Диагенез в общем ведет к уменьшению числа компонентов породы. Вообще говоря, большинство диагенетических реакций относится к реакциям, происходящим при выветривании» [Диагенез ..., 1971, с. 49]. *Главные химические процессы* – это: гидратация–дегидратация; гидролиз–дегидролиз; адсорбция ионов; обмен катионов или

оснований; окисление-восстановление; декарбонатизация-карбонатизация.

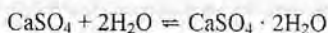
Остановимся на примере экологической роли *ионной адсорбции*. Она реализуется при низких температурах в коллоидных и комплексных (глинисто-коллоидных) фазах. Напомним, что частицы глинистых минералов обычно тяготеют к гидроксильным ионам и несут отрицательные заряды на своих поверхностях. Они поэтому адсорбируют различные катионы, в результате чего пропитывающие осадок так называемые *поровые воды* лишаются большей части своих редких элементов.

Вот что писал по этому поводу еще 30 с лишним лет назад известный американский исследователь постседиментационных процессов Р.У.Фербридж (R.W.Fairbridge). «Количество ядовитых металлов, выносимых из первичных пород в океан в течение геологического времени, настолько велико что могло бы вызвать отравление вод океана [разрядка наша – авт.]. Если бы не действовал процесс их удаления, эволюция жизни на Земле протекала бы иным путем, причем развивались бы организмы, невосприимчивые к отравляющим металлам. Все вышесказанное относится, например, к меди, свинцу, мышьяку, селену, ртути, сурьме и висмуту. Во многих случаях эти элементы выносятся из водных растворов способом, хорошо известным в медицине, а именно с помощью адсорбции их на свежесоаженных гидроокислах железа. В осадочных железных рудах всегда присутствуют значительные количества селена, мышьяка и свинца. Содержание мышьяка в этих рудах в большинстве случаев настолько велико, что значительное количество его входит в железо и сталь, из которых его очень трудно извлечь обычными методами технического рафинирования. Молибден концентрируется в осадочных месторождениях марганца» [Диогенез ..., 1971, с. 35-36].

Экологические комментарии к вышесказанному, как мы видим, излишни. Теперь вернемся к инженерно-геологическим аспектам. *Декарбонатизация-карбонатизация* резко меняют пористость и плотность осадка. Процессы эти управляются балансом растворенных в поровой воде газов CO_2 (продуцируемых бактериями и разлагающимся мертвым ОВ). Насыщение газами морского ила обеспечивает растворение карбонатных примесей в глинистом, алевритовом или песчаном осадке (исчезновение там мелких раковин и кристаллических зерен кальцита). В ином случае, в обстановке активного оттока CO_2 вверх (в вышележащий слой осадка или в придонную воду бассейна) происходит кристаллизация агрегатов CaCO_3

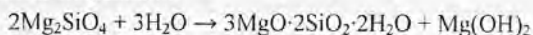
либо FeCO_3 (см. выше), которые прочно цементируют глинисто-алеуритовые или песчаные частицы. Возникают конкреции, а иногда и протяженные пластообразные конкреционные стяжения. Они обладают «нулевой» пористостью и повышенной крепостью. А потому эти отложения, будучи выведенными тектоникой на поверхность и подверженными там процессам денудации и выветривания, приобретают характерный внешний облик: в обрывах природных обнажений они образуют ступенчатые стенки. Ступени возникают в результате малой податливости к разрушению крепких карбонатизированных прослоев, находящихся внутри пачки рыхлых либо пластичных пород.

Подобный этому эффект может достигаться при реакциях *гидратизации-дегидратации*, наглядным примером которых служат взаимопереходы гипс-ангидрит:



Здесь дегидратация упрочняет осадок. Обратный процесс захвата воды (гидратации) с утратой этих физико-механических свойств, как правило, сопровождает процессы карбонатизации, окисления и гидролиза соседних минеральных компонентов.

К *гидролизу* восприимчиво большинство силикатных минералов осадка. Характерным примером этого процесса служит разрушение чрезвычайно нестойкого в зонах осадкообразования и диагенеза минерала, рожденного в недрах земной мантии – оливина. Обломки его сохраняются в осадочных породах крайне редко, будучи корродированными, а отчасти превращенными под воздействием гидролитических процессов в серпентин, согласно реакции:



Таким же способом обломочные калишпаты могут быть превращены в глинистый минерал (каолинит) с высвобождением в иловый раствор катионов K^+ и кремнезема. Плаггиоклазы тоже глинизируются с высвобождением Na^+ , Ca^{2+} и кремнезема. Аналогично меняются слоистые силикаты и др. минералы. В конечном итоге концентрация веществ в иловых растворах сильно увеличивается – она становится на много порядков выше по сравнению с составом донных вод седиментационного бассейна. Из таких концентрированных иловых растворов черпаются резервы и для вышеописанной адсорбции ионов, и для синтеза новообразованных *in situ* (аутигенных) минералов: таких, как смектиты, глауконит, различные сульфиды, фосфаты и многие-многие другие

(описания см. в книгах: [Диагенез ..., 1971; Логвиненко, 1984; Япаскерт, 1995; 1999] и др.). В соответствии с вышеупомянутым аутигенным минералообразованием меняются и параметры пористости, пластичности, прочности и проницаемости для флюидов новообразованной породы.

Но анализировать эти свойства приходится в каждом конкретном случае особо, потому что диагенез очень многолик – он, как и предшествующий седиментогенез, сильно зависим от климатических влияний. Последние влияют на диагенетические процессы опосредованно, в основном через количество и качество ОВ осадка. Если ОВ больше 1.5-3% от объема осадка (условия гумидного седиментогенеза), то даже если на дне водоема господствовала окислительная обстановка, то и тогда обилие плодящихся и питаемых этим ОВ аэробных бактерий повлечет за собой скорую гибель их от недостатка использованного кислорода. И на смену им придут бактерии анаэробные. Они обеспечивают смену окислительной обстановки на восстановительную. А это означает, что все гидрооксидные минералы подвержены восстановительным реакциям. Железо 3-валентное, например, восстанавливается до 2-валентного: возникает новообразованный гидротроилит, перекристаллизуемый в пирит при наличии в воде сульфатных анионов; а при их отсутствии вместо пирита кристаллизуется сидерит. В итоге изначально буровато-красный или светло-серый осадок превращается в породу темно-серого или зеленовато-серого цвета.

Это только отдельный, но часто встречаемый пример. Остальные – см в книгах [Страхов, 1962;1963]. А в условиях малых количеств осадочного ОВ, при аридном или нивальном климатах процессы диагенеза осуществляются совершенно по-иному (см. там же и в учебнике [Логвиненко, 1984]).

Одновременно с климатическими факторами на процессы диагенеза сильно влияет характер тектонического режима в породном бассейне. При условиях «вялой» тектоники (бассейны в пределах платформенных тектонических структур, в особенности, на антеклизах) дно бассейна погружается чрезвычайно медленно, и процессы физико-химического уравнивания осадка могут достигнуть полного своего завершения. Тогда все нестойкие минеральные компоненты будут корродированы или трансформированы в аутигенные глинистые минералы, а ОВ – окислено и минерализовано. Противоположный этому случай – стремительные темпы погружения дна бассейна (в пределах рифтовых впадин или подвижных

окраин континентов). При таких условиях факторы диагенеза, даже при благоприятнейших тропических гумидных обстановках, не успевают как следует «сработать», и неравновесная реакционноспособная система из седиментогенных минералов, ОВ и поровых вод в скором времени попадает в напряженные р- t^0 условия последиагенетических стадий катагенеза (см. ниже). Там климатический фактор вообще прекращает свое прямое влияние на литогенез. Приоритетное значение приобретают постоянно воздействующие на породу тепловые и динамические нагрузки. И они в значительно большей мере, чем процессы диагенетические, способствуют изменениям породных физико-механических свойств.

Катагенез

По завершении диагенеза (в том случае, если сформированная за счет осадка порода не была поднятой в зону гипергенеза, а продолжала свое погружение в глубь стратисферы) начинается следующая стадия литогенеза, которая у исследователей именуется неодинаково.

Первое и наиболее емкое определение ей дал в 1922 г. А.Е.Ферсман, назвавший *катагенезом* (от греческого слова *kata* – вниз) всю совокупность преобразований осадочной породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна новым слоем осадка и вплоть до момента, когда эта порода снова становилась земной поверхностью на границе с атмосферой, исключая отсюда только метаморфические изменения, обусловленные воздействием на породу особо высоких температур и давлений. В сущности так же представлял эту стадию Л.В.Пустовалов, назвавший ее иначе – *эпигенезом* (*epi* – после). Последний термин укоренился в трудах многих отечественных литологов (А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова, 1955 г.; В.А.Дрица и А.Г.Коссовской [1990]; А.В.Копелиовича, 1965 г.; Л.Б.Рухина [1969]; В.И.Муравьева, 1983 г.; И.М.Симановича, [1978]; В.Д.Шутова [1975] и др.), однако он со временем стал вытесняться термином «катагенез», употребляемым ныне значительно чаще (Н.Б.Вассоевичем [1986]; Н.В.Логвиненко [1964]; Б.А.Соколовым, 1978 г.; А.А.Махначом [1989, 2000]; П.П.Тимофеевым [1970]; В.И.Холодовым [1984]; В.Т.Фроловым [1995]; О.В.Япаскуртом [1995] и др.).

Конкретные параметры катагенетической стадии приведены Н.В.Логвиненко и Л.В.Орловой [1987, с. 34]. Несколько перефразируя и уточняя их формулировку, можно сказать, что *катагенезом называется стадия изменений вещественного состава и структуры осадочных пород в*

стратисфере при повышенных давлениях в диапазоне от 10 до 200 МПа и температурах от 25 до 200°C (+25°C), в присутствии и при активном участии подземных вод и (или) поровых растворов.

Образования начального катагенеза унаследованы от диагенетических, однако биогенно-химические процессы утрачивают свою прежнюю роль, уступая место чисто химическим. Они активизируются глубинными термобарическими факторами. Последовательное повышение температуры на каждые 10°C ускоряет протекание химической реакции примерно вдвое, а синхронный этому ускорению рост литостатических нагрузок (P_n) существенно активизирует коррозионные и диффузионно-метасоматические процессы в многокомпонентной осадочной толще.

Вот почему внутри более или менее мощных осадочных тел (толщиной порядка нескольких км) наблюдается *катагенетическая зональность*. Она фиксируется как усиление измененность микроструктур и вещественных составов однотипных пород сверху вниз по разрезу, то есть по мере роста палеоглубин их максимального погружения. Такая зональность многократно описана литологами [Диагенез ..., 1971; Логвиненко, Орлова, 1987; Япаскурт, 1999 и др.]. Она общеизвестна, однако, проявляется не одинаково отчетливо в породах различного состава и генезиса.

Контрастнее всего зональность катагенеза отражается изменениями углей и песчаников; несколько расплывчато – преобразованиями (трансформациями) составов пород глинистых и кремнистых; и нечетко проявлена в породах карбонатных.

Углистое вещество очень чутко реагирует на тепловое воздействие. При этом из углей начинают удаляться летучие компоненты (метан, водород, кислород), вследствие чего возрастает %-ное содержание углерода. Одновременно совершается перестройка микроструктур ОБ на их молекулярном уровне. Меняются технологические качества, в частности, увеличивается измеряемая в килокалориях теплотворная способность топлива. Происходит так называемая «метаморфизация» углей (термин, широко применяемый геологами-угольщиками, но не имеющий прямого отношения к общепринятому понятию «метаморфизм пород»; а потому вместо этого слова мы ниже будем использовать более точное определение: «степень углефикации ОБ»).

В соответствии с нарастанием степени углефикации выделяют до 12 марок углей [Справочник ..., 1983]: 3 марки бурых (Б₁, Б₂ и Б₃), 5 марок

каменных (длиннопламенные – Д; газовые – Г; жирные – Ж; коксовые – К и отощенно-спекающиеся – ОС); затем следуют угли тощие (Т), полуантрациты ПА и 2 марки антрацитов (А₁, А₂). Из них рассматриваемой нами стадии катагенеза отвечают первые 8, а остальные – коррелируются с метагенезом (см. ниже). При полном метаморфизме антрациты превращаются в графит.

Каждой из вышеперечисленных угольных марок соответствует вполне конкретный диапазон температур, установленный экспериментально – лабораторными способами. Считается, что для достижения соответствующей кондиции углистым веществом, оно должно пребывать в обстановке соответствующих температур в течение времени не менее 50 млн лет. Сформировавшийся в таких условиях уголь может быть использован нами в качестве природного «палеотермометра» [Справочник ..., 1983].

Геологам с конца XIX века стало известно, что в крупных угленосных бассейнах (Рурском, Донецком и многих др.) степень углефикации направленно возрастает сверху вниз по стратиграфическому разрезу. Получается так, что чем глубже залегал угольный пласт, тем сильнее он «метаморфизован». Эта природная закономерность получила название «правило Хильта» (по имени сформулировавшего правило немецкого исследователя). В некоторых бассейнах оно усложняется вследствие воздействия на породы не только глубинных, но и латеральных источников тепла (внедрение интрузий, повышенный тепловой фон со стороны соседних с бассейном складчато-надвиговых сооружений и др. причины). Тем не менее, зональность углефикации – объективно существующий критерий, который легко доступен лабораторной диагностике, выполняемой углепетрографами с помощью микроскопических замеров так называемой «отражательной способности витринита» (описание см. в [Справочник ..., 1983]).

Для комплексов осадочных пород морского генезиса, которые не содержат углей или крупных включений обугленной древесины, вышеописанный метод оказался неприменимым. Однако геологи-нефтяники школы Н.Б.Вассоевича разработали методику оценки степени постседиментационной измененности тонкорассеянного в породах **ОВ сапропелевого типа**. Была создана схема зональности преобразований ОВ, четко коррелируемая со шкалой углепетрографической [Вассоевич, 1986; Справочник ..., 1983]. Согласно этой схеме, этапы постдиагенетических

процессов были расчленены на ряд *градаций*, обозначаемых буквенной символикой. Катагенезу соответствовали 8 градаций, группируемые в 2 стадии (точнее – подстадии): *протокатагенеза* (ПК) и *мезокатагенеза* (МК). Протокатагенезу отвечают градации ПК₁, ПК₂ и ПК₃, приблизительно коррелируемые с углями бурями (Б₁, Б₂, Б₃). Мезокатагенезу отвечают градации: МК₁ (соответствует углям Д), МК₂ (Г), МК₃ (Ж), МК₄ (К) и МК₅ (ОС). Еще более интенсивные преобразования ОВ нефтеносных комплексов относят к стадии *апокатагенеза* (АК), которая адекватна метагенезу нашей терминологии (см. ниже).

Литологи, устанавливая стадийность катагенеза, прибегают к иному принципу: выявлению зональности (этапности) формирования парагенетических сообществ аутигенных минералов и микроструктур терригенных пород, а также к выявлению зональности трансформаций кристаллических решеток глинистых минералов. Прежде, чем показать итоги таких построений, отметим, что в более или менее мощных разрезах осадочных толщ стадияльно-петрографическими способами опознаются достаточно уверенно две крупные зоны, из которых верхняя отвечает *подстадии слабого, или начального (раннего) катагенеза* – приблизительно совпадает с ПК и МК₁ нефтяников; а нижняя зона соответствует *подстадии глубокого (глубокого), или позднего катагенеза* – от МК₂ до МК₄-МК₅ включительно. Рубеж между упомянутыми подстадиями отвечает: полному превращению глин в неразмокающие аргиллиты, при массовых трансформациях смектитов в иллиты и (или) хлориты; а также крепкой цементации обломочных пород, с возникновением в них характерных новообразований, на описании которых задержимся подробнее.

Песчаники, как говорилось выше, наиболее чувствительны (после углей) к последиагенетическим процессам. Нагляднее всего их структурно-вещественные изменения видны при оптических наблюдениях прозрачных шлифов (рис. 9). По мере углубления катагенеза у песчаных пород возникали вполне определенные структурные новообразования – это изменения формы, размеров порообразующих компонентов и характера их контактов между собой. Они доступны наблюдению в основном оптическими и электронно-микроскопическими методами. По способу их возникновения вторичные структуры могут быть разделены на следующие группы: 1) образованные в результате химического растворения (*коррозии*) обломочных частиц, 2) в результате их механического уплотнения, 3) сочетания уплотнения с коррозией, 4) обрастания седиментогенной

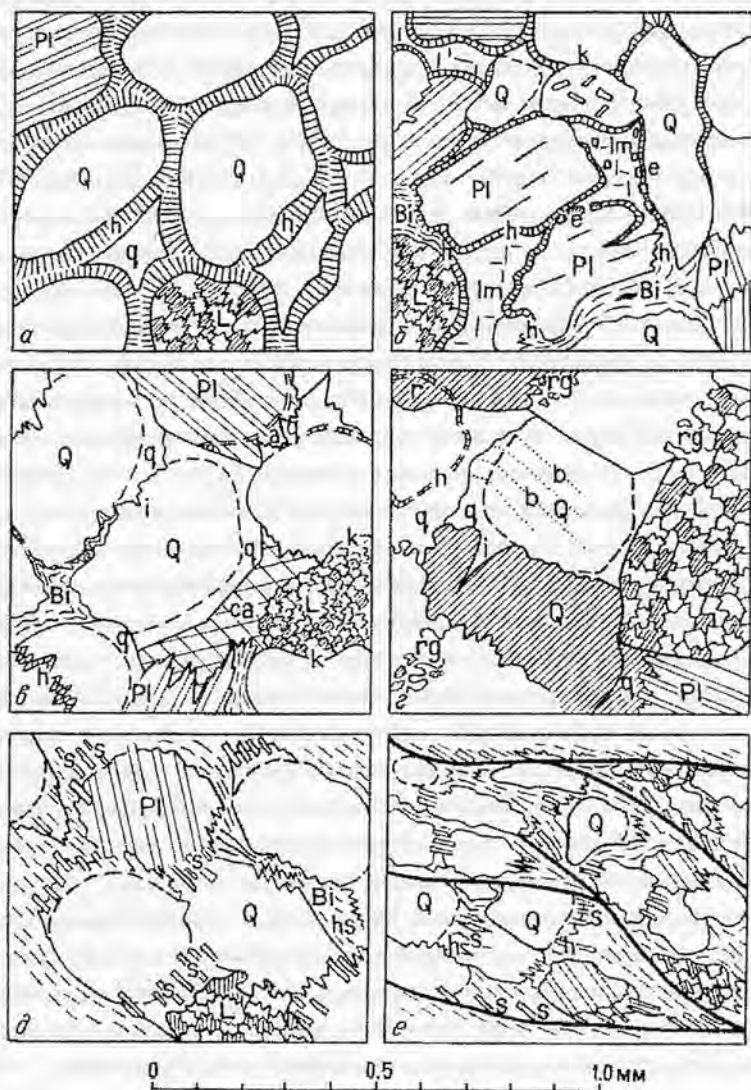


Рис. 9. Зарисовки шлифов песчаников из различных зон катагенеза (а-слабого, или начального, б, в-позднего, или глубокого) и метасенеза (г-раннего, д, е-позднего), по О.В. Япаскурту [1995]. Прописными буквами обозначен состав обломков: Q-кварц, Pl-плагиоклаз, L-литокласты, Bi-биотит; строчными буквами - аутигенные образования: q-кварц(поровый и регенерационный), h-хлорит, s-гидролюда и серицит, а-альбит, Im-ломонтит, са-кальцит, е-эпидот, а также структуры: k-конформные, i-инкорпорационные, rg-рекристаллизационно-грануляционные бластические, b-полоски Бема (в кварце).

минеральной частицы каймой того же состава – как бы в стремлении восстановить кристалл в свойственной ему форме (*регенерация*). Подробнее о этих процессах и их диагностических признаках см. в книгах О.В.Япаскурта [1995, 1999].

Здесь и выше имелись в виду только те песчаные отложения, которые были изначально промытыми от межзернового глинистого заполнителя или матрикса (накопления фронта дельт, морских песчаных баров, глубоководных зерновых потоков; отчасти отложения дюн и руслового аллювия). Прочие глинистые пески преобразуются не контрастно. Для промытых от матрикса пористых песчаных отложений на *подстадии слабого (начального) катагенеза* характерно развитие крустификационных структур в цементе (рис.9, а). Вместе с тем кластогенные компоненты почти не преобразованы, в том числе и глинистые минералы (в кварцевых, олигомиктовых породах и в кислых аркозах). В породах более основного состава (средних и основных аркозах и граувакках) отмечаются аутигенные минералы: цеолиты (по плагиоклазу), а также вермикулитоподобная фаза по биотиту и триоктаэдрическим гидрослюдам; отмечается внутрислойное растворение фемических минералов.

Преобразования *глубинного катагенеза* происходят при более высоких давлениях и температуре порядка $100^{\circ}\pm 20^{\circ}\text{C}$, что обусловлено погружением терригенных толщ в породных бассейнах при продолжающемся осадконакоплении. На этой подстадии активизируется аутигенное минералообразование как по минералам цемента пород, так и по кластогенным компонентам. В кварцевых и олигомиктовых песчаниках отмечаются новообразованные дикцит, кварц, титанистые минералы; в литокластах и кислых аркозах – кварц, альбит, хлорит, диоктаэдрическая гидрослюда (иллит). А наиболее характерным типом структур песчаных пород для стадии глубинного катагенеза являются *конформно-регенерационные*. Они возникают в результате гравитационной коррозии обломочных (между которыми появляются выпукло-вогнутые, или *конформные*, а иногда пильчатые, или *микростилолитовые* контакты) и перетотложения кремнекислоты в виде регенерированного кварцевого цемента (рис. 9, б, в).

Регенерацией кристалла (кварца (рис.10), полевого шпата, карбонатов, эпидота, граната и др.) называется процесс восстановления им своей нормальной (плоскогранной и пряморуберной) формы при его нахождении в среде перенасыщенных растворов соответствующего состава.

Главным условием такого процесса служит подток извне необходимого вещества к поверхности зерна. Вот почему на подстадии глубокого катагенеза регенерационные структуры песчаников бывают так тесно связанными с гравитационно-коррозионными структурами: уходящие в раствор компоненты реализуют себя по соседству (в участках относительно меньшего давления) в виде аутигенных наростов. Но источник вещества их может быть и иным (например, из прослоев глин или опок – см. ниже). А потому данные структуры бывают свойственны не всегда только глубокому катагенезу. Они иногда присущи начальному катагенезу и даже диагенезу. Об их конкретных различиях для разных стадий литогенеза сказано в книге [Япаскурт, 1995].

Здесь отметим только общие морфологические признаки всех регенерационных структур. Обрастая каймой, минерал осадочной породы почти никогда не достигает совершенной формы, потому что ему мешают соседние тесно сгруппированные компоненты. Из-за этого нарост приобретает вид пленки либо отдельных клиньев и может выглядеть наподобие обыкновенного цемента пленочного или порового типа (см. рис. 9, а). Но от последних регенерационную кайму отличает общность оптических ориентировок ее и окружаемого ею кристалла. Это легко проверить, включая и выключая попеременно анализатор в микроскопе при поворотах предметного столика. Погасания и просветления у зерна и регенерационных наростов всегда будут синхронными. Массовая регенерация способствует резкому усилению крепости обломочной породы и снижению ее проницаемости для водных и газовых флюидов.

Глинистые породы, преобразуемые синхронно с песчаными, несколько отстают от них в темпах своей структурно-минеральной измененности, в особенности тогда, когда пласты имеют однородный состав и многометровые толщины. В таких случаях начально-катагенетические процессы сводятся в основном к механическому уплотнению и снижению пористости глин от 80-60% до 10-5% (с отжатием части иловых вод в соседние песчаные или карбонатные пласты-коллекторы). При этом могут продолжаться свое формирование их карбонатные, сульфидные и иные конкреционные стяжения, объединяющиеся в достаточном количестве потребного им вещества в протяженные линзы и «конкреционные прослои».

Однако при приближении к изограде $100^{\circ}\pm 20^{\circ}\text{C}$ (начало глубинного катагенеза) резко активизируются процессы трансформаций глинистых

минеральных компонентов совместно с их обезвоживанием. Объясняя сущность этих процессов, мы вынуждены несколько опередить информацию относительно архитектурных особенностей кристаллических решеток глинистых минералов, которым посвящен специальный раздел в главе 5. Читателя, мало сведущего в минералогии глин, мы отправляем вначале к упомянутому разделу (5.2) с тем, чтобы, вернувшись к данному тексту, он лучше понимал все излагаемое ниже.

Яснее всего бывает заметна исследователю трансформация терригенной *триоктаэдрической слюды – биотита* (рис. 11). Он частично (а на стадии метазенеза полностью) замещается пакетами хлорита и иллита, а излишние количества SiO_2 , FeO и TiO_2 выводятся при этом из кристаллических решеток в форме мельчайших аутигенных кристалликов кварца, сидерита либо титаномагнетита, рутила и др. минералов. Это можно отчетливо увидеть в петрографических шлифах и препаратах растрового электронного микроскопа с микрозондовым анализатором.

Гораздо масштабнее (а внешне менее заметно) совершаются трансформации внутри мельчайших (порядка 0.001 мм) частичек *сметитов* – различных *монтмориллонитов*, *бейделлитов*, *нонтропитов*, *сапонитов* и др. глинистых минералов. У них при $t^0 = 70-80^\circ\text{C}$ и выше начинают активизироваться процессы ухода межслоевых молекул H_2O совместно с ОВ и обменными катионами (Na , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}), а в тетраэдрических элементах кристаллической решетки осуществляется частичная замена каждого 3-го катиона Si^{+4} на катион Al^{+3} , обладающий меньшим ионным радиусом. Этим процессом нарушается баланс кристаллических зарядов. Он тут же восстанавливается привнесом в межслоевое пространство (на место «выдавленной» молекулы воды) катионов K^+ (рис. 12). Источником последних могут послужить корродируемые полевые шпаты и др. минералы из соседних слоев алевритовых, песчаных пород либо кислых эффузивов. Таким путем совершается межслоевой обмен веществом: из глин в песчаники поступают растворы SiO_2 (пополняющие резерв кремнезема, необходимого для развития кварцевого регенерационного цемента), а в глины привносится из песчаников K^+ , что влечет за собой трансформацию смектита в диоктаэдрическую слюду – *иллит*.

В некоторых случаях, когда соседние с глиной песчаные породы имели граувакковый состав или в разрезе имелись прослои вулканитов основного состава (насыщенных железом и магнием), в решетки



Рис. 10. Массовая регенерация обломочных зерен кварца в песчанике рифейского возраста одного из авлакогенов Русской плиты. Полуокатанные контуры первичных обломков хорошо заметны благодаря сохранившимся непрозрачным глинисто-железистым оторочкам раннего пленочного цемента. Шлиф, николи скрещены. Размеры обломочных зерен 0,25-0,5мм.

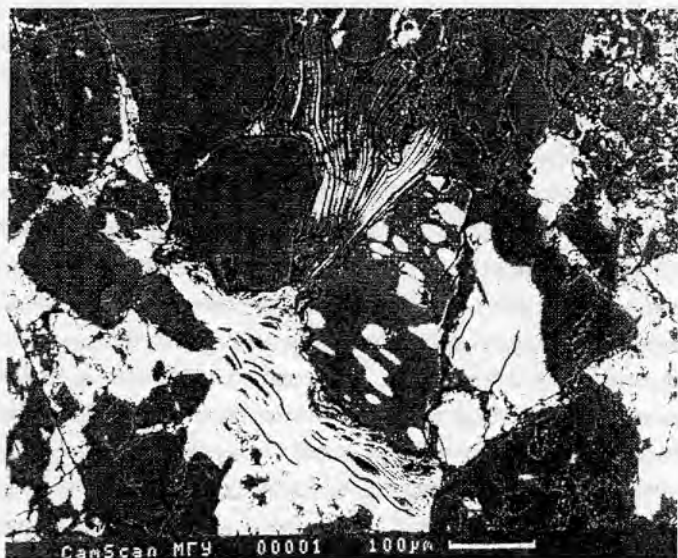


Рис. 11. Продукты трансформаций деформированных чешуй кластогенного биотита в аркозовом песчанике нижнего мела Приверхоянского прогиба. Шлиф, николи скрещены. Негатив фотографии. Светлые полосы-пластины вторичного хлорита, серые полосы-иллит; темно-серые клинья-аутигенный кварц. [Япаскurt, 1999].

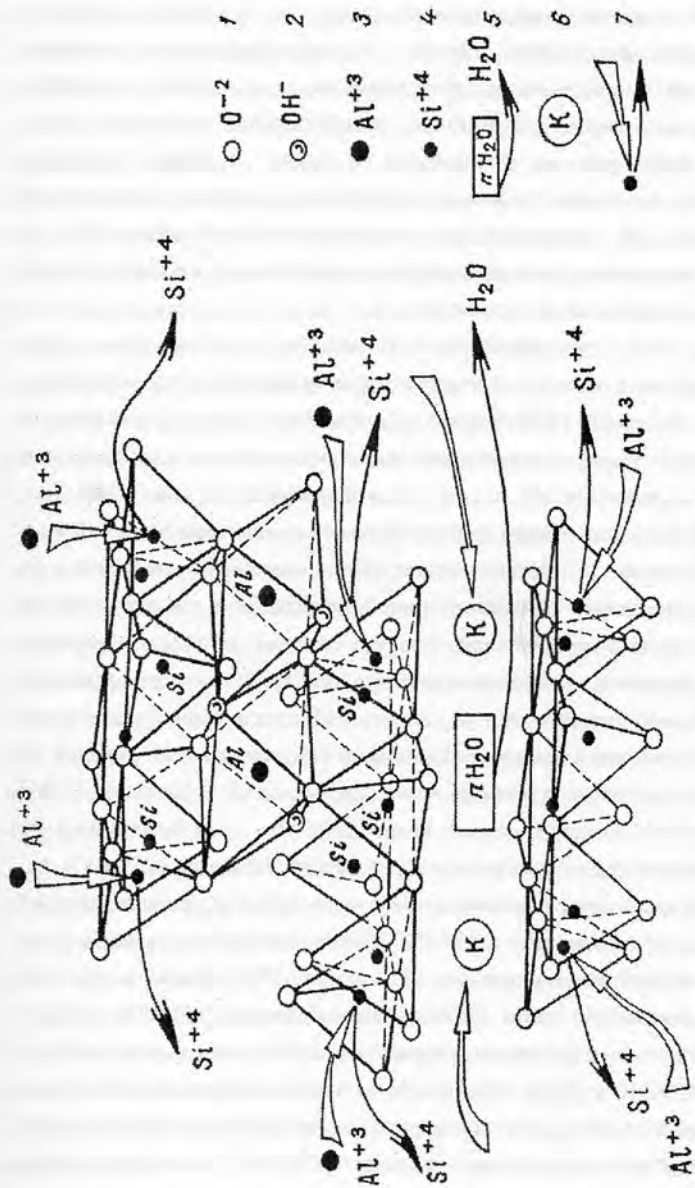


Рис. 12. Принципиальная схема процесса трансформирования кристаллической решетки монтмориллонита в иллитоу: 1-2 - анионы в верхних тетраэдрических и октаэдрических позициях; 3-4 - катионы внутреннего выполнения этих позиций; 5 - межслоевая молекула воды (вместе с OH^- и обменными катионами); 6 - катион калия; 7 - направления миграции компонентов, привносимых в кристаллическую решетку (полная стрелка) и выносимых из нее (черная стрелка).

трансформируемых смектитов вместо калия поступают в массовом количестве катионы Fe^{2+} и Mg^{2+} . Они совместно с анионами OH^- и O^{2-} формируют пакеты октаэдрических слоев, и в итоге возникает новообразованный *хлорит*. Затем в термобарических условиях максимальной напряженности, трансформационные иллиты и хлориты начинают испытывать политипные преобразования структур своих кристаллических решеток (подробнее см. ниже, в главе 5). Перед завершением подстадии глубинного катагенеза все иллиты политипной модификации $1M$ превращаются в серицитоподобную слюду $2M_1$, а хлориты, также меняя свою политипную модификацию, становятся более магниальными и менее железистыми.

Все эти трансформации оптически малозаметны. Они устанавливаются в основном прецизионными методами [Дриц, Коссовская, 1990, 1991; Япаскурт, 1999]. Однако их последствия очень существенны и выражаются не только в изменениях физико-механических свойств самой глинистой породы. Из нее в результате трансформационных процессов выделяются большие объемы водных флюидов вместе с растворенными в них кремнеземом и другими веществами, способными повлиять на аутигенные процессы в соседних с глиной породах. Если в испытываемой глубинный катагенез осадочной толще находится множество мощных глинистых прослоев, то их водоотдача приобретает гигантские масштабы. Примером такой толщи может послужить майкопская серия существенно глинистых отложений кайнозоя Восточного Предкавказья. Изучавший ее постседиментационные преобразования профессор В.Н.Холодов [1983] рассчитал объем катагенетической водообдачи. При этом он опирался на расчеты американского минералога Дж.Ф.Берста (J.F.Burst, 1959 г.) и др., согласно которым потеря межслоевой и пленочной воды при дегидратации монтмориллонита достигает 10-15% объема исходного осадка; а если считать объемный вес глин равным $2,3 \text{ г/см}^3$, то из 1 м^3 чистой от примеси монтмориллонитовой глины должно высвободиться 230-250 кг H_2O . Применительно к майкопским глинам расчетное количество на 1 м^3 составило 100-110 кг H_2O . Если при этом принять мощность майкопских глин порядка 1000 м, а площадь, на которой они подвергались катагенетической иллитизации, равной 9000 км^2 , то рассчитанное В.Н.Холодовым суммарное количество высвободившихся вод составило $1 \cdot 10^{12}$ т, что только на один порядок уступило нынешнему количеству воды в Каспии ($75 \cdot 10^{12}$ т)!

Процессы катагенеза, подобные вышеописанным, именуются *элизийными* (от греческого слова *elisia* – выталкивание, опускание). Суть их заключается в том, что при уплотнении глинистых пачек они служат своеобразными «компрессорами», из которых отжимаются флюиды наподобие ручного отжатия воды из влажной губки. Однако чисто механическое отжатие присуще начальному катагенезу. Там, в верхних горизонтах породного бассейна, из глин уходит «свободная вода» – гравитационная, капиллярная и вакуольная. После этого извлекается вода «физически связанная» – гигроскопическая, пленочная и осмотическая. И, наконец, при глубинном катагенезе реализуются рассмотренные выше процессы извлечения из пород «химически связанной» воды, в том числе, межслоевой, или конституционной H_2O смектитов. Попутно заметим, что другими видами химически связанных вод, извлекаемых из минералов при глубинном катагенезе, служат воды цеолитные [Япаскурт, 1999] и кристаллизационные. Последний вид интенсивно генерируется в основном на послекатагенетических стадиях метагенеза и метаморфизма.

Выжатые элизийными процессами воды устремляются в соседние с глинами пласты пористых пород (песчаников, известняков, доломитов) либо в тектонически ослабленные зоны трещиноватости и брекчирования возле разрывных нарушений. Проникая туда конституционная вода сильно нагрета – от 70° до $100^{\circ}C$, а иногда и больше, но сохраняется при этом в жидкой фазе из-за высоких давлений – пластовых (P_2) и флюидных (P_1). По сути своей это гидротермальный приток, рожденный процессами литогенеза и никак не связанный ни с магматизмом, ни с мантийным влиянием.

Такие гидротермы ведут себя достаточно агрессивно применительно к вмесившим их породам-коллекторам, усиливая измененность последних. Так, например, инженеры-геологи МГУ В.А.Королева, З.А.Кривошеева и др., исследовавшие в 1977 г. водные вытяжки из глин нижних горизонтов Московской синеклизы, под изотермой $70^{\circ}C$ (т.е. у границы перехода адсорбционно связанной H_2O в свободную) установили, что этим вытяжкам свойственны пониженные значения pH (5.5-7.5); в них же повышается (до 1.8%) содержание солей, среди которых значительную роль начинают играть сульфаты Ca^{2+} и Mg^{2+} ; появляется водно-растворимая форма SiO_2 и почти в 2 раза (с 19 до 31 мг-экв/100 г) возрастает емкость обмена, а в обменном комплексе глин начинает резко преобладать Ca^{2+} . С появлением притока такой воды в породе-коллекторе начинает ускоряться процесс

растворения седиментогенных и раннекатагенетических карбонатов. Многочисленные фактические наблюдения подтвердили: исчезновение тонкозернистых скоплений карбонатных минералов в глинах ниже так называемого «аномального» горизонта их дегидратации; а также наличие под этим горизонтом прослоев вторично расцементированных известковистых песчаников (превращаемых вновь в рыхлые пески), кавернозных известняков и доломитов.

Во многих иных впадинах, заполненных глинисто-терригенными отложениями, на глубинах 1.5-2.5 км наблюдаются пачки пористых обломочных пород, из которых кислыми элизонными водами был полностью или частично вынесен первично-седиментогенный или диагенетический карбонатный цемент. Наличие таких образований было установлено в 60-70 гг. XX века литологами-нефтяниками Н.А.Минским и Б.К.Прошляковым, называвшими зоны вторичной децементации песчаников «поясами оптимальных коллекторов». Процессы формирования их были в деталях расшифрованы в конце XX в. бывшим тогда аспирантом кафедры геологии и геохимии полезных ископаемых доктором М.Монзером и профессором Ю.К.Бурлиным (о их работе см. в книге [Япаскурт, 1995]). Эти исследователи доказали существование волнообразных процессов декарбонатизации-карбонатизации терригенных пород в интенсивно погружающемся породном бассейне. Сущность модели такого процесса состоит в нижеследующем (см. рис. 8, внизу). Агрессивный раствор, растворивший карбонатные включения в песчаниках и насытившийся бикарбонатами, уходит вверх – в зону понижения P_s , P_1 и t^0 . Открытость системы порода-флюид в верхах стратисферы и падение давления стимулируют уход из раствора CO_2 , а это, в свою очередь, обеспечивает кристаллизацию аутигенного $CaCO_3$, который образует цементы порового либо пойкилитового типов, скрепляющие зерна рыхлых песков до состояния очень крепких, массивных песчаников.

Впоследствии, когда эти песчаники будут опущены тектоническими движениями на глубину вышеупомянутого «пояса оптимальных коллекторов», они вновь подвергнутся процессам растворения карбонатов и децементации. Во вторично пористые породы снизу устремляются газообразные или жидкие углеводороды в случаях, когда внизу находятся нефтегазогенерирующие толщи. Однако, если таковых в породном бассейне не было, то пористые коллекторы заполняются очередными порциями горячих элизонных вод с растворенным в них SiO_2 .

Повышенное содержание последнего в межзерновых промежутках в сочетании с дополнительными порциями кремнезема, который поступает туда же, в поровые растворы за счет гравитационной коррозии обломочных зерен кварца и различных силикатов (см. выше) – создают благоприятные условия для нового этапа цементации кристаллическими агрегатами кварца. Возникают очень крепкие, непористые песчаники с регенерационным кварцевым цементом или с более сложной – инкорпорационно-регенерационной цементацией обломков (см. рис. 9, а, з).

Таким образом, в результате нарастания интенсивности (глубинности) катагенетических преобразований исходные валовый химический и минеральный составы, и физико-механические свойства осадочной породы претерпевают многократные изменения. Но при этом визуально наблюдаемый осадочный облик пород сохраняется, создавая обманчивую видимость их кажущейся слабой измененности.

На самом же деле у претерпевшей катагенез породы вещественный состав, как правило, является не таким, или не совсем таким, как у исходного осадка. А впечатление о слабой измененности вещества по прохождении им через стадию катагенеза создается только благодаря тому, что седиментогенные структуры преобразуются не настолько контрастно, чтобы макроскопически заметно изменить гранулометрические параметры терригенного осадка: песчаному осадку будут соответствовать песчаники тех же гранулометрических классов, алевроитовому – алевролиты и т.п. Однако, если внимательно присмотреться к строению перечисленных пород на уровне оптической микроскопии, то нетрудно заметить искажения изначальных размеров и формы у части кластических зерен, а иногда даже у подавляющего большинства из них (см. рис. 9, б-в). Это коррозионные углубления и регенерационные наросты. Они могут создать представление о худшей окатанности обломочных частиц по сравнению с той, которая была им присуща на самом деле. Некоторые частицы представляются несколько мельче, а другие – крупнее своих истинных размеров.

В шлифе такие искажения могут показаться несущественными. Но в действительности это не так. Расчеты, выполненные А.В.Копелиовичем в 1965 г., показали, что, например, в кварцевом песчанике уменьшение поперечных размеров наблюдаемого в шлифе зерна всего лишь на 5, 10 и 20% отвечает растворению соответственно 14,2, 27,1 и 48,8% от его изначального объема. В перерасчете на объемы мощных пластов породы это может дать гигантские количества ремобилизованного SiO_2 . То же

относится и к иным веществам и минералам. А по мере привлечения сканирующего электронного микроскопа к литологическим наблюдениям удалось обнаружить не менее существенные преобразования и у глинистых, и у других пород с пелитовыми структурами.

Кремнистые и карбонатные породы тоже существенно преобразуются катагенезом, однако, в их толщах наблюдается зональность не настолько отчетливая, как у пород обломочных. В обобщенном виде можно констатировать, что на стадии слабого (начального) катагенеза кремнистые породы сложены в основном опалом, перекристаллизуемым при глубинном катагенезе в халцедоновые либо кварцево-халцедоновые криптозернистые агрегаты (яшмы, кремни, фтаниты).

Карбонатные породы, напротив, претерпевают интенсивную раскристаллизацию в самом начале катагенеза (а иногда еще при диагенезе – см. образование корочек «бич-рок» в приливно-отливной зоне океанского побережья, где всего за десятки лет кристаллически-зернистый CaCO_3 запечатывает в твердый агрегат ракушечный детрит вместе с техногенными предметами – патронными гильзами, бутылками и проч. [Махнач, 2000]). Наиболее крепкая цементация аутигенным кальцитом возникает в прослоях известняков органогенно-обломочного генезиса, изначально пористых и отмытых от пелитового матрикса. Наличие поровой воды создает там очень благоприятные условия для роста карбонатных кристаллов. Особенно благоприятны такие условия в промежуточных участках между обломками члеников морских лилий криноидей) и игл морских ежей. Они становятся центрами регенерации кристаллического кальцита. Благодаря этому криноидные известняки способны приобрести мраморовидный облик задолго до попадания породы в обстановки метагенеза, где все карбонатные образования мраморизируются (см. ниже).

Легко поддаются перекристаллизации также некоторые биоморфные известняки, в особенности, коралловые и мшанковые, у которых обилие заполненных иловыми растворами пустот благоприятствует росту кристаллов кальцита, которые смыкаются в монолитный зернистый агрегат.

Раскристаллизованные в самом начале катагенетической стадии криноидные и коралловые известняки могут сохраняться в том же облике вплоть до послекатагенетических преобразований всей осадочной толщи. Там же соседние с ними слои отличаются гораздо меньшей крепостью и сцементированностью. Их перекристаллизации и цементации препятствуют такие особенности исходного осадка, как изначальная его

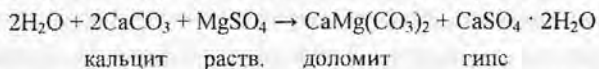
микрокомпонентность (микритовые, или пелитоморфные седиментогенные структуры), и в еще большей мере препятствуют катагенетической измененности примеси глинистого вещества и монодисперсного ОВ. Все эти факторы обеспечивают сильную анизотропию физико-механических свойств любой карбонатной толщи, претерпевшей катагенетические преобразования. В карбонатных толщах степень находится в зависимости от характера седиментогенных структур, текстур и компонентных составов (то есть, в конечном счете, от фациально-генетической природы осадка) гораздо большей, нежели от влияний глубинных p - t ⁰ факторов. Последние создают катагенетическую зональность в глинисто-обломочных отложениях потому, что влияют на последовательность трансформаций и перекристаллизаций породообразующий силикатов, алюмосиликатов и кварца. Трансформации же карбонатного вещества низкотемпературны, и для их осуществления гораздо важнее температур и P_s химическое воздействие водно-газовых флюидов, а интенсивность их просачивания через пласты напрямую связана с генетической природой последних.

Последствия водно-флюидного воздействия на карбонатное вещество сводятся не только к совершенствованию степени его кристалличности, но в известных условиях оно может стать причиной метасоматического окремнения либо изоморфных минеральных превращений: кальцит \rightleftharpoons доломит и др.

Окремнение карбонатных отложений осуществляется в значительных масштабах еще на стадии диагенеза (см. раздел о кремневых породах). Вместе с тем известны случаи замещения карбонатов халцедоном и на стадии катагенеза – под воздействием поступивших из глин элизонных вод, насыщенных SiO_2 (см. выше). Признаки отличия ранних и поздних стадий окремнения описаны в учебном пособии [Япаскерт, 1995].

Доломитизация известковых илов в обстановках лагунного мелководья либо себховых равнин при аридном климате – относится к процессам диагенетической стадии [Страхов, 1962]. Однако во второй половине XX века трудами белорусских литологов, которые на северо-западном участке Восточно-Европейской платформы (в пределах так называемого «главного девонского пояса») исследовали породы девона, силура и ордовика в ядрах нефтепоисковых скважин, установлено широкое развитие катагенетической доломитизации органогенных и детритовых известняков под влиянием просачивавшихся в известняковые пласты из вышележащих или ближних терригенно-соленосных комплексов

рассолов и соленых вод, богатых катионами Mg^{2+} [Махнач, 2000]. В конечном итоге сформировались крупные тела кристаллически-зернистых доломитов. Их границы пересекались со стратиграфическими и фаціальными, а местоположения этих тел контролировались мелкими тектоническими дислокациями. В парагенезе со вторичными доломитами находились включения кристаллов аутигенных гипса либо ангидрита. Их генезис объясняет одна из возможных химических реакций:



Еще до вышеупомянутых работ известный литолог Г.А.Каледа в 1985 г. описал вторичную (катагенетическую) доломитизацию известняков карбона на сводах мелких платформенных брахиантиклинальных складок, куда под напором мигрировала из впадин грунтовая вода повышенной солености. Вторичный генезис доломита в этом случае доказывался реликтовыми остатками в них кораллов и члеников криноидей – то есть организмов, не выносивших даже малейшего колебания солености морской воды, из чего следовало, что в данном конкретном случае доломитизация не могла быть ни седиментогенной, ни раннедиагенетической.

Совсем недавние работы уральских литологов Л.В.Анфимова, М.Г.Крупенина и В.А.Маслова в пределах развития терригенно-карбонатных толщ рифея в Башкирском мегантиклинории (Южный Урал) доказали, что некоторые пластовые сидериты (Саткинское и др. месторождения) и магнезиты (месторождение Блява и др.) тоже имеют не седиментогенную и не диагенетическую природу. Они возникли на стадии самого позднего катагенеза под влиянием горячих элизонных растворов, которые, в свою очередь, извлекли из своих материнских глинистых толщ (изначально смектитового состава) соединения Fe^{2+} и Mg^{2+} , объединив глинисто-терригенные комплексы вышеупомянутыми элементами (доказывалось детальнейшими литолого-фаціальными и геохимическими исследованиями).

Приведенные нами сведения и конкретные примеры не исчерпывают чрезвычайного многообразия процессов катагенетической стадии. Знать о ней необходимо специалистам гидрогеологической и инженерно-геологической специальностей, ибо без такого знания не будет у них возможности объяснять многие физико-механические свойства пород и их водонасыщенность. Эти же знания полезны и геохимикам, которые должны иметь представление о том, что между седиментогенезом и метаморфизмом

существует целый мир метасоматических и фазовых превращений вещества, не учитываемый при расчетных петрохимических реконструкциях исходного состава метапород.

Метагенез

Эта стадия (названная так в 1959 г. Н.М.Страховым и Н.В.Логвиненко) именуется геологами-нефтяниками апокатагенезом [Вассоевич, 1986], а в англоязычной литературе – анхиметаморфизмом. Двойственность наименований отражает место данной стадии в осадочном цикле (см. рис. 1): между катагенезом и региональным метаморфизмом, а точнее – после катагенеза, но до 100%-ной метаморфизации осадочной тощи. Полную метаморфизацию претерпевают лишь отдельные литотипы. Это угли, становящиеся *тоцилли* либо *антрациталли* (марки Т, ПА, А) и многие известняки и доломиты, перекристаллизованные в *мраморы*. Породы обломочные и глинистые заметно меняют свой облик, но на микроуровне они остаются узнаваемыми; их значительные минерально-структурные и текстурные изменения фиксируются при микроскопических наблюдениях петрографических шлифов, а также методами рентгенографии и электронной микроскопии.

Сущность структурно-вещественных изменений флюидно-породной системы при метагенезе состоит в том, что при ее вхождении в напряженные термобарические условия (глубже изотерм 200-250°C и давлениях свыше 200 Мпа) элизонный режим гидрохимических процессов сменяется иным – диффузионно-метасоматическим. В этих условиях литогенетические процессы становятся качественно другими.

Там, где уплотнение пород практически достигло предела и система взаимосвязанных пор исчезла, начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируется диффузия ионов к границам этих частиц. В песчаниках, например, происходят массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков обломочных зерен полевых шпатов; возникают принципиально новые микроструктуры рекристаллизационного или рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца (см. рис. 9, *е*).

Бластез – это процесс перекристаллизации в твердом состоянии прообразующих компонентов (без фазовых переходов). По полноте своего проявления он может быть зачаточным (на границах контактирующих между собой отдельных зерен или внутри подвергшихся

раздроблению, т.е. грануляции), неполным и полным [Симанович, 1978]. Последний для данной стадии не характерен.

Здесь же резко активизируются процессы минеральных трансформаций слоистых силикатов в обломочных и глинистых породах: гидрослюды модификации 1Md трансформируются в серицитоподобную слюду 2M1; каолинит становится дикситом, а хлориты существенно повышают степень своей магнезиальности. Наблюдается также массовое и полное разрушение терригенных биотитов (их хлоритизация и серицитизация совместно с обособлениями кристалликов аутигенных SiO_2 , TiO_2 и Fe_3O_4). При этом продолжается начавшаяся при катагенезе термическая дегидратация глинистых минералов, а также некоторых других минералов и, как следствие, появление новых порций возрожденных вод, как показал А.А.Карцев в 1982 г. Их количество пополняется также за счет конверсии метана при $t^{\circ} > 270^{\circ}\text{C}$, генерируемого на предшествующей стадии катагенеза.

Аномально высокие водно-флюидные давления обуславливают развитие в породах параллельно ориентированных *швов флюидоразрыва* и текстур *квиважа* (см. рис. 9, e). В обстановках повышенных односторонних давлений (стресса) квиваж наследует кристаллизационная сланцеватость, не совпадающая с пространственными ориентировками седиментогенной слоистости. Сланцеватость обусловлена одинаковыми ориентировками удаленных чешуек аутигенных слюд, хлоритов или вытянутых по кристаллографической оси «с» агрегатов кварца, альбита и др. минералов, образующих отростки от кластогенных частиц.

В итоге всего вышесказанного, аргиллиты превращаются в *глинистые сланцы*, а при наиболее интенсивном преобразовании – в так называемые *филлитовидные сланцы*, отличающиеся шелковидным обликом при отражении света от плоскостей рассланцевания за счет одинаковых ориентировок спайностей мельчайших частиц серицита и хлорита. Песчаники становятся в большинстве крепко сцентрированными («кварцитовидными»); а по сути своей они превращены в *метапесчаники*, потому что под микроскопом у них невозможно увидеть ни одного почти зерна, полностью сохранившего свою изначальную форму – подавляющее большинство песчаных обломков затронуто здесь процессами гравитационной коррозии, регенерации или кристаллобластеза (см. рис. 9, z-e).

Относительно стадийной принадлежности метагенеза существует у

литологов два разных мнения. Многие традиционно рассматривают метагенез как стадию дальнейшего (после глубинного катагенеза) погружения осадочной толщи. Однако этому противоречат многие факты из накопленных ныне геологических наблюдений. Появление типоморфных признаков метагенеза, как правило, не коррелируется с мощностями разреза осадочных комплексов, то есть с палеоглубинами их залегания в геологическом прошлом. Чаще всего метагенезу бывают подвержены породы покровно-складчатых систем, в тектонически подвижных поясах (герциниды Урала, мезозонды Верхоянья, альпиды Большого Кавказа и др.), то есть там, где бассейны породообразования претерпели инверсионные воздымания, стрессовые нагрузки и эндогенные флюидно-палеотермальные воздействия. Предпринятое И.М.Симановичем и О.В.Япаскуртом детальное картирование метагенетической зональности на различных участках верхоянского складчатого пояса и на Кавказе показало, что границы метагенетической стадии не имеют постоянного положения внутри осадочных толщ: они местами резко воздымаются вверх по разрезу и искривляются на площади, пересекая стратиграфические рубежи. Всюду метагенез в виде сплошного ореола окаймляет зоны полного метаморфизма осадочной толщи.

Все это дает нам основание придерживаться мнения о стадийной обособленности метагенеза от катагенетических преобразований. Рассматриваемая стадия определяется как *наложенная*, обуславливаемая резкими сменами геодинамического режима породного бассейна, которые выражены в деформации толщ осадочных горных пород и воздействиями на них горячих эндогенных флюидов. Последние изменяют породы вдоль тектонических зон повышенной проницаемости, практически вне зависимости от глубин залегания изменяемых толщ. В данной трактовке (не всеми разделяемой) метагенез может рассматриваться не как завершающий этап надстадии литогенеза, но как самая начальная стадия метаморфизма. Поясним это в следующем разделе.

Кратко о надстадии метаморфизма

Метаморфические процессы традиционно изучаются в курсах петрологии, поэтому здесь мы их подробно рассматривать не станем, пояснив только некоторые принципиальные для понимания нашего курса вопросы.

Понятие «*метаморфизм горных пород*», введенное в 1983 г.

Ч.Ляйдед, не утратило в наше время своего изначального смысла, обозначая изменения, которым подверглись древние слоистые осадочные и магматические породы под влиянием внутренней теплоты Земли (за исключением их переплавления). Особо подчеркнем, что *при метаморфизме процессы перекристаллизации исходных пород происходят в твердом состоянии, но при участии флюидов*. Характерной особенностью метапород является их полнокристаллическое строение (кристаллически-зернистые, или *гранобластовые* микроструктуры; а также листовато-чешуйчатые, или *лепидобластовые* и смешанные *гранолепидобластовые* микроструктуры в различных кварцитах, мраморах, кристаллических слюдяных сланцах и гнейсах). Главными факторами, определяющими развитие метаморфизма, являются температура ($t^{\circ} > 300-350^{\circ}\text{C}$), давление и концентрация циркулирующих растворов. Механизмы таких процессов досконально исследованы академиком Д.С.Коржинским и его учениками или последователями – академиками В.А.Жариковым, А.А.Маракушевым, Н.Л.Добрецовым, В.С.Соболевым, а также профессорами В.В.Ревердатто, И.Ф.Трусовой, В.И.Черновым и др. – см. в учебниках [Маракушев, 1993; Трусова, Чернов, 1982 и др.]. Из зарубежных исследователей большой вклад в изучение метаморфизма внесли Ф.Тернер и Дж.Ферхуген, а также Р.Х.Вернан, Х.Вильямс, Ф.Тернер и Ч.Гилберт, Г.Винклер, К.Гиллен, А.Файф и др. – обзор см. в книге [Япаскерт, 1999].

Д.С.Коржинский показал, что любой метаморфизм силикатных пород сопровождается изменением содержаний H_2O и CO_2 , а вызывается он воздействием на породы водных растворов, восходящих из глубин вследствие гравитационной дифференциации. Несмотря на очень высокие t° , вода может сохраняться в жидкообразном состоянии, будучи насыщенной различными веществами, которые препятствуют переходу воды в критическое состояние. А.А.Маракушев считает, что режим воды при региональном метаморфизме зависит не только от t° , но частично от P . Благодаря последнему (при $P > 300-500$ бар), водные растворы в надкристаллическом состоянии характеризуются высокой плотностью и в отношении главных характеристик – растворимости солей электролитической диссоциации, удельных объемов – ведут себя как жидкость [Трусова, Чернов, 1982, с. 194]. В такой обстановке: «В отличие от диагенетического образования осадочных пород ... [здесь термин «диагенез» использован в его англоязычной трактовке, как аналог вышеописанных стадий диагенеза и катагенеза – прим. авт.] при

погружении слоистых толщ на глубину в режиме нормального геотермического градиента, метаморфизм горных пород связан с дислокациями земной коры и подъемом глубинных флюидов, создающих аномальное повышение температуры относительно геотермического градиента» [Маракушев, 1993, с. 263].

Итак, согласно учению А.А.Маракушева, *метаморфизм осуществляется при температурах, повышенных по сравнению с фоновыми (геотермическими) соответствующих фаций глубинности.* Одно только погружение флюидопородной системы не приводит к региональному метаморфизму потому, что в этом случае давление вышележащих пород распространяется в равной мере на твердые фазы (P_s) и на газовый флюид (P_f), что термодинамически определяет систему как закрытую в отношении летучих компонентов ($P_s = P_f$). Процессы метаморфизма в такой закрытой системе затруднены из-за высоких парциальных давлений H_2O и CO_2 , препятствующих метаморфической дегидратации и декарбонатизации минералов. Но если проявляются тектонические дислокации глубинного заложения, то они увеличивают проницаемость пород, которая создает условия неравновесного давления ($P_s > P_f$) и способствует образованию восходящих горячих флюидных потоков подкорового происхождения, стимулирующих развитие метаморфизма.

Метаморфизм — это мир господства эндогенных процессов, стремящихся камуфлировать вещественно-структурные образования экзогенеза. Последние, впрочем, способны долго сохраняться в малозаметных реликтах (так называемых «теневых» структурах и текстурах) вплоть до стадии самых интенсивных породных изменений (до так называемой гранулитовой фации метаморфизма). Литологи научились опознавать признаки седиментогенного происхождения у значительной части метапород. В середине XX века возникло научное направление, именуемое «литология докембрия» (основатель — академик А.В.Сидоренко) и успешно развиваемое ныне. Однако, для того, чтобы овладеть этой сложной проблемой, необходимо предварительно освоить специализированные курсы, читаемые старшекурсникам и магистрантам по специализации «литология»: «Стадиальный анализ литогенеза» и «Геоминералогия» [Япаскурт, 1995; 1999], и курсы по петрологии и петрохимическим пересчетам вещественных составов метапород для студентов специальности «геохимия» [Маракушев, 1993 и др.].

Регрессивный эпигенез

Выше были охарактеризованы процессы, протекающие в осадочной толще с участием в ней газоводных флюидов в ходе *прогрессивного* литогенеза и метаморфизма. Однако на любом рубеже этой стадияльной последовательности может возникнуть *регрессивный* ряд породных изменений. Они побуждаются тектоническими причинами, главным образом, воздыманием осадочной толщи и выведением ее в область понижения t° -P параметров, а также попаданием пород в чужеродную для них гидрхимическую среду.

Петрологи-метаморфисты давно выделяют стадии *регрессивного метаморфизма*, или *диафореза* — когда медленно перемещаемые тектоническими силами пласты глубокометаморфизованных пород попадают, например, снова в обстановки начального (зеленосланцевого) метаморфизма и остаются там на протяжении десятков или сотен миллионов лет. За это время минеральные парагенезы высокотемпературных фаций вновь успевают заместиться хлоритом, серицитом, альбитом, эпидотом и др. низкотемпературными образованиями; но малая часть исходных высоко- t° минералов при этом сохраняется в реликтах, по которым петрологи и диагностируют факт регрессивности.

По аналогии с вышесказанным, отечественный литолог Л.Б.Рухин [1969] стал выделять *регрессивный эпигенез* (иногда именуемый в литературе «регрессивным катагенезом»), что не желательны, ибо приставка «ката-» означает по-гречески «вниз», а регрессивные процессы, напротив, побуждаются воздыманием пород или малоинтенсивными глыбово-складчатыми дислокациями на инверсионной стадии эволюционирования породного бассейна). При очень интенсивном развитии регрессивно-эпигенетических процессов, они могут сомкнуться с гипергенными (см. выше). Их общая сущность: появление в породе не свойственных ей физико-химических свойств (разуплотнение) и не свойственных фациальным обстановкам ее формирования и даже «запрещенных» для этих обстановок минеральных новообразований (таких, например, как карбонатизация континентальных терригенных отложений или каолинизация пестроцветных отложений аридных климатических зон, для которых каолинит «противопоказан»).

Регрессивно-эпигенетические новообразования бывают свойственны таким участкам стратисферы, которые испытывали погружения

впережку с инверсионными воздыманиями (например, в пределах чехла Западно-Сибирской плиты) либо с латеральными тектоническими смещениями своих отдельных блоков. Меняющиеся тектонические режимы всегда оказывают влияние на изменения инфильтрационных режимов глубинных вод (артезианских в том числе). Проникновение в какой-либо участок породного бассейна воды с чужеродными для местной среды гидрохимическими свойствами нарушает химическое равновесие растворов с минеральным веществом. В особенности это относится к тем водам, которые прежде контактировали с разрушающейся нефтяной залежью, а потому насытились углекислотой и углеводородами, и имеют пониженные значения pH. Эти воды вначале способствуют активному корродированию терригенных и аутигенных минералов вплоть до возникновения зон цементированных, вторично разрыхленных пород. Их при беглом осмотре можно ошибочно принять за слабо измененные, как бы не подвергшиеся процессам катагенеза. Но если прибегнуть к микроскопическим наблюдениям, то реликты предшествовавших новообразований все же удастся увидеть.

Вслед за коррозией может последовать другой этап, связанный с выделением из воды CO_2 и уходом его вверх по трещинам и тектонически ослабленным зонам. Уход CO_2 стимулирует массовую кристаллизацию растворенных в воде карбонатов, «безразличных» к изначальной фациальной принадлежности вмещающей их породы. Не учитывая этого, можно впасть в серьезную ошибку при генетическом анализе осадочной породы.

Другим проявлением регрессивного эпигенеза на начальных его этапах служит массовая каолинизация пород (чему способствуют низкие значения pH воды). Каолинит может путем трансформаций замещать более ранний аутигенный хлорит, а также развиваться по терригенным биотитам и плагиоклазам. Зоны массовой вторичной каолинизации приобретают пластово-линзовидный характер, отчего их можно ошибочно принять за погребенные коры выветривания. Для того, чтобы отличить последние, надо детально исследовать их профиль и установить наличие или отсутствие в нем признаков преемственности от состава подстилающих пород.

Регрессивно-эпигенетические процессы всегда имеют наложенный характер, а потому относятся к категории низкотемпературных *вторичных изменений* (противопоставляемые им процессы катагенеза, который

реализуется при погружении пород, следует именовать *преобразованиями*). К ним следует привлечь особое внимание студентов специальности «геохимия», указав на желательность критического осмысления результатов петрохимических пересчетов валового состава осадочных метаспород (используемых с целью диагностики состава исходных отложений по диаграммам и трендам). Если, например, изучаемые породы испытывали явления регрессивного эпигенеза, то их итоговый химизм, характеризующий вторично измененные литотипы, будет существенно отличаться от изначального. И если такая порода оказалась впоследствии регионально метаморфизованной, то что тогда покажет нам результат петрохимического пересчета ее состава? Конечно же, мы получим сведения не об осадке, а о породе в ее предметаморфическом состоянии, и наши палеогеографические заключения окажутся не корректными. Все это обязательно должно приниматься во внимание петрологами.

Некоторые выводы о циклах проявления процессов и стадий осадко-породообразования

Если обратиться к последовательность проявления рассмотренных выше стадий (см. рис. 3), можно отчетливо видеть происходящий в пределах земной коры круговорот вещества. Он реализуется циклично. Самый полный цикл (V, см. рис. 3) – от экзогенной мобилизации вещества к седиментогенезу, диагенезу, катагенезу, а затем через метагенез к региональному метаморфизму, прогрессивно нарастающему вплоть до термобарических режимов переплавления вещества, а потом его застывания в виде магматических тел, воздымаемых в зону гипергенеза. Там начинается следующий очередной цикл.

Разновидностью полного цикла (IV, см. рис. 3) является вариант, при котором метаспороды не подвергаются переплавлению, а поступают либо через стадию регрессивного метаморфизма (при крайне замедленных темпах воздымания), либо минуя ее (в случаях быстрых тектонических перемещений) в приповерхностные условия господства гипергенных процессов.

В природе известен также ряд укороченных циклов осадочного процесса (III и II, см. рис. 3), когда неметаморфизованные или очень слабо метаморфизованные породы подвергаются регрессивному эпигенезу, смыкаемому затем с гипергенезом. Возможен также прерванный цикл (I, см. там же), при котором едва только подвергшиеся процессам диагенеза

осадки разрушаются, и их компоненты тут же вовлекаются в новую стадию седиментогенеза.

Границы перехода от стадии к стадии, как правило, нерезкие. Однако свойственные каждой из них процессы реализуются импульсивно, или *дискретно*, о чем в подробностях можно прочесть в книге [Япаскурт, 1999]; но это уже тема, выходящая за рамки нашего курса.

Часть II. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Глава 4. Компонентные составы и принципы классификации осадочных горных пород

Вводные замечания

Осадочные горные породы отличаются от всех прочих полигенетичностью своих составных частей – компонентов, то есть множественностью не всегда зависимых друг от друга способов их образования, разнообразием источников вещества. Сравним между собой, к примеру, пески, глины, соли, кремни, угли, известняки, бокситы и др. (их полный список оказался бы чрезвычайно длинным) и мы убедимся, что каждая из этих пород возникла в результате очень индивидуальных по своей природе процессов (механогенных, биогенных, хемогенных или всех их в совокупности); каждая разновидность принципиально отличается от других пород своими вещественными составами и структурно-текстурными признаками, а потому она нуждается в своих специфических методических приемах изучения (одинаковые методики, например, не приемлемы к изучению конгломератов, глин и углей).

Здесь в качестве произвольно выбранного примера мы перечисляем только представителей «чистой классификационной линии». Но надо помнить, что существуют еще во множестве смешанные образования типа мергелей (карбонатное вещество + глина) или фосфоритов (фосфатное вещество + глинистая, обломочная, карбонатная и иная примеси) и др. Кроме того, многие разновидности пород даже с малыми содержаниями чужеродных седиментогенных примесей формировались полистадийно (мы это видели в предыдущих разделах), вследствие чего они состоят из нескольких разновозрастных минеральных парагенетических ассоциаций. Пример тому – полимиктовый песчаник с хемогенными глинисто-кварцево-карбонатными цементами нескольких генераций (возникшими на стадиях диагенеза, катагенеза и регрессивного эпигенеза).

Уже из этих лаконичных примеров должно быть понятно, отчего

систематизировать и типизировать петрографическую информацию о осадочных образованиях не просто, по крайней мере гораздо труднее, чем типизировать породы магматогенные.

В первой половине XX века естественным «ключом» к ранжированию сведений о вещественных и генетических признаках осадочных пород представлялся сформулированный Л.В.Пустоваловым закон осадочной дифференциации. Данный принцип, как вскоре выяснилось, пригоден к использованию не везде и не всегда, потому что в зоне осадкообразования наряду с дифференциацией проявляется и противоположная ей тенденция – интеграция, в результате которой формируются упомянутые выше смешанные отложения. И хотя таковые встречаются в природе реже, чем осадки отдифференцированные, но даже среди последних не бывает представителей с абсолютно (100%-но) одинаковыми по своим размерам и составу минеральными либо органическими компонентами. Любой породный слой содержит некое, пусть даже совсем незначительное, количество примесей веществ, чужеродных по отношению к веществам породообразующим.

Вот почему к осадкам и осадочным породам не применимы принципы той ясной и логичной классификации на петрохимической основе, которая давно используется применительно к диагностике пород магматических. Для литолога данные о валовом химическом составе объекта исследования могут представлять только вспомогательный интерес.

Поясним это нижеследующим примером. Если мы зададимся целью диагностировать какую-либо глину на основе ее полного химического анализа, то мы будем вынуждены до производства этого анализа предварительно удалить из глины все имеющиеся там примеси мельчайших осколочков кристаллов кварца, полевых шпатов, различных аксессуарных минералов, а также удалить вероятные примеси аутигенных пиритов и др. сульфидов либо сульфатов, карбонатов, гидроксидов и избавиться от ОВ. Только после этого химический состав глинистой фракции будет корректно отражать ее минеральный состав. Однако последний тоже может оказаться смешанным: глины чаще всего бывают не монокомпонентными, но поликомпонентными. Из-за этого мы рискуем получить конечный результат, похожий на «усредненную температуру пациентов в больнице». К тому же, все вышеперечисленные аналитические операции, хотя и достижимы на современном техническом уровне, однако они слишком громоздки для массового породного классифицирования, которое

изначально должно быть легко доступным любому исследователю, желательно даже на уровне его макронаблюдений, дополняемых простейшими лабораторными уточнениями.

Из такой, казалось бы, пессимистической ситуации все же находится выход. Он сводится к извлечению из главных породообразующих компонентов вещественно-морфологической и генетической информации.

Генетические признаки породных компонентов

Составные части осадочных горных пород, или породные компоненты (ПК) бывают представлены тремя категориями: отдельными минералами, фрагментами минеральных агрегатов и фрагментами ОВ. Учет вещественных составов и морфологических особенностей ПК заложен в основу всех ныне существующих схем петрографических классификаций осадочных пород. Из них большинство именуется в соответствии с названием главного ПК, на долю которого приходится свыше 50% объема вещества породы (например, различия между песчаником известковым и известняком песчанистым условно определяются барьером соотношений между одним и другим компонентами в пропорции 51:49). Исключение из этого правила распространяется только на отдельные виды смешанных пород, у которых точная диагностика количественных соотношений между ПК нуждается в трудоемких анализах (к ним относятся: мергели, фосфориты, некоторые железистые, медистые и цеолитовые разности пород).

Исходя из признаков степени однородности состава ПК, осадочные породы подразделяются на категории: 1 – однородных, или *монокомпонентных* (в том числе *мономинеральных*); 2 – *олигомиктовых* – с явным преобладанием единого ПК над прочими примесями и 3 – *поликомпонентных* (*полимиктовых*) разностей. Граница первых с остальными обычно проводится по количеству единого ПК от 90% и выше, а вторых – от 60% (иногда 50%) до 90%.

При этом следует иметь в виду, что абсолютно монокомпонентных пород в природе, по-видимому, не бывает, так как практически у каждого однообразного по своему составу литотипа всегда находится (хотя бы в ничтожных количествах) примесь инородных веществ. Тем не менее, относительная «чистота» состава наблюдаемой породы сама по себе служит важным признаком, нуждающимся в генетическом объяснении. Монокомпонентность осадка – явное следствие завершенности процессов осадочной дифференциации вещества, на которую, как известно, влияют

вполне определенные климатические и ландшафтно-тектонические факторы. Так, например, мономинеральность (кварцевый состав) обломочных отложений обуславливается, в первую очередь, сочетанием гумидного тропического или субтропического климата с «вялыми» темпами конседиментационного тектонического режима в питающих провинциях седиментационного бассейна [Страхов, 1963; Крашенинников, 1971]. Именно в таких условиях нестойкие ПК активно разрушались в периоды мобилизации вещества и его транспортировки, и при диагенезе осадка. При этом сохранившиеся в осадке самые стойкие к химическим и физическим воздействиям ПК (в нашем примере – кварц), несмотря на кажущуюся их одинаковость, в действительности сохраняют на своем кристаллохимическом уровне типоморфные признаки различия в зависимости от составов тех исходных пород, из которых минералы были исторгнуты [Симанович, 1978].

ПК из поликомпонентных пород информативны в еще большей мере относительно составов субстрата питающей провинции, степени расчлененности ее палеорельефа и интенсивности темпов седиментации в палеобассейне.

Однако не только главные, но и количественно второстепенные ПК чрезвычайно важны для генетического анализа. Примеси, которые существенно отличны от породообразующих ПК, традиционно именуется *включениями* в породе. Включения принадлежат к числу особо ценных объектов для генетической интерпретации пород, будучи даже более информативными, чем породообразующие компоненты. В качестве очевидного подтверждения вышесказанному можно сослаться на общепризнанную роль биоморфных включений: скелетных остатков животных, фрагментов обугленной флоры и др. внутри пород самого разного состава. Не меньший интерес представляют также включения хемогенных минеральных агрегатов (в форме конкреционных стяжений либо рассеянных в породе тонкодисперсных примесей) и чужеродных обломков различных пород (например, глыб и галек в тиллитовых глинах).

Обратимся теперь к конкретным признакам генетической принадлежности ПК и к их типизации согласно схеме, которая, на наш взгляд, наиболее проста и удобна для практического использования. Принцип ее построения сводится к нижеследующему.

Прежде всего, каждый и любой ПК, вне зависимости от своего вещественного состава, может быть причислен только к одной из двух

«антагонистических» категорий: I – *аллотигенных* или II – *аутигенных* образований (соответственно, привнесенных извне или местных). В составе каждой из них выделяются более дробные таксоны согласно конкретным механизмам (способам) возникновения ПК. О каждом из таких способов свидетельствуют (иногда явно, а иногда и менее отчетливо) вещественно-морфологические признаки изучаемого ПК. Последние отчасти доступны визуальному наблюдению, но в большинстве своем раскрываются с помощью оптических, а иногда также и электронно-микроскопических наблюдений (рис. 13). Рассмотрим это подробнее.

1. **Аллотигенные ПК**, то есть возникшие до времени формирования содержащей их породы и привнесенные к месту ее рождения откуда-то извне, включают в свой состав нижеследующие 5 классов:

- 1.1 – терригенные;
- 2.2 – эдафогенные;
- 1.3 – вулканогенные;
- 1.4 – биогенные;
- 1.5 – космогенные

Из них представители 1.1. и 1.2 совместно именуется в литературе как *обломочные*, или *кластические* ПК; 1.3 – именуется иногда как *вулканогенно-обломочные*, или *вулканокластические* (*тирокластические*); а 1.4 – называют еще *органогенно-обломочными*, или *детритовыми* ПК. Представители 1.5 встречаются в породах чрезвычайно редко (в основном в составе глубоководных океанских глин, накапливающихся столь медленными темпами, что на относительное содержание в них примесей космогенных частиц приходится большее число долей %, нежели во всех остальных отложениях); они здесь не рассматриваются. Остальные классы ПК их признаки характеризуются ниже.

1.1 *Терригенные* компоненты (*terra* – лат., земля) представляют собою продукты гипергенного разрушения самых разных пород, привнесенные в седиментационный бассейн из соседней либо отдаленной эродированной суши (из так называемой «питающей провинции» бассейна). Эти ПК принадлежат к числу самых распространенных в природе. **Признаки:** прежде всего, автономность формы (рис. 14) каждого индивидуального ПК, без всякой зависимости от его соседей – полное отсутствие конформности (конечно же только для тех случаев, когда порода не претерпела сильного постседиментационного уплотнения, а также химического корродирования или регенерирования своих

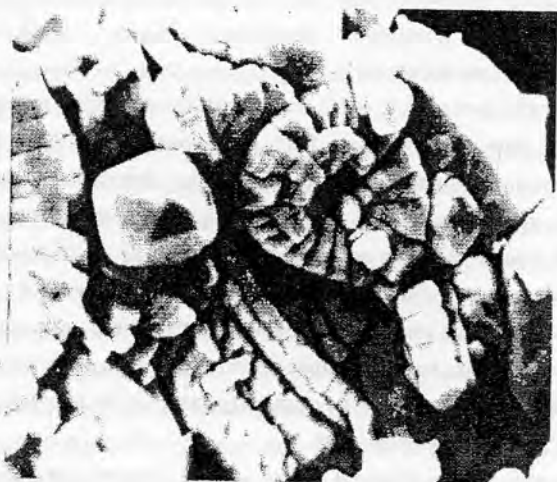


Рис. 13. Электронно-микроскопические снимки биоморфной структуры пчического меда с увеличениями порядка 15 000 раз. Отчетливо видны биоморфные компоненты (панцири кокколитофорид), а на нижнем снимке - также отдельные кристаллы аутигенного кальцита.

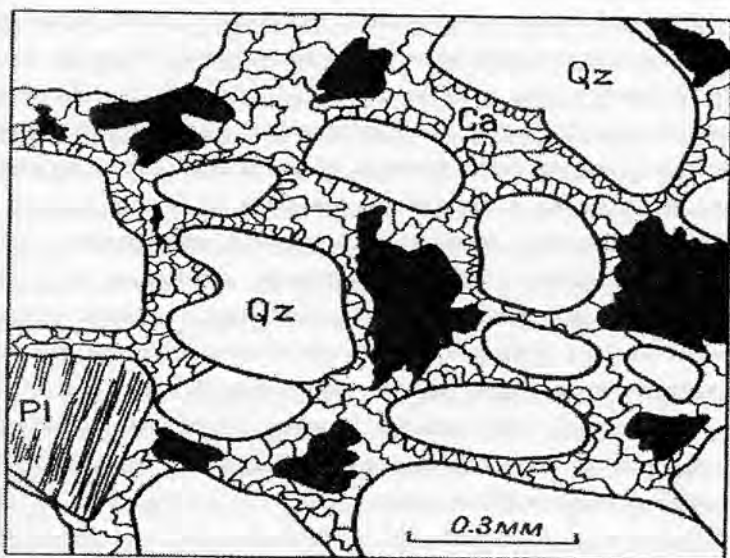


Рис. 14. Сочетание обломочных компонентов окатанной и полуокатанной формы - кварца (Qz) и плагиоклаза (Pl) с кристаллически-зернистым агрегатом цементирующего их аутигенного кальцита (Ca), в мелко-среднезернистом песчанике. Черным цветом отмечены не заполненные кальцитом поры. Зарисовка шлифа

компонентов).

Контурные ПК отчетливы. Они характеризуются разными степенями угловатости либо сферичности, изометричности либо удлиненности. В соответствии с ними литологи подразделяют такие ПК на виды: 1 – угловатых, или неокатанных, 2 – слабо окатанных, 3 – полуокатанных, 4 – окатанных и 5 – хорошо окатанных; а каждый из перечисленных видов бывает представлен либо относительно изометричными, либо удлиненными разновидностями [Рухин, 1969]. Генетический смысл данных признаков очевиден: это, прежде всего, показатели, важные для оценок дальности транспортировки, а также однородности либо многократности переотложения терригенного вещества. Состав упомянутых ПК может быть мономинеральным (кварц, различные силикаты) либо минерально-агрегатным (фрагменты магматических, метаморфических или осадочных пород с присущими им структурами). Относительно важности его оценок применительно к палеогеографическим и палеотектоническим

заклучениям говорилось выше.

1.2. *Эдафогенные* компоненты представляют собой продукты разрушения и переотложения осадков и пород дна водного бассейна – того самого, в котором они затем накопились. По способу формирования рассматриваемые ПК, так же как и предыдущие, относятся к категории механических (обломочных) накоплений, однако источники вещества у них принципиально разные. В данном случае разрушение донных отложений может быть вызвано процессами подводного выветривания, или *гальмиролиза* [Фролов, 1993], а перемещение остаточного вещества обуславливается либо воздействием сил гравитации на крутых склонах подводных уступов, либо работой придонных течений (в том числе и турбидитных потоков). Кроме того, к эдафогенным ПК может относиться также изначально терригенный материал шельфовых осадков, переотложенный впоследствии высокоплотными потоками в тальвегах глубоководных каньонов [Обстановки ..., 1990].

Признаки первой из вышеупомянутых разновидностей эдафогенных ПК: своеобразные их формы наподобие «пластилиновых слепков» или «мягких окатышей», свидетельствующие об отрыве от дна фрагментов не полностью затвердевшего ила. Это так называемые «*штраклясы*» глинистого, алеврито-глинистого или известкового состава. Сюда же можно причислить окатанные глобулы глауконитового состава (без остатков трещинок синерезиса) и фосфатных желваков.

1.3. *Вулканогенные* компоненты представляют собою частицы пепла (витрокласты, кристалло- или литокласты), лапилли, бомбы и др. продукты извержений, осуществлявшихся вне территории седиментации.

Признаки этих ПК очень важно сравнить с таковыми у терригенных ПК, с тем, чтобы уметь отличать обломки более древних вулканогенных пород, которые могли привноситься в бассейн из эродируемой суши (так называемый вулканомиктовый материал), от продуктов вулканизма, синхронного осадкообразованию. Задача эта не из простых, и, вопреки кажущейся ясности критериев, она решается не всегда однозначно. Так, например, хорошо известно, что одним из постоянных признаков пирокластических частиц служит угловатость их формы, отсутствие признаков окатанности. Применительно к частицам вулканического стекла (витрокластам) этот признак «работает» хорошо; благодаря характерной вогнутости граней, серповидности, клиновидности или каплевидности они опознаются даже там, где стекло замешено

вторичными продуктами (глинистым, кремневым, карбонатным или цеолитовым агрегатом). Однако, если иметь дело с кристаллами и литокластами, то по одной лишь их форме решить вопрос о принадлежности к синхронным продуктам извержения нельзя: ведь и терригенный материал из некоторых генетических типов отложений (пролювия, делювия и др.) может быть угловатым и совершенно неокатанным. Обязательность наличия «свежего» вулканического стекла в составе основной массы литокластов – тоже недостаточный признак, т.к. вулканическое стекло, как крайне нестойкий к термальному и водному воздействию продукт, на стадии катагенеза интенсивно «девитрифицируется».

Однако есть один надежный признак принадлежности кристаллов и литокластов к вулканогенному классу ПК: это однообразие их состава. Кратковременный импульс вулканизма поставляет практически одинаковые фрагменты застывшей лавы или кристаллокласты 2-3 минералов с совершенно одинаковыми типоморфными признаками. В случаях же терригенности, мы будем наблюдать гораздо более поликомпонентные смеси.

Выше перечислялись только самые очевидные признаки. Подробнее о данной проблеме см. в методическом учебном пособии В.Т.Фролова [1964].

1.4. Биогенные ПК представлены переотложенным скелетно-раковинным детритом или перемещенными в осадки водоема фрагментами наземной растительности (*аттритом*).

П р и з н а к и их опознаются, главным образом, по оскольчатой (не цельноскелетной) или по неправильной – «обрывчатой» (применительно к фрагментам флоры) форме контуров ПК.

II. Аутигенные КП, то есть образованные на месте их нахождения (*in situ*), объединяют 4 класса:

- II.1 – хемогенные;
- II.2 – вулканогенные;
- II.3 – биохемогенные;
- II.4 – биогенные

II.1. *Хемогенные* КП формируются химическими процессами множеством способов и на разных стадиях седименто- и литогенеза. Наиболее распространенными в природе механизмами их формирования служат: а – выпадение в осадок минеральных кристаллических агрегатов из

ионного раствора; б – то же, но в аморфной форме из коллоидного раствора; в – кристаллизация вещества в результате «старения» коллоидных осадков (гелей); г – продукты химического синтеза осажденных или растворенных веществ; д – продукты перекристаллизации веществ без фазовых переходов (кристаллобластез – см. рис. 9, з), е – продукты трансформаций кристаллических решеток у аллотигенных минералов (см. рис. 11, 12), осуществляемые путем ионных обменов с окружающей средой (тоже без фазовых изменений вещества); ж – продукты метасоматоза.

Во временном (стадиальном) аспекте вышеперечисленные образования могли быть: П.1.1 – сингенетическими (т.е. возникшими на стадии накопления осадка) и П.1.2 – эпигенетическими, в свою очередь подразделяемыми на: П.1.2.1 – диагенетические (ранне- и позднедиагенетические), П.1.2.2 – катагенетические (ранне-, средне- и позднекатагенетические), П.1.2.3 – метагенетические (или метаморфогенные), П.1.2.4 – регрессивно-эпигенетические, П.1.2.5 – гипергенные (включая гальмиролитические).

Признаки сингенетичности характеризуются, в отличие от кластических, взаимозависимостью форм у контактирующих минеральных частиц (см. рис. 13, нижний и 14). Такие частицы внутри породы выглядят как будто «припаянными» друг к другу, имея обычно неровные контуры границ сочленения. Это следствие одновременности их возникновения (путем кристаллизации из ионного раствора либо вследствие твердофазной перекристаллизации аморфного вещества), когда каждый из компонентов препятствовал развитию совершенной кристаллической формы у своих соседей и сам подвергался такому же их влиянию.

П.2-П.4. Биогенные и вулканогенные компоненты относятся к группе аутигенных в том случае, когда доказывается их безусловно местное зарождение.

Обращаясь к признакам компонентного состава пород, надо не упускать из вида вероятности разновозрастности их. В данном случае *сообщества компонентов, одновременно вошедшие в состав рассматриваемой породы* (то есть возникшие на одинаковой подстадии седименто- или литогенеза) образуют *единую парагенетическую ассоциацию*. Породе могут быть присущи одна или (чаще всего) несколько таких ассоциаций. Если установить относительно-возрастные соотношения между ними и обосновать способы их формирования, то можно оправданно

считать, что тем самым задача генетического анализа предрешена наполовину, потому что первичные (генетические) признаки надо извлекать только из безусловно *седиментогенных* ПК. Ошибочное отнесение прочих ПК к продуктам седиментогенной стадии неминуемо повлечет за собою ошибочные заключения относительно палеогеографических условий седиментации. Отсюда следует, что генетический анализ осадочных компонентов необходимо осуществлять в единстве со стадийным анализом. Сущность его сводится к выявлению с помощью визуальных, оптических и электронно-микроскопических наблюдений признаков последовательности (этапности) формирования, изменения или разрушения породных компонентов [Япаскурт, 1995; Махнач, 2000]. Задача эта ответственнейшая, ибо от ее решения зависит, как назвать породу, к какому ее классу и виду отнести и как оценить ее генезис (хотя последний устанавливается на ином уровне – генотипов и фаций (описанных в книгах [Крашенинников, 1971; Обстановки ..., 1990; Справочник, 1983; Тимофеев, 1969; Фролов, 1995]). А оценка компонентного состава породы – это первый шаг, который может повести либо по ложному, либо по верному пути.

Основы классификации осадочных пород

С первого взгляда может показаться парадоксальным тот факт, что литологами до сих пор еще не создана общепринятая схема типизации осадочных пород, которая была бы равнозначна типизации пород магматических по ее стройности, цельности и единству классификационного принципа. Такое состояние проблемы имеет свои субъективные причины, если принять во внимание чрезвычайную разнофакторность экзогенных процессов осадочного породообразования (см. выше). Именно поэтому классификации 20-60-х годов XX века Л.В.Пустовалова [1940], Л.Б.Рухина [1969], Ф.Дж.Петтиджона [1981] и других видных литологов оказались громоздкими, а наиболее компактная и популярная у геологов схема профессора М.С.Швецова [1958], в которой все осадочные породы сведены в группы: 1) обломочных, 2) глинистых и 3) химических и биохимических – в сущности эклектична, потому что в ней нарушен единый принцип обобщения (первая группа объединяется по структурному, вторая – по вещественному, а третья – по генетическому признакам).

Новейшие разработки схем классификаций осадочных пород сосредоточены сейчас в России. Им посвящены труды профессоров

Ю.П.Казанского и др. [Осадочные ..., 1987], Н.В.Логвиненко [1984], Н.И.Бойко, а также А.А.Байкова и В.И.Седлецкого [1997], В.Т.Фролова [1992-1995], В.Н.Шванова и др. [Систематика ..., 1998] и некоторых других ученых. Суть их подходов к данной проблеме примерно одинакова. Она состоит в том, что роль базисного классификационного признака отводится *вещественному составу*, вместе с которым непременно учитывается и особенность строения — *структура* породы (т.е. размеры, формы компонентов и их внутрипластовые соотношения). Формализованная по этим двум параметрам схема считается объективно-морфологической. Она же содержит в себе важный генетический смысл. Применительно к генезису осадочной породы структурный признак нередко оказывается даже более информативным показателем по сравнению с ее вещественным составом.

На данной основе Н.В.Логвиненко выделял 10 главнейших категорий осадочных пород: 1) обломочные, 2) глинистые (алюмосиликатные и силикатные), 3) глиноземистые (аллитные), 4) железистые, 5) марганцевые, 6) фосфатные, 7) кремнистые, 8) карбонатные, 9) соли, 10) каустобиолиты. Позднее В.Т.Фролов [1992] существенно детализировал и во многом видоизменил данную схему. В названиях всех ее таксонов, включая и обломочные, был использован приоритетный признак вещественного состава; при этом исключен из терминологии суффикс «-ист-», имеющий уменьшительное смысловое содержание (вместо «кремнистых», «глиноземистых» пород использованы слова: «кремнёвые», «алюминиевые»).

В самом общем виде вариант классификации В.Т.Фролова таков.

I. Оксидные образования

1. Аквалиты, или водные породы (лед)
2. Силициты, или кремневые породы
3. Манганолиты, или марганцевые породы
4. Ферритолиты (ферролиты), или железные породы
5. Аллиты, или алюминиевые породы (бокситы)

II. Солевые

6. Эвапориты или собственно соли
7. Карбонатолиты, или карбонатные породы
8. Фосфориты, или фосфатные породы

III. Органические

9. Каустобиолиты, или органические породы

IV. Силикатные

10. Глины, или глиняные породы

11. Кластолиты, или обломочные кварц-силикатные породы

Каждая из вышеперечисленных, выделенных по минерально-компонентному признаку групп подразделяется внутри себя еще на меньшие вещественные группы, а затем на подгруппы или классы согласно их структурным признакам. Так, например, карбонатолиты подразделяются вначале на известняки, доломиты, сидериты и др., а те, в свою очередь, – на образования с разнообразными биоморфными, детритовыми, сфероагрегатными, обломочными, кристаллически-зернистыми и др. структурами.

В данном здесь перечне не нашли своего места цеолитолиты (цеолитовые породы) и купролиты (медистые породы), однако, они принадлежат к редко встречаемым категориям преимущественно смешанных (многокомпонентных) образований.

В некоторых классификационных схемах [Рухин, 1969] смешанные образования выделялись в отдельную категорию. Но в вышеприведенной схеме В.Т.Фролова большинство смешаннокомпонентных отложений разделены по упоминавшемуся выше принципу ранжирования таксонов: 50% + 1% преобладающего ПК считается основанием для причисления породы конкретно к одной из 11-ти групп. На практике этого достичь удастся не всегда, о чем будет сказано ниже.

Объем нашего курса позволяет охватить не все, но только наиболее распространенные осадочные образования. Их мы с Вами станем рассматривать в последовательности, согласуемой с распространенностью в природе и со значимостью породы для интереса специалистов по экологической и инженерной геологии, гидрогеологии, геокриологии, а также геохимии и петрологии. При этом сведения о аквалитах опускаются в связи с наличием прекрасных учебников по геокриологии [Ершов, 2002]. Повествование начинают породы обломочные и глинистые, а прочие вместе с некоторыми вопросами теории седименто- и литогенеза будут рассматриваться ниже.

Глава 5. Главнейшие представители осадочных пород, их классификации, механизмы и условия формирования и постседиментационного изменения

1. Обломочные породы

Обломочными называют образования, сложенные более чем на 50% обломками минералов или минеральных агрегатов преимущественно кварцево-силикатного состава. На их долю приходится около 20% всех осадочных отложений. Они классифицируются по структуре, степени связности («окаменения») и составу обломочных компонентов.

По размеру компонентов выделяются: грубообломочные, или *псефитовые* породы (*psephos* – греч., галька) с размерами зерен свыше 2 мм; песчаные, или *псаммитовые* (*psammos* – греч., песок) с размерами от 2 до 0.05 мм; пылеватые, или *алевроитовые* (*alevros* – греч., пыль) – от 0.05 до 0.001 мм. Их нижний рубеж размерности весьма условен, о чем будет подробно сказано позднее, при рассмотрении глин.

В классе псефитов выделяют виды, различающиеся как размерами, так и формой обломков. Если обломки окатанные, то их называют: *валунами* (крупнее 20 см), *галькой* (20 см – 1 см), *гравием* (1 см – 2 мм). Если же обломки угловатые, их именуют, соответственно, *глыбами* (крупнее 20 см), *щебнем* (20 см – 1 см) и *дресвой* (1 см – 2 мм).

Указанные выше названия относятся к рыхлым осадкам. Если же в межзерновом пространстве химическим способом возникли какие-либо *аутигенные* («рожденные на месте») минералы – такие, например, как опал, халцедон, кварц, кальцит, глинистые или иные минералы, то их агрегаты называются *цементом*, а сами породы – *сцементированными*. Валунникам и галечникам отвечают сцементированные *конгломераты*, скопления глыб и щебня – *брекчии*; гравию – *гравелиты*; песку – *песчаники* и алевроиту – *алевролиты*.

В соответствии с составом обломков выделяют: *мономинеральные* породы, как правило состоящие из обломочных зерен кварца; *олигомиктовые* породы с преобладанием кварцевых частиц, составляющих от 60 до 90% объема обломочного материала, и *полимиктовые* породы, в которых содержатся обломки разного состава. Среди полимиктовых пород традиционно выделяются две контрастирующие по своему составу разновидности: *аркозы* – или продукты разрушения гранитоидов и кислых эффузивов (главные породообразующие компоненты – кислые плагиоклазы, калишпаты и кварц) и *граувакки*, насыщенные обломками

либо андезитов и базальтов (*вулканомиктовые*), либо осадочных и метаосадочных пород (*литокластовые*).

Обломочные породы могут быть продуктами механического выветривания – развалами щебня, глыб (*элювия*), осыпями на склонах (*колловий*), ветровыми (*эоловыми*) накоплениями в днах и барханах, а также отложениями временных водотоков (*пролювий*), речных русел и поймы (*аллювий*), дельт, озер, приморских пляжей, морских мелководных кос, глубоководных зерновых (песчаных), грязекаменных и др. высокоплотных потоков. Относительно природы двух последних образований до недавнего времени было мало что известно. Подводные исследования континентальных склонов и их подножий в котловинных морях и океанских окраинах выявили широкую распространенность и большие мощности таких накоплений. В древних разрезах их аналогами теперь считаются элементы так называемых *флишевых* комплексов отложений [Обстановки ..., 1990; Рейнек, Сингх, 1981]. Многие об условиях и механизмах седиментации, диагенеза, катагенеза и метагенеза обломочных отложений было сказано выше (см. главу 3). К этим разделам мы адресуем читателя, переходя к следующему классу пород.

2. Глинистые (глиняные) породы

Это самые распространенные (свыше 50%) из всех осадочных пород. Они состоят в основном из частичек слоистых силикатов – глинистых минералов: каолинита, различных смектитов (монтмориллонита, бейделлита, нонтронита, сапонита и др.), гидрослюд (именуемых в англоязычной литературе иллитами), различных хлоритов; реже ленточных силикатов (палыгорскита, сепиолита и др.). Размер глинистых частиц, как правило, близки к 0,001 мм и меньше. (Исключения известны для более крупных пластин преимущественно каолинита – с наиболее прочными связями ионов в его кристаллической решетке). Образованная ими структура именуется *пелитовой* (*pelos* – греч., глина).

Особо подчеркнем, что главным критерием принадлежности пород к классу глинистых служит не размерность, но состав компонентов. Технически можно измельчить любые минералы до пелитовой размерности, но при этом получится, по образному сравнению М.С.Швецова [1958] пудра – тонкий порошок, лишенный главного свойства глины: *пластичности* при размокании. Такое свойство придают породе агрегаты глинистых минералов с присущими только им особенностями структуры кристаллических каркасов.

Глинистые породы, подобно обломочным, подразделяются по вещественному составу на мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые, именуемые соответственно названиям преобладающих глинистых минералов. Но абсолютно мономинеральные породы представляют собою минералогическую редкость. В большинстве своем они содержат различные примеси. В качестве примесей могут присутствовать обломочные зерна кварца, полевых шпатов, слюды и др. минералов, а также ОВ и аутигенные минералы (карбонаты, цеолиты, фосфаты, сульфаты, сульфиды, оксиды и прочие). Эти примеси нередко влияют на окраску породы: оксиды железа обуславливают красные тона, ОВ – коричневато-бурые или черные. Некоторые глинистые минералы (например, железистая разновидность гидрослюды – глауконит и хлориты) имеют собственный зеленый цвет. В сочетании с примесями микрокристаллического золотисто-желтого аутигенного пирита они придают породам характерный синеватый оттенок окрасок, который типичен, например, для глины кембрийского возраста в Ленинградской области.

Глинистые минералы возникают преимущественно в процессе химического выветривания или (реже) гидротермальной переработки различных пород на суше и на дне морских водоемов, а затем в большинстве своем они переоткладываются водными потоками, льдом или ветром, формируя слои глинистых отложений. По степени их уплотнения выделяют: *глинистые илы* – водонасыщенные осадки с пористостью свыше 80-90%; *глины* – породы с пористостью около 80-40%, которые обладают наиболее отчетливо выраженным свойством пластичности; *уплотненные глины*, размокающие только через несколько часов после смачивания, и неразмокающие в воде *аргиллиты*, имеющие пористость от 5 до 2%.

Последние формируются из глин, погруженных на глубины не менее 2-4 км, где температуры приближаются к 80-120°C. Глинистые частицы при этом сближаются настолько тесно, что их удерживают в связанном состоянии межмолекулярные силы. Вместе с тем в вышеупомянутых термобарических условиях у уплотненных глинистых пород меняются вещественные составы значительной части компонентов исходного осадка. В их кристаллических решетках осуществляется замена отдельных катионов на иные, обладающие, как правило, меньшими ионными радиусами сравнительно с вытесненными частицами; а из межслоевых промежутков кристаллических решеток удаляются молекулы связанной

воды и ОВ. Такие минеральные преобразования, происходящие без фазовых переходов и с сохранением общей «архитектуры» кристаллического каркаса глинистой частицы именуются *трансформациями*, о которых было кратко рассказано выше, в главе 3 (см. разделы «диагенез» и «катагенез»).

Для того, чтобы лучше представить себе эти процессы формирования и изменения глинистых пород, обратимся на время к основам кристаллографии и минералогии слоистых силикатов. Вспомним об архитектуре кристаллических решеток глинистых минералов. Их основными «строительными микроблоками» служат: кремнекислородные тетраэдры и алюминиево-кислородно-гидроксильные либо магниевокислородно-гидроксильные октаэдры. Тетраэдры и октаэдры через общие анионы O^{2-} либо (ОН) выстраиваются в слои (см. рис. 12) либо в поясные ленты. Комбинации тетраэдрических и октаэдрических слоев образуют пакеты, различные по своему устройству для различных семейств глинистых минералов.

Проще всего устроены пакеты минералов семейства *каолинита*: они двухслойны. Каждый тетраэдрический слой через общие анионы O^{2-} структурно связан со слоем октаэдрическим. В центре каждого тетраэдра располагается катион Si^{4+} , а внутри каждых двух из трех октаэдров помещается Al^{3+} (каждый третий октаэдр остается незаселенным, отчего данная разновидность минералов именуется *диоктаэдрической*). Пакеты каолинита чередуются между собой таким образом, что группы (ОН) основания тетраэдрического слоя находятся напротив анионов O^{2-} вершин тетраэдров нижележащего пакета. Расстояния между ними очень небольшие – немногим больше 2\AA при общем параметре каолинитовой решетки – ее межслоевым расстоянием около 7\AA (напомним, что 1\AA – *ангстрем* равен 10^{-10} м, или 10^{-7} мм; ныне вместо упомянутой меры в физике используют *нанометры*, при $1\text{ нм} = 10^{-6}$ мм, однако таблицы для расчетов межплоскостных расстояний методами лабораторных рентгендифрактометрических анализов и градуировки приборов издавна опубликованы в ангстремах, и литологи-глинщики по традиции продолжают пользоваться данной единицей измерения). Так вот, на столь мизерных расстояниях между вышеупомянутыми пакетами их объединяют и прочно удерживают известные физикам силы ближнего действия – так называемые «водородные связи». По этой причине кристаллы каолинита бывают наиболее правильно ограниченными, и вырастают зачастую на

несколько порядков крупнее чешуек иных глинистых минералов.

Родственники каолинита — *диккит* и *накрит*, имеющие одинаковые с ним химические формулы, отличаются определенными разворотами пакетов друг относительно друга вокруг кристаллографической оси «с», подобно тому, как на иголку нанизывают картонные карточки, попеременно поворачивая их в разные стороны. Такое свойство изменений кристаллической решетки именуется *политипией*. То есть, диккит и накрит — это политипные модификации каолинита. Для их формирования требуется тепловая активизация ($t^{\circ} > 200^{\circ}\text{C}$ на стадии метазенеза либо при эндогенно-гидротермальном прогреве породы).

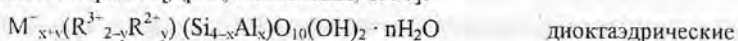
Имеется еще один «родственник» этих минералов — *галлуазит*, у которого межплоскостное расстояние больше 7Å , и туда помещаются молекулы H_2O . Этот минерал бывает развит в корях выветривания по пирокластическим осадкам кислого состава.

Гомологами каолининовых минералов являются минералы *группы серпентина*, отличающиеся тем, что у них в центре октаэдрических ячеек вместо алюминия поселились 2-валентные катионы Mg^{2+} или Fe^{2+} . Они занимают 3 ячейки из 3-х возможных, поэтому такая разновидность минералов относится к категории *триоктаэдрических*. Забегая несколько вперед, заметим, что диоктаэдрические каолиниты более всего развиты на континентальных, а триоктаэдрические серпентиниты — на океанических блоках земной коры.

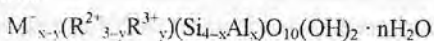
Следующая группа очень разнообразных и распространенных минералов — *смактиты*. Их пакеты, в отличие от предыдущих минералов, трехслойные. В центре каждого пакета расположен октаэдрический слой, а сверху и снизу — слои тетраэдрические (см. рис. 12). Из-за такой конструкции получается, что каждый пакет обращен к своему соседу одинаковыми с ними анионами O^{2-} . Вследствие этого связи между пакетами очень непрочные. Их способны раздвинуть молекулы воды и OH^- (совместно с так называемыми «обменными» катионами — Na^+ , Ca^{2+} и др.). Такие кристаллические решетки называются *лабильными*. Межплоскостные расстояния у них колеблются в пределах $10\text{--}17\text{Å}$. Именно таким строением кристаллических решеток обусловлено главное физическое свойство смактитовых глин: их сильная разбухаемость при смачивании. Разновидностей смактитовых минералов известно много по двум причинам. Во-первых, в зависимости от заселения октаэдров трех- либо двухвалентными катионами, смактиты бывают диоктаэдрическими

(преобладают в природе) и триоктаэдрическими. Во-вторых, в октаэдрах и иногда в тетраэдрах катионы замещают друг друга: $Al^{3+} - Fe^{3+}$, $Mg^{2+} - Fe^{2+}$ и наоборот; $Si^{4+} - Al^{3+}$ и др. Это свойство именуется *изоморфизмом*. Благодаря ему смектиты представлены многими изоморфными разновидностями: диоктаэдрическими – *монтмориллонитами* глинозёмистыми, глинозёмисто-железистыми и железисто-глинозёмистыми, а также целиком железистыми разновидностями, именуемыми *поитронитами*; а также триоктаэдрическими – разнообразными *сапонитами*.

Структурные формулы для этих смектитов могут быть представлены следующим образом [Дриц, Коссовская, 1990]:



смектиты



триоктаэдрические смектиты

Здесь буква M^{+} обозначает одновалентные катионы, символ R^{3+} – трехвалентные катионы, обычно представленные Al и Fe^{3+} , а R^{2+} – двухвалентные – Mg^{2+} и Fe^{2+} .

Все вышеперечисленные разновидности смектитов под микроскопом неотличимы друг от друга. Можно лишь констатировать, что среди глинистых минералов смектиты – единственные, обладающие очень низкими показателями преломления – ниже, чем у канадского бальзама либо ненамного выше. Интерференционные окраски их – желтые 1-го порядка, угасания прямые. Точную диагностику этих минералов могут обеспечить только рентгеноструктурные и микрозондовые анализы.

Гидрослюды диоктаэдрические (родственники мусковита, именуемые в англоязычной литературе *иллитами*) и *триоктаэдрические* (гомологи биотитов) распространены столь же широко, если не больше, чем смектиты. Они тоже имеют 3-слойные решетки, но их конструкции стабильны, с межплоскостными расстояниями в 10.1 \AA . Стабильность обеспечивается межслоевыми катионами K^{+} . Они располагаются напротив каждого 4-го или 3-го тетраэдра, в котором центральный катион Si^{4+} изоморфно замещен на Al^{3+} . Возникший при этом дефицит зарядов сбалансирован зарядами катионов калия.

В октаэдрических слоях гидрослюд, как и у смектитов, развит изоморфизм. В соответствии с ним выделяются разновидности *железистых смектитов*. При высоких содержаниях Fe^{3+} (до 27%) и Fe^{2+} (до 2-7%)

образуется широко распространенная в осадочных породах разновидность диоктаэдрической гидрослюда – *глауконит*. Родственный ему минерал, но с преобладанием над железом катионов Mg^{2+} , именуется *селадонитом*.

Избранные формулы упомянутых минералов таковы [Дриц, Коссовская, 1991]:

$KAl_2[Si_3Al_1]O_{10}(OH)_2$	– слюда мусковит
$K_{0.7}(Al_{1.5}Fe^{3+}_{0.2}Mg_{0.3})[Si_{3.6}Al_{0.4}]O_{10}(OH)_2$	– один из иллитов
$K_{0.8}(Al_{0.5}Fe^{3+}_{1.0}Fe^{2+}_{0.1}Mg_{0.5})[Si_{3.6}Al_{0.3}]O_{10}(OH)_2$	– глауконит
$K_{0.9}(Al_{0.3}Fe^{3+}_{0.8}Fe^{2+}_{0.2}Mg_{0.7})[Si_4O_{10}]O_{10}(OH)_2$	– селадонит

Слюдам свойственна политипия. Седиментогенные иллиты, у которых пакеты ориентированы параллельно один под другим, относятся к политипной модификации 1M_d (моноклинные диоктаэдрические). Тепловая активизация при глубинном катагенезе и метагенезе приводит к вращению пакетов вокруг оси «с» друг относительно друга на $\pm 120^\circ$ – политипная модификация 2M₁ или на $\pm 60^\circ$ – 2M₂. Одновременно с этими процессами продолжается замещение Si^{4+} на Al^{3+} в тетрадрах и увеличивается содержание К вплоть до формирования слюды-мусковита, которая всегда принадлежит к модификации 2M₁ либо 2M₂. Переходная разность между мусковитом и иллитом именуется *серицит* (тоже 2M₁).

В минералогических справочниках написано о том, что трансформации иллит–серицит–мусковит сопровождаются повышением яркости интерференционных окрасок: от светло-желтых, через оранжевые до красных и сине-зеленых. Однако в микрозернистых агрегатах глинистых частиц, которые мельче толщины шлифа (а потому эффект интерференции здесь занижен) установить точно вышеупомянутые переходы не представляется возможным. Здесь, как и для диагностики смектитов, необходимы прецизионные лабораторные методики. Однако отличить слюды от смектитов легко по весьма высоким показателям преломления у первых из них (выше, чем у кварца).

Добавим к вышесказанному, что довольно легко диагностируются *глаукониты* благодаря их ярко-зеленому цвету, затмеваящему цвета интерференции (почти одинаково зеленым агрегат выглядит при выключенном анализаторе и при скрещении николей), а также благодаря эффектам агрегатной поляризации, при которых комочек аутигенного глауконита, состоящий из многих тысяч сросшихся между собой и разно ориентированных минеральных частичек, в скрещенных николях не обладает эффектом «угасания» при полном обороте предметного столика

микроскопа. Вместе с тем *селадонит* от глауконита оптически не отличим.

Седиментогенные *хлориты*, так же как и глаукониты, обладают зелеными (обычно менее яркими) окрасками, но при скрещении николей хлориты становятся совсем малозаметными из-за крайне низких (темно-серых) интерференционных цветов. Показатели преломления их высокие, угасания прямые. Строения кристаллических решеток наиболее сложные – многослойные. То есть трехслойные пакеты у хлоритов расклиниваются вместо калиевых катионов (свойственных слодам) целым слоем октаэдров с двух- или трехвалентными катионами (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+}) в центральных позициях. В соответствии с этим разнообразие минеральных видов хлоритов едва ли не максимальное сравнительно с остальными минералами глин. Выделяются диоктаэдрические, триоктаэдрические и смешанные ди-, триоктаэдрические их разновидности; а по составу катионов – существенно железистые, магниезиальные и переходные между ними хлориты.

Между смектитами и гидрослюдами, а также смектитами и хлоритами существует множество переходных разновидностей, именуемых *смешанослойными минералами*. В кристалле смешанослойного минерала чередуются пакеты смектитовые (лабильные) с пакетами иллитовыми либо хлоритовыми (стабильными). В тех случаях, когда лабильных и стабильных пакетов содержится равное количество (50% на 50%), минералы получили индивидуальные названия: слода–смектиты именуются *ректоритами*, а хлорит–смектиты именуются *корренситами*. Через фазы ректоритов и корренситов проходят смектиты на стадиях катагенеза, по мере своего трансформирования в слюды либо в хлориты неразмозающих аргиллитов (см. в главе 3).

Завершая минералогический обзор, несколько слов надо сказать и о реже встречаемых минералах *сепиолит-пальгорскитовой* группы (в составе вещества некоторых океанических и морских глин – см. ниже). В структуре кристаллической решетки этих минералов тетраэдры и октаэдры структурированы не послойно, а ленточно, следствием чего является игольчатый и волосовидный облик этих минералов в электронно-микроскопических препаратах.

Исходное глинистое вещество осадка (не трансформированное глубинным катагенезом) принадлежит к числу ценных индикаторов палеогеографических и палеоклиматических обстановок седиментации. Это обусловлено тем, что глинистые минералы в зоне осадкообразования очень чутко реагируют на изменения pH и Eh окружающей среды. Так, например,

в зоне гипергенеза кислая среда способствует выносу из породного субстрата в первую очередь легкоподвижных щелочей и щелочноземельных элементов, а малоподвижный Al_2O_3 соединяется с SiO_2 в каолинит либо родственный ему галлуазит. В их кристаллических решетках количества Al и Si приблизительно равны; иные примеси, кроме гидроксильной, не типичны. Формула минералогически чистого каолинита — $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$, или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, что отвечает содержаниям: $\text{SiO}_2 = 46.54\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 39.50\%$, $\text{H}_2\text{O} = 13.96\%$. Каолиновая кора выветривания свойственна жаркому гумидному (т.е. очень влажному) климату, при котором буйно развивается растительность, а листопады и гибнущие растения насыщают почву гумусом, что резко снижает pH вследствие образования там различных органических кислот (гуминовых, фульвокислот и др.). Подробнее к этому вопросу мы вернемся ниже в разделе о латеритных корах выветривания.

Кислотная среда развивается в условиях не обязательно жаркого, но умеренного и холодного влажного климата в почве торфяников и на дне зарастающих тростниками и заиляющихся озер — по той же самой причине их перенасыщенности гуминовыми соединениями, как и в вышеупомянутых корах выветривания. В результате всего этого угольные пласты (возникшие в процессе катагенеза торфяных осадков) всегда подстилаются каолинизированными породами; а нередко они сочетаются с кондиционными каолиновыми глинами — ценным сырьем для производства фарфора и огнеупорным материалом.

Смектиты, будучи антагонистами каолинитов, генерируются в щелочных обстановках. Таковые наблюдаются при аридном климате в зонах гипергенеза, в соленых озерах и лагунах, а также на дне всех морей и океанов, где смектиты распространены особенно широко.

Из сказанного не следует считать, что каолинит отсутствует в морских осадках. Он туда привносится ветром и речными водами, размывающими почвы и коры выветривания суши. Однако этот минерал «чувствует себя» в щелочной среде неуютно, о чем свидетельствует его облик на электронно-микроскопических снимках. В наземных корах или почвах угольных пластов аккуратные шестигранные пластинки каолинита сростаются в относительно крупные агрегаты в виде «столбиков монет» или червеобразных «гармошек», и имеют размеры, зачастую намного превышающие границы пелятовой фракции (в отдельных случаях до 0.1 мм и более). А в морских осадках каолининовая примесь состоит из

деформированных пластин с расщепленными и рванными краями; хорошо ограненные кристаллы встречаются только внутри норок червей-илюсов, где обилие ОВ создавало «точечные» очаги понижения рН на фоне общей щелочной среды.

В целом можно утверждать, что каолинит (и его политипные разновидности – галлуазит, дикиит и накрит) представляют собой минерал (минералы) континентальных блоков земной коры, а в окраинно-морских и океанских осадках он всего лишь аксессуарий. Зато там господствуют очень разнообразные смектиты. Их гелезис тоже различен. Во-первых, здесь присутствует много переотложенных (из кор выветривания, из более древних эродируемых осадочных толщ или из солеродных бассейнов и др.) частиц глиноземистых монтмориллонитов, которые сравнительно с прочими глинистыми минералами обладают наилучшей плавучестью, и потому далеко разносятся морскими течениями, а потом посредством организмов-фильтраторов (см. главу 3) осаждаются в виде агрегатных комочков на дно бассейна в достаточно глубоководных, гидродинамически застойных условиях.

Другая разновидность в основном мелководно-морских и лагунных смектитов формируется хемогенным способом за счет осевшего на дне вулканического пепла, в процессе так называемого выветривания – *гальмиролиза* [Фролов, 1992; 1995]. Эту стадию многие литологи относят к раннему диагенезу. Но В.Т.Фролов противопоставляет диагенезу гальмиролиз, осуществляемый при непосредственном контакте осадка с морской водой в обстановках крайне замедленных темпов осадконакопления (так называемых седиментационных пауз, когда за длительное время, иногда на протяжении сотен лет, осадок не перекрывается новыми слоями). И тогда минеральные и органические вещества морского дна реагируют с окружающей их водой и растворенными в ней кислородом и др. газами наподобие процессов субаэрального химического выветривания: происходят окисление, гидролиз, коагуляция коллоидных систем, формирование затвердевших поверхностных карбонатных корок (так называемого «твердого дна», именуемого в англоязычной литературе «hard ground») и т.п. Вот в таких обстановках стекловидные пепловые частицы трансформируются в глинозёмистый либо глинозёмисто-железистый монтмориллонит. Трансформация доказывается наблюдаемыми под микроскопом так называемыми реликтивными витрокластическими структурами (vitos –

стекло, *klastos* – обломок). В предыдущем разделе писалось о своеобразии форм витроклатических агрегатов: это рогульчатые, оскольчатые с вогнутыми краями частицы, оптически изотропные. Они прорастают чешуями монтмориллонита (желто-оранжевые цвета интерференции, прямое угасание, бесцветные с отрицательным рельефом – показатель преломления, также как и у стекла, ниже показателя канадского бальзама). Монтмориллонит стремится полностью заместить витрокласты, от которых в конечном счете сохраняются едва заметные контуры. Возникает (по завершении диагенеза) весьма пластичная монтмориллонитовая глина, именуемая «киловой», либо «бетонитом», «гумбрином» (по названию месторождения Гумбрия в Грузии), либо «аскангелем» (по названию Асканского заповедника), «кефекалитом» (от средневекового наименования г.Феодосия – Кафа). Это местные названия ценного полезного ископаемого, ибо именно такая разновидность смектитов обладает повышенными сорбционными свойствами, и может быть используется для различных фильтров (в виноделии и других видах пищевой промышленности), для отбеливания шерсти, для производства мыла и др. хозяйственных нужд. Но вести строительные работы на грунтах из таких глин затруднительно, ибо сухие килевые глины интенсивно поглощают воду и при этом существенно разбухают.

Еще существуют разновидности глубоководных железистых смектитов (в том числе *нонтронита*), которые формируются на океанском дне при застывании там излившейся базальтовой лавы или частиц базальтовой пирокластики, быстро охлаждаемых на контакте с океанской водой и покрывающихся корками аморфного вещества – *палагонита*, частично преобразуемого затем в смектиты в парагенезе с микрокристаллическим *цеолитом* (в основном *филлитситом*).

На максимальных глубинах океана (5-6 км и более) широко развиты илы кирпично-красного цвета цеолит-смектитового состава – так называемая *красная глубоководная глина*. Некоторые исследователи [Дриц, Коссовская, 1990] считают эти осадки продуктами гальмиролитической переработки подводной пирокластики. Их красноцветность обусловлена окислительной обстановкой на океанском дне: в поверхностных водах много кислорода поглощается фитопланктоном и зоопланктоном, и с глубиной содержание этого газа сильно убывает, но ближе ко дну его количество снова увеличивается (почти до приповерхностного) вследствие вековой циркуляции океанской воды. Возле полюсов при таянии льда более

плотные воды (+4°C) погружаются и медленно движутся вдоль дна, пополняя там запасы растворенного O₂. Этот газ окисляет соединения железа, марганца и примеси ОВ, обуславливая побурение илов.

В вышеперечисленных осадочных отложениях господствуют диоктаэдрические разности смектитов. Триоктаэдрические смектиты до недавнего времени к породообразующим не относились, но недавние сведения заставили пересмотреть это мнение. Оказалось, они широко развиты в продуктах разгрузки на дне горячих гидротерм в рифтогенных оксанических структурах. Кроме того, получены сведения, что триоктаэдрические магнезиальные смектиты характерны для осадков высокоминерализованных эвапоритовых комплексов – таких, как озера содового типа западных штатов США и Восточной Африки [Дриц, Коссовская, 1990]. Таким образом эти минералы полигеничны.

Гидрослюды тоже полигеничны, но менее чувствительны к колебаниям рН окружающей среды. Эти минералы развиты в континентальных корах выветривания и осадках морей и океанов, где они зачастую находятся в сочетании с хлоритами. Своеобразие парагенетической ассоциации железистая гидрослюда + магнезиальный хлорит свойственно высокощелочной среде солеродных озерно-лагунных бассейнов аридных климатических зон. Там гидрослюды характеризуются особо повышенной железистостью, а хлориты – магнезиальностью. Во всех прочих обстановках и, прежде всего, в осадках лагун и морского мелководья при гумидном климате хлориты в основном железистые (включая наиболее насыщенные Fe³⁺ лептохлориты). Однако в процессе интенсивного постседиментационного изменения осадков и пород в кристаллических решетках этих минералов происходит вытеснение железа магнием (с меньшими размерами ионных радиусов), так что в метаспорадах все трансформированные хлориты становятся магнезиальными.

Возвращаясь к гидрослюдам, особо привлечем внимание к одной их разновидности, имеющей строго детерминированный генезис – *глауконитам*. Эти минералы формируются *только в морских илах*, на стадиях гальмиролиза (см. выше) в щелочной и слабо окислительной средах – при обилии животного и бактериального ОВ, на глубинах от 50 до 200 м (неритовая область внешнего шельфа). Они затем перемещаются течениями в разные места, в том числе и на большие глубины – до 1200-1500 м.

Механизму возникновения глауконитов посвящено множество

исследований, но до сих пор окончательные точки над *i* еще не расставлены, хотя многое стало очевидным. Очевидны, в частности, разные способы формирования этого минерала. Один из них, наблюдаемый непосредственно в петрографических шлифах, состоит в трансформационном замещении глауконитом терригенных биотитов и др. триоктаэдрических слюд. Постепенная их глауконитизация бывает заметна очень явно. Известны еще случаи метасоматического замещения глауконитом мелких (мельче 0.05 мм) обломков кристаллических зерен различных силикатов – роговых обманок, плагиоклазов и др., а также пепловых частиц вулканического стекла.

Другой механизм глауконитизации – это синтез из иловых растворов SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ и др. О наличии такого синтеза свидетельствуют микроструктуры комочков (глобуль) этого минерала, размеры которых в поперечнике достигают иногда 0.1-0.25 мм; на их поверхностях сохраняются характерные *трещинки синерезиса*, которые описаны химиками при лабораторных экспериментах – результаты обезвоживания гелевых сгустков, которые затем раскристаллизуются и, сокращаясь в объеме, покрываются трещинками, по облику своему подобными таковым на поверхности комочков запеченного хлебного теста. Такие разновидности глауконитовых агрегатов заполняют в глинисто-карбонатных отложениях норки зарывающихся животных, а также выполняют полости раковин погибших аммонитов и др. моллюсков, и полости раковин донных фораминифер. Недавние исследования зарубежных и отечественных литологов привели их к выводам о том, что в низкотемпературных обстановках химический синтез глауконитовых включений обеспечивают интенсивные бактериальные процессы при наличии в осадке больших количеств разлагаемых этими бактериями ОВ [Бактериальная палеонтология, 2002].

Новообразованный глауконит из зон гальмиролиза разносится донными течениями (вероятно, по этой причине горизонты с повышенными содержаниями глауконитов тяготеют к участкам стратиграфических перерывов и трансгрессивных слоев в геологических разрезах древних морских отложений). В результате механической дифференциации могут возникнуть пласты, нацело сложенные из глауконитовых глобуль. Наглядным примером служат слои пакерортского горизонта ордовика Прибалтики, где скопления глауконитов находятся в тесном парагенетическом единстве с отложениями фосфатного раковинного

детрита брахиопод рода *Obolus* (так называемых «оболовых фосфоритов»). Такие глауконитовые породы по своим структурным признакам гомологичны мелкозернистым или тонкозернистым песчаникам (под микроскопом видны плотно упакованные овальные глобулы мелко- или тонкопсаммитовой фракций), однако по своему вещественному составу это глины с небольшой примесью кварцевых песчаных обломков и осколков фосфатных створок раковин. Учитывая своеобразный облик таких пород, применительно к ним используется термин: *глауконититы*. Надо помнить, что это не песчаники, а глины с агрегатно-псаммитовыми макроструктурами. Однако в тех случаях, когда содержание кварцевых и полевошпатовых зерен в этих слоях превысит уровень 50%, к ним следует применять термин: *глауконито-кварцевые* или *глауконито-полевошпато-кварцевые песчаники* (олигомиктовые – см. выше).

Глауконититы являются ценными индикаторами палеогеографических обстановок. Они же служат и ценными полезными ископаемыми: агросырьем (источники калиевых почвенных удобрений, которые имеют большое преимущество перед калийными солями, потому что не содержат в себе их хлора и не заражают им ландшафт), химическим сырьем для изготовления зеленых красок и малокондиционной железной рудой.

Внешне похожий на глаукониты *селадонит* (железисто-магнезиальный слоистый силикат) относится тоже к индикаторам морских обстановок. Однако генезис его несколько иной: этот минерал возникает в процессе подводно-гальмиролитического преобразования излившихся на дно базальтоидов.

Несколько слов добавим о своеобразных игольчато-волосовидных обособлениях минералов сепиолит-пальгорскитовой группы (ленточно-слоистые силикаты). Долгое время считалось, что они служат индикаторами аридного седиментогенеза, будучи развиты в корках выветривания по ультраосновным магматическим породам, а также в почвах и в кальцитовых корках «высаливания» мелководных пересыхающих озер. Однако в конце XX века исследования О.С. Ломовой и др. литологов Геологического института АН СССР под руководством зав. лаборатории геоминералогии А.Г. Коссовской – расширили представления о генетических типах минералов рассматриваемой группы. Было доказано, что обязательным условием их формирования является щелочная среда и активность Si-Mg растворов при участии (в случае пальгорскитов)

алюминия. Такая среда возникает не только в зависимости от характера водных растворов озер, почв и кор выветривания площадей с аридным климатом. Похожая среда обуславливается составом щелочно-основной гиалокластики осадков, преобразующихся диагенетически в бассейнах окраинно-морского и океанского типа. Вышеупомянутыми литологами были описаны минералы сепиолит-пальгорскитовой группы в составе мощной толщи палеоэоцен-эоценовых красных глубоководных глин Западной Атлантики. Там эти минералы замещали примеси богатых магнием базальтовых гиалокластических частиц, а под электронным микроскопом было замечено, в частности, что новообразования пальгорскита как бы «разъедали» ранее образованные минералы, в том числе цеолит-клиноптилолит. Отсюда сделан вывод о том, что в данных обстановках климатическая среда никак не сказывалась на минералогенезе, а необходимая для пальгорскитов щелочная среда создавалась при диагенезе и начальном катагенезе за счет переработки вышеупомянутой гиалокластики и возможного подтока эндогенных гидротермальных растворов.

Заключая данный раздел, еще раз заметим о множественности способов и условий образования большинства однотипных глинистых минералов. Некоторые из них (глаукониты, селадониты) имеют сравнительно узкие генетические «рамки»; другие полигенетичны. Они чутко реагируют на особенности условий их формирования и постседиментационного преобразования особенностями строения своих кристаллических решеток и изменениями вещественных составов благодаря их податливости к изоморфизму и политипии. Индикаторные признаки глинистых (и иных) минеральных компонентов изучаются в специализированном курсе «Геоминералогия» (автор А.Г.Коссовская, продолжатель О.В.Япаскурт) по программе для студентов 5-го курса и магистрантов 1-го года обучения кафедры литологии и морской геологии МГУ (специальность «геология», специализации «литология» и «геология морей и океанов»). Интересующийся читатель адресуется к этому предмету.

К вышесказанному можно добавить то, о чем следует всегда помнить будущему исследователю: ненадежно любое генетическое заключение, если оно основано только на признаках единственного минерала (или единственной породы) вследствие широко распространенной в природе конвергентности структурно-вещественных признаков геологических

образований (то есть, из-за внешнего подобия облика объектов с неодинаковой генетической природой). Гораздо более уверенную генетическую информацию может представить нам анализ парагенетических сообществ многокомпонентных пород, например, глинистых совместно с обломочными (очень подробно см. в трудах В.Д.Шутова [1975]). Приведем самые простые примеры таких сочетаний.

Среди мезозойских отложений чехла Восточно-Европейской платформы распространен парагенез каолиновых глин с мономинеральными кварцевыми песчаниками. Это так называемые «минералогически зрелые» отложения. Н.М.Страхов, Ю.П.Казаринов, Г.Ф.Крашенинников [1971] и другие литологи подчеркивали, что подобное этому минералогическое созревание порождено интенсивнейшим химическим (биохимическим) выветриванием суши в условиях жаркого гумидного климата и переотложением продуктов выветривания в обстановках пассивного тектонического режима, способствующего наиболее полной механической дифференциации трансформируемых веществ. В иных случаях слабой активизации тектонических движений пенеупленизированный рельеф становится более расчлененным (мелкосопчатым), и тогда дифференциация может быть не столь совершенной, вследствие чего терригенные и глинистые осадки становятся олигомиктовыми.

Если же в бассейне седиментации (СБ) происходят горообразовательные тектонические процессы, то даже в самых благоприятных к тому климатических условиях сколько-нибудь мощные коры выветривания сформироваться не успевают, и из питающей провинции в СБ транспортируется едва затронутый гипергенными процессами обломочный материал. И, в конечном счете, накапливаются полимиктовые обломочные осадки (аркозы либо граувакки – в зависимости от состава пород денудированного субстрата) совместно с полимиктовым глинистым веществом (гидрослюдисто-хлоритовым, смектито-гидрослюдисто-хлоритовым и др.). А в случаях активизации вулканических процессов или при разрушении вулканогенных толщ в обстановке интенсивных тектонических процессов формируются туфы либо вулканомиктовые гравийно-песчано-алевритовые осадки в парагенезе со смектитовым или хлорито-смектитовым глинистым веществом.

Завершая этот раздел, уместно упомянуть о важнейшей роли глинистых пород как генераторов, а также экранов (пластичные глины)

либо как коллекторов (трещиноватые аргиллиты) нефтяных и газовых залежей – см. работы Н.Б.Вассоевича [1986 и др.], [Справочник ..., 1983] и др. Отсюда становится понятно, почему именно глинистые отложения продолжают привлекать к себе первоочередное внимание исследователей самого различного профиля. К тому же следует заметить, что глинистое вещество в большем или меньшем количестве, как правило, присутствует почти во всех видах осадочных пород, а при большом его содержании (25-50%) литологами выделяются разновидности смешанных образований: глинисто-алевритовых, глинисто-песчаных, глинисто-карбонатных и др. Последние настолько широко распространены в природе, что получили наименование: *мергели*. О них будет рассказано в следующей главе.

3. Карбонатные породы

Карбонатные породы, сложенные кальцитом либо арагонитом (CaCO_3), доломитом ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), сидеритом (FeCO_3), магнезитом (MgCO_3), родохрозитом (MnCO_3) занимают по распространенности (около 18%) третье место после глинистых и обломочных пород. Кальцитовые и более редкие арагонитовые разновидности карбонатных пород именуются *известняками*. Остальные породы имеют названия, соответствующие преобладающему минералу: *доломиты*, *сидериты*, *магнезиты*, *родохрозиты*.

3.1. Известняки пользуются наибольшим распространением и видовым разнообразием. Основой их классификации служат компонентные составы и структурные особенности, в которых находят свое отражение конкретные способы седиментации и постседиментационных изменений известковых отложений. Морфология их компонент несет в себе ценную генетическую информацию. Рассмотрим это на конкретных примерах.

3.1.1. Породообразующие компоненты известняков весьма разнообразны. Большую группу их представляют несомненно биогенные разновидности, которые можно разделить на 2 основные категории: 1 – цельные скелетные образования, относимые к группе аутигенных компонентов (см. главу 4) – это остатки колониальных кораллов, мшанок, мшанково-водорослевых накоплений и др., а также цельных раковин брахиопод, двустворок, остракод, фораминифер, кокколитофорид и др. организмов, когда-то обитавших и захороненных *in situ*; и 2 – обломки скелетов, привнесенных извне, т. е. компоненты аллотигенные (см. там же). Последние именуют *детритом* – русифицированным термином «детритус», который переводится с греческого языка как «перетертый».

Детрит различается по составу исходных организмов (раковинный, мшанковый, криноидный и др.) и по размерности обломков: грубый – крупнее 2 мм, крупный – от 2 до 0,5 мм, средний – от 0,5 до 0,25 мм, мелкий – от 0,25 до 0,05 мм и тонкий – мельче 0,05 мм, называемый иногда «шламовый» (по аналогии с механогенным тонкорастертым шламом в буровых растворах, закачиваемых в скважину и выносящих из ее забоя мельчайшие частички разрушенной породы).

Другая группа компонентов представляет собой округлые и эллипсообразные, так называемые «сфероагрегатные» образования. Они имеют различные микроструктуры и способы формирования - хемогенные и биогенные (включая сюда и водорослево-бактериальные). Главнейшие их представители – оолиты, пизолиты, пеллеты, копролиты и онколиты.

Оолиты (рис. 15) – это сферические зерна диаметром менее 2 мм (с булавочную головку), обладающие характерным концентрически-зонарным строением вокруг какого-нибудь мелкого «зародышевого» фрагмента (осколка раковины, мшанки либо алевритового зернышка кварца, кальцита или иного минерала). В поперечном срезе они напоминают годовые древесные кольца с центральной сердцевинкой. Сходство вполне естественное, потому что оолиты, наподобие древесных колец, формируются сезонно – в результате нарастания микрокристаллического карбонатного вещества на различные обломочные зерна (обстановки их генерации см. ниже, в разделе 3.1.3). Некоторые оолиты, претерпевшие постседиментационную перекристаллизацию, приобретают радиально-лучистое строение вследствие того, что соседствующие многочисленные кристаллики кальцита теснят друг друга на поверхностях сферы и удлиняются только в радиальных направлениях. Сильно перекристаллизованные оолиты именуют *сферолитами*. А особо крупные их разновидности (диаметром более 2мм – с горошину) получили название *пизолитов*. Все они представляют собой преимущественно хемогенные либо бактериально-хемогенные образования.

Внешне похожие на оолиты продукты жизнедеятельности цианобактерий называются *онколитами*, механизм формирования которых описан также в 3.1.2. Морфологически онколиты отличны сильно извилистой и петлеобразной формой своих известковых налетов вокруг обломочной «затравки» и наличием заметных примесей тонкодисперсного непрозрачного органического вещества (ОВ).

Другие округлые образования, соразмерные с оолитами и онколитами, но имеющие совсем иное внутреннее строение и происхождение, именуются *пеллетами*. Они, в противоположность оолитам, не обладают внутренней структурой, образованы хаотичной смесью микрозернистых карбонатных частиц с некоторой примесью тонкоалевритового, глинистого вещества и (или) ОВ, благодаря чему в петрографическом шлифе эти комочки отчетливо выделяются своими относительно темными, буровато-серыми окрасками с очень слабо выраженной агрегатной поляризацией. Предполагается, что пеллеты образованы в результате либо деятельности илоядных организмов на дне водоема, либо вследствие выделения там газовых пузырьков, либо в результате «почкования» водорослей. Во всяком случае, биогенная их природа сомнений не вызывает. В этой группе присутствуют и фекальные комочки моллюсков, раков и др. донных обитателей морей и лагун, именуемые *копролитами* (от греческого слова «копрос» - помет). Морфологические их признаки трудно отличимы от признаков пеллет. Поэтому бесструктурные комковатые образования (имеющие в составе известковых пород очень широкое распространение) при общем их описании рекомендуется именовать нейтральным термином «педоидь», причисляя их к категории биогенно-аутигенных либо эдафогенных (переотложенных течениями) компонентов.

К той же категории принадлежат так называемые *интракласты* и *литокласты*. Это обломки полужатвердевшего ила либо полностью сцементированных карбонатных и глинисто-карбонатных пород, обладающие своими индивидуальными структурно-текстурными признаками. Способ их накопления – механогенный. Источники – либо местные (применительно к интракластам), либо разрушаемые более древние породы (литокласты).

Наконец, последняя категория компонент – это кристаллически-зернистые агрегаты кальцита, сформированные хемогенными способами – путем кристаллизации из растворов либо вследствие вторичной перекристаллизации карбонатного осадка (см. в разделе 3.1.2). По своим структурным признакам эти образования подразделяются на 2 вида. Один из них представляет кристаллические агрегаты мельче 1 мкм, которые именуются *пелитоморфными*, а в англоязычной литературе – *микритовыми*. Более крупные агрегаты зерен именуют *гранобластовыми* сростками кальцита, а в англоязычной терминологии – *спаритом*; очень

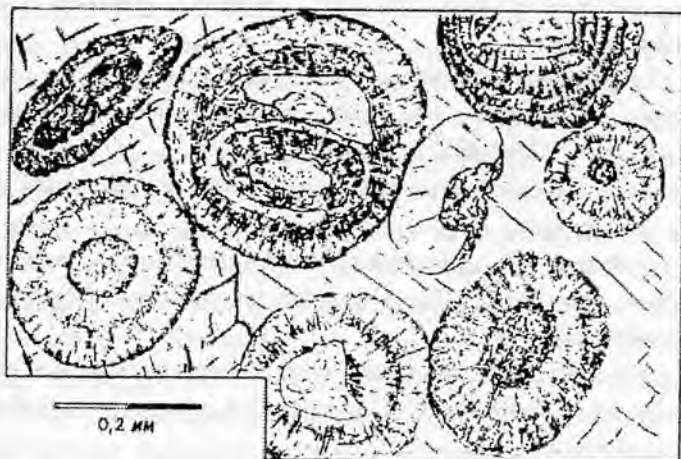


Рис. 15 Оолитовый известняк, средняя юра, центральная Англия [Гринсмит, 1981]. По классификации Фолка это - ооспарит. В большинстве оолитов можно видеть характерную радиально-лучистую и концентрическую текстуру. В некоторых оолитах видны зародыши в виде отдельных обломков раковин, тогда как в других - сложные зародыши (в центре).

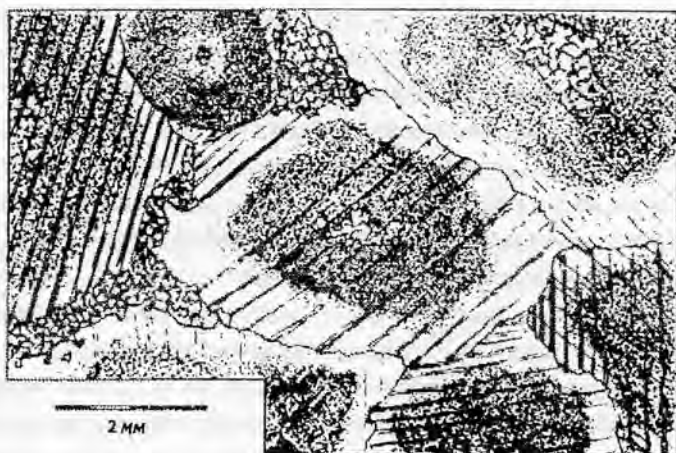


Рис. 16 Криноидный известняк, Форест-оф-Дин, Англия [Гринсмит, 1981].

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

крупные макроскопически заметные кристаллы именуется также *шпатовым* кальцитом.

3.1.2. Основы классификаций. Здесь мы вплотную подошли к характеристикам структуры известняков, составляющей главную основу их классификаций. Таковых существует несколько. Отечественными литологами выделяются нижеследующие главные классы и виды пород описываемой группы.

1. Известняки биоморфные цельносkeletalные – коралловые, мшанковые, водорослевые, брахиоподовые, двустворковые, остракодовые, фораминиферовые и др.

2. Известняки биоморфно-детритовые, сложенные более чем на 50% осколками скелетных остатков – брахиоподовые, мшанковые, криноидные (рис. 16), полидетритовые.

3. Известняки биоморфные пелоидные, состоящие более чем на 50% из pellets, копролитов и подобных им комковатых частиц.

4. Известняки сфероагрегатные – оолитовые (см. рис. 15), пизолитовые, сферолитовые.

5. Известняки обломочные, состоящие в основном из карбонатных литокласт или интракласт. Подразделяются на виды в соответствии с формой и размерами кластических зерен – наподобие классификации пород обломочных, то есть со структурами: брекчиевыми, конгломератовыми, дресвяными, гравийными, песчаными, алевритовыми и пелитовыми.

6. Известняки кристаллически-зернистые, или криптогенные (т.е. неясного генезиса, вторично перекристаллизованные – вплоть до превращения их в мраморы).

При диагностике данных разностей макронаблюдения обязательно сочетаются с петрографическими, а по возможности и с электронно-микроскопическими наблюдениями. С первого взгляда исследуемую породу относят к одной из 2-х структурных категорий: яснозернистых либо скрытозернистых (пелитоморфных) известняков. Из них первые довольно легко причисляются к одному из 6-ти вышперечисленных таксонов. Виды пелитоморфных известняков бывают в основном такие же, но их можно выявлять только с помощью микроскопов. В частности, пелитоморфный *песчкий мел* обнаруживает под электронным микроскопом явную биоморфную микроструктуру (см. рис. 13). Он состоит из мельчайших (менее 0.001-0.0001 мм) известковых оболочек покровных панцирей одноклеточных морских организмов – кокколитофорид из типа золотистых

водорослей, а также фораминифер из группы простейших. До внедрения в практику литологических исследований электронной микроскопии эта порода ошибочно принималась за хемогенное образование. Другие пелитоморфные породы оказались шламово-детритовыми преимущественно, и только небольшая их часть несет в себе признаки хемогенного способа седиментации.

Приведенная выше систематика сознательно упрощена, с учетом краткости нашего курса. В отечественной научной литературе классификационные схемы карбонатных образований построены очень многоступенчато и детально – см. в недавних работах В.Г.Кузнецова [2000], Н.К.Фортунаковой [2000], В.Т.Фролова [1995] и др. Совершенно иные классификационные принципы используют зарубежные литологи, у которых весьма популярны две классификационные схемы карбонатных пород: 1 – по Р.Фолку, и 2 – по Р.Данхему, А.Эмбри и Дж.Кловену. В русскоязычной и переводной литературе принцип построения этих схем популярно описан В.Г.Кузнецовым [2000], В.Т.Фроловым [1995], а также Ф.Дж.Петтиджоном [1981] и Р.К.Селли [1981]. К этим трудам адресуется читатель, работающий над углублением своих знаний; а ниже мы с ним обратимся к общему анализу генетических особенностей пород изучаемой группы, после чего снова вернемся к краткому обзору вышеупомянутых схем.

3.1.3. Способы и условия формирования известковых отложений узнаются легче и определеннее сравнительно с большинством других групп осадочных пород благодаря выразительным признакам порообразующих компонентов кальцитового и арагонитового состава. Если они в основной своей массе представлены так называемыми «форменными элементами» [Кузнецов, 2000], т.е. скелетно-раковинными остатками животных организмов либо продуктов их жизнедеятельности (например, окаменелыми комковатыми экскрементами червей, моллюсков, рыб и др. морских животных – *копролитами* или пленками обизвесткования *цианобактериальных матов* – см. ниже), то в таких случаях становится очевидным биогенный генезис исходного осадка. Иные по своему облику обломочные структуры служат свидетелями механогенных процессов седиментации. А сфероагрегатные (оолитовые) образования присущи хемогенному либо биохемогенному способам карбоната накопления (подробнее см. ниже). Несколько труднее узнать генезис разностей с кристаллически-зернистым строением, по нижеследующим причинам.

Кристаллически-зернистая (гранобластовая) структура породы любого вещественного состава сама по себе свидетельствует о хомогенной кристаллизации вещества *in situ*. Однако такая структура не всегда может показать нам, на какой именно стадии реализован хомогенный процесс: во время накопления осадка или гораздо позднее – при его диагенетической, катагенетической или метагенетической перекристаллизации? В случае с карбонатными породами нам помогают наблюдения над современными осадочными процессами. Достоверно известно, что в зоне осадконакопления, при нынешних условиях относительно низких температур и давлений, химически осажденные карбонатные кристаллики не бывают крупнее 1 мкм. Все остальное – результат их раскристаллизации на более поздних стадиях. В качестве примеров можно сослаться на сезонные, связанные с цветением фитопланктона, появления известкового материала в виде белесых пятен тончайшей взвеси в водах Красного моря, Персидского залива и иных бассейнов [Кузнецов, 2000, с. 34]. Но крупные (так называемые «спаритовые» или «шпатные») кристаллы размерами в $n \cdot 0.01$ - $n \cdot 10$ мм при этом нигде не возникают. Они формируются в поровых межкомпонентных промежутках накопленных осадков путем длительной раскристаллизации микритовых частиц или же посредством роста аутигенных кристаллов из высокощелочных иловых растворов.

Итак, изначально хомогенные известковые осадки всегда пелитоморфны. Но далеко не все пелитоморфные известняки были хомогенными. К такому выводу пришли только во второй половине XX в., после широкого внедрения в литологические исследования методов электронной микроскопии; наиболее наглядный пример тому – упомянутая в разделе 3.1.2 ультра-микробиморфная структура пещего мела.

Ныне твердо установлено, что, начиная от древних времен (по крайней мере, от начала мезозойской эры) и по наши дни включительно, среди известковых пород господствуют биогенные образования при весьма подчиненных значениях чисто хомогенных и обломочных накоплений. Допускается вероятность версии о том, что в домезозойское время роль хомогенных карбонатных осадков была значительнее, чем теперь, но и в те времена, вплоть до раннего докембрия, жизнедеятельность оказывала существенное влияние на извлечение из вод солей угольной кислоты.

Во все времена карбонатонакопление бывало вездесущим. На континентах в субаэральных условиях химическое выпадение CaCO_3 известно вблизи мест разгрузки источников минерализованных подземных

вод (так называемые *известковые туфы*, или *травертины* – пористые налёты и корочки несомненно хемогенных осадков), а также в пещерах (известные Вам сталактиты и сталагмиты) и в почвах аридных климатических зон, где глинисто-алевритовые частички цементирует так называемое *каliche* – пелитоморфный карбонатный агрегат, который образуется в результате капиллярного подтока известьсодержащих вод к земной поверхности, где они испаряются и осаждают известь. Еще интенсивнее известковые илы формируются в субаквальных условиях озёр, лагун и внутренних морей на территориях преимущественно аридных климатических поясов. В значительно больших масштабах карбонатакопление охватывает территории шельфов, лагун и заливов окраинно-континентальных морей. Оно же покрывает более половины площади дна океанов. Всюду доминируют биогенные механизмы карбонатообразования, но проявлены они в разной ландшафтно-палеогеографической среде неодинаково.

Начнем со способов образования морских известковых илов. Они продуцируются как донными (бентосными), так и плавающими (планктонными) организмами – животными, растительными и бактериальными. Из курсов общей геологии и палеонтологии Вам должно быть известно, что многие животные извлекают из воды кальций, который они используют на построение своих раковин, панцирей и скелетов из арагонита либо кальцита. Это представители планктона: многие фораминиферы, птероподы, головоногие моллюски; а также бентосные обитатели: донные фораминиферы, кораллы, мшанки, археоциаты, трилобиты, криноидеи, морские ежи и звезды, брахиоподы, двустворки, гастроподы и др. Они своей жизнедеятельностью, гибелью и воспроизводством новых поколений вносят большой вклад в карбонатакопление так называемой литорали – участка морского шельфа с небольшими глубинами, куда проникал солнечный свет, необходимый для существования большинства из вышеназванных обитателей. При этом надо заметить, что накопление чистых известковых осадков происходит на тех обширных площадях морского дна, куда не поступают вовсе или поступают в малом количестве песчаные и алеврито-глинистые компоненты, то есть вдали от речных дельт и от обрывистых берегов. Иначе может возникнуть парадоксальное несоответствие: при обильной садке CaCO_3 , он подавляется терригенно-глинистым материалом, в котором карбонатное вещество составляет второстепенную примесь. Характерный

пример – осадки Черноморского шельфа вдоль Кавказского и Турецкого побережий. Там извлечение карбонатов из морской воды совершается интенсивнее, чем в срединной части Черноморского бассейна, но несмотря на это, только в илах черноморской пелагиали известны ленточные (сезонные) карбонатные прослои, а синхронные им накопления вблизи побережий Кавказа и Турции образованы галечниками, песками и алевропелитовыми илами с рассредоточенным в них карбонатным веществом. Этот парадокс Н.М.Страхов [1963] объяснил с помощью разработанной им методики «абсолютных масс»: расчета количества вещества, выпавшего в осадок на единицу площади дна водоема в $г/см^2$ за 1000 лет. Оказалось, что абсолютные массы карбонатов кальция, железа, $ОВ$ и др. компонентов у восточных и южных побережий Черного моря намного большие, чем в его срединной части, однако распределения абсолютных масс терригенных веществ имеют обратную зависимость вследствие их обильного привноса из ближайших горных сооружений Кавказа и Малой Азии. Если мы обратимся теперь для сравнения к бассейнам Персидского залива и Красного моря, то увидим противоположную черноморской картину: садку карбонатов возле побережья (рис. 17). Потому что там гор нет, а аридный климат и близость пустынь не создают условий для наличия мощных речных водотоков, вследствие чего терригенные осадки дельт, баров и пляжей в этих бассейнах отсутствуют и не «подавляют» карбонатную седиментацию.

Вернемся к литоральному карбонатонакоплению. Очень большой вклад в него вносят не только животные, но водоросли совместно с цианобактериями, продуцирующие на дне водоема так называемые «цианобактериальные маты». Их окаменелые (карбонатизированные) остатки представляют собой пластовые либо бугорчатые и столбообразные *строматолиты*, широко распространенные в разновозрастных отложениях – от позднедокембрийских (где они используются в качестве стратиграфических индикаторов нижнего, среднего, верхнего рифея и венда) и до современных. В старых учебниках эти образования описывались как сине-зеленые водоросли. Сейчас биологи признают их бактериями, имеющими прокариотный уровень организации (с доядерным клеточным строением) и относящимися к царству *Procaryotae*. Все прочие водоросли (кроме сине-зеленых) причислены к более организованным представителям царства эукариот – *Eucaryotae*, т.е. истинных ядерных.

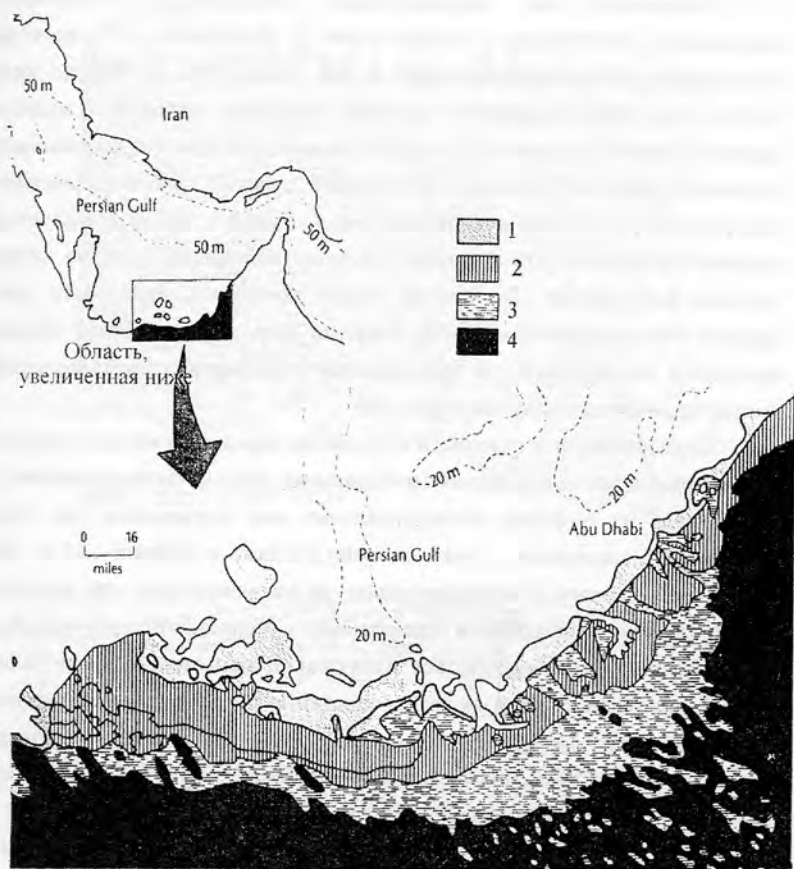


Рис. 17. Распределение карбонатных фаций в Персидском заливе, по [Prothero, Shwab, 1996].

Условные обозначения: 1 - рифовые, оолитовые и донные барьеры; 2 - лагунные отложения (в основном пеллетовый известковый ил); 3 - межприливные и надлиторальные строматолиты и эвалориты; 4 - подстилающие породы.

Механизмы их карбонатизации обусловлены процессами фотосинтеза, описанными в начале главы 3. Поглощение CO_2 из воды стимулирует перевод растворенного в ней бикарбоната в твердую фазу CaCO_3 . Он концентрируется двояким способом: заполняет полости прежних газовых пузырьков (создается микроструктура так называемого «птичьего глаза») и покрывает микритовой плёнкой само бактериально-водорослевое тело. Оно в конечном счете отмирает, но на известковой корочке поселяются его потомки, которые повторяют историю своих предков многократно. Возникшие корки повторяют неровности дна, нередко возвышаются над дном. Твердые тела пластообразной формы именуется *биостромалли*, а возвышающиеся (в форме плоско-выпуклой линзы) называются *биогермами* (рис. 18).

Цианобактерии и водоросли поселяются нередко на мелких галечках и обломочных песчаных зернах (минеральных или скелетно-детритовых), обволакивая их в форме эллипсоидальных или шаровидных тел. Они называются *онколитами*, уже упоминавшимися в разделе 3.1.2. Их сферичность связана с возникновением их на мелководье, где морские волны и шторма периодически перекачивают и поднимают со дна частицы, что позволяет им обволакиваться плёнками повсеместно. Внешне такие образования очень похожи на также описанные выше *оолиты*. Последние отличаются очень правильным концентрически-зонарным строением, тогда как онколиты в срезе шлифа под микроскопом выглядят как весьма «корявые», петлеобразные налёты на поверхности обломка.

Современные оолиты и онколиты известны в прибрежных участках Красного моря, Персидского залива и в мелководной зоне так называемой Багамской банки – в находящейся южнее полуострова Флорида обширной отмели (глубиной от первых метров до первых десятков метров), расположенной между 4-км впадиной Атлантического океана (на востоке) и почти 2-км впадиной Мексиканского залива (на западе) – рис. 19. Сюда из упомянутых впадин поступают наверх своеобразными течениями (которые именуется *авеллинггами*) глубинные холодные воды – из областей с высокими парциальными давлениями CO_2 . На отмели, находящейся в приэкваториальной области, эти воды сильно прогреваются; давление резко снижается. Все это провоцирует отток в атмосферу CO_2 и хемогенную сажку CaCO_3 на мелководье. Однако шторма препятствуют образованию на дне сплошных карбонатных корок. Формируются оолиты. Иногда бывают оолиты сложного строения: на стадии диагенеза они скрепляются

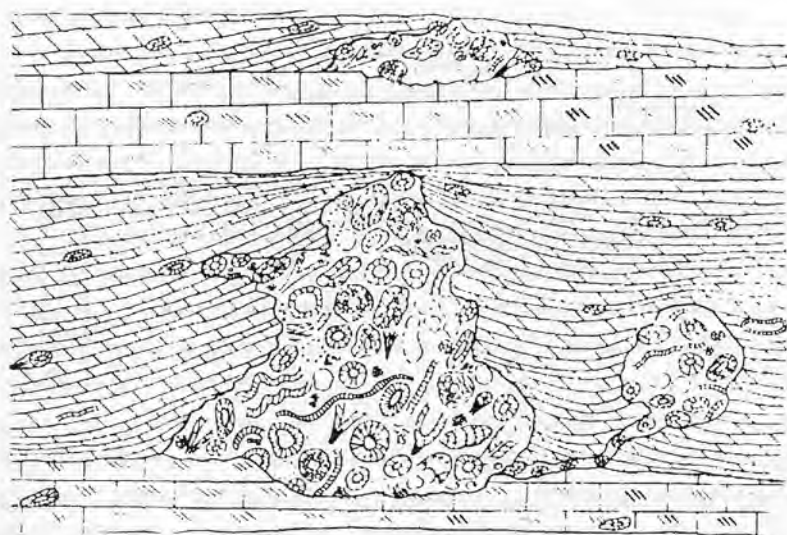
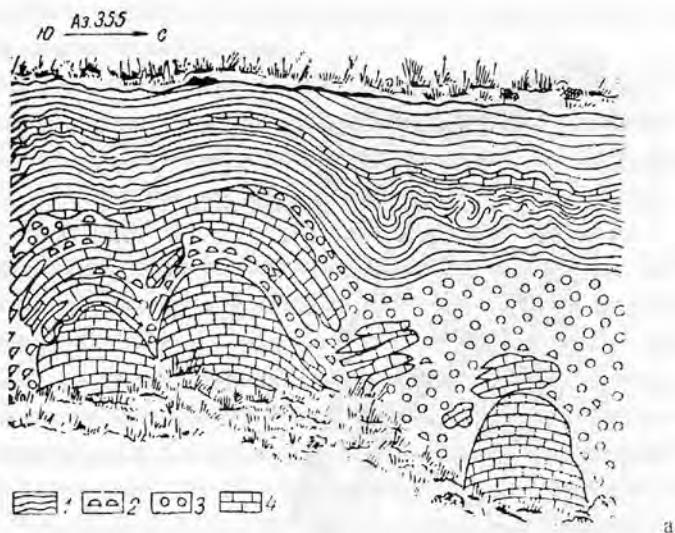


Рис. 18. Морфологические особенности органогенных построек (биогермы), по [Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М.: Недра, 1969. с. 707].

а - средний протерозой, Карелия. Условные обозначения: 1 - доломиты, 2 - строматолитовые доломиты; 3 - онколитовые доломиты; 4 - известняки.
 б - археосиатовые биогермы, нижний кембрий, правый берег р. Лена.

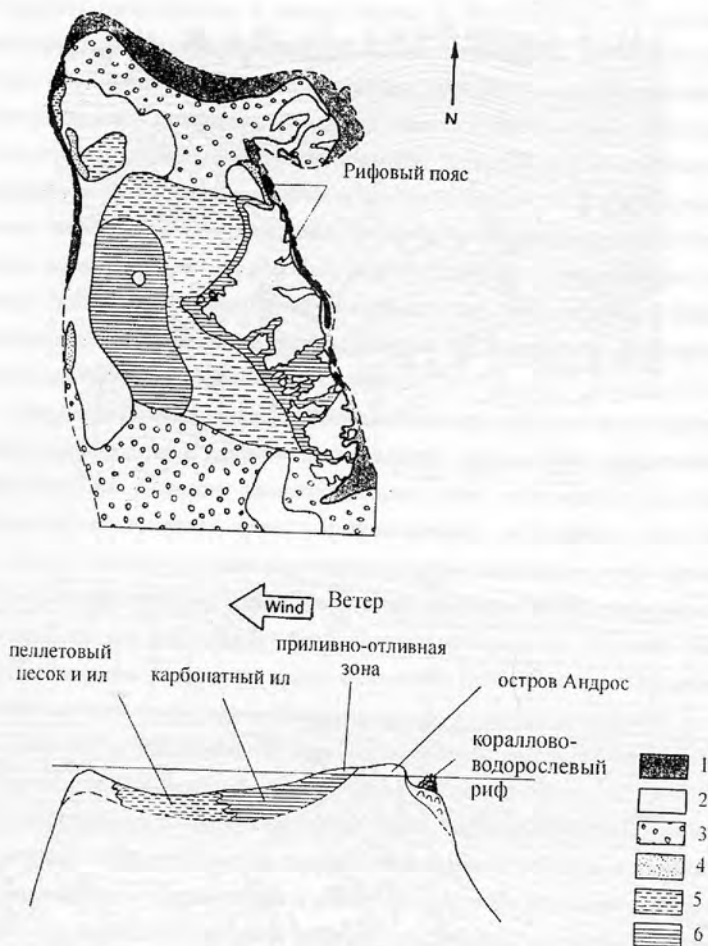


Рис. 19. Литолого-фациальная схема (а) и профиль (б) строения Багамской отмели, по [Prothero, Schwab, 1996].

Условные обозначения: 1 - коралло-водорослевые рифы; 2 - оолитовые и скелетные пески; 3 - грейпстоун; 4 - оолиты; 5 - пелловые пески и илы; 6 - ил.

кальцитовым же цементом, а затем взламываются, и агрегаты их обрастают новыми известковыми корочками.

Недавно появились статьи, в которых ставится под сомнение чисто хомогенный генезис вышеописанных осадков: в оолитах попеременно с карбонатными сфероидами стали находить тончайшие бактериальные плёночки. Однако сам по себе этот факт не служит доказательством решающей роли бактериального фактора в оолитообразовании, потому что остатки бактерий и водорослей могли просто захватываться наряду с терригенными частицами в процессе хомогенного роста карбонатных оболочек. Исследования изотопов углерода в оолитовых осадках Каспийского моря, предпринятые В.Ю. Лаврушиным и В.Н. Кулешовым, не дали им основания к заключению о ведущей роли биоса в данном процессе. Исследователи сделали осторожный вывод о том, что водоросли и бактерии облегчают фиксацию кальцита или арагонита на поверхности песчаных зёрен. По-видимому, в отличие от онколитов, здесь бактерии только провоцируют более масштабный химический процесс. Проблема эта пока что не решена окончательно.

В любом случае для нас находка оолитового (или онколитового) известняка может дать интереснейшую и вполне конкретную палеогеографическую информацию относительно: 1 – мелководности (в зоне волнений) бассейна, 2 – тепловодности и 3 – удаленности побережья либо наличия равнинного берега аридной климатической области.

Обратимся теперь снова к биостромам, биогермам (см. рис. 18,19) и формируемым ими *рифовым постройкам*. Подробный обзор их морфологических особенностей, генезиса и эволюции в истории Земли опубликовал профессор В.Г.Кузнецов в журнале «Литология и полезные ископаемые» (см. №№ 5 и 6 за 1996 г.). Он писал там нижеследующее: *Рифы* – это сложные геологические образования, возникающие в результате жизнедеятельности колониальных или нарастающих организмов и представляющие собой карбонатный массив, сложенный, по крайней мере частично, остатками организмов и продуктами их разрушения. Поскольку скорость роста рифа превышает скорость накопления окружающих осадков, его мощность больше мощности синхронных отложений и он возвышается над ними.

Среди рифов выделено два крупных типа – *каркасные* и *бескаркасные*. В формировании первых определяющую роль играют разнообразные колониальные животные – кораллы, строматопоридеи и

др., а также водоросли, которые образуют жесткий скелет. Типичные представители рифов первого типа: нижне-среднекембрийские археоциатовые, верхнеюрские – губковые и среднемиоценовые – рудистовые. В этих рифах количество скелетных организмов относительно невелико, сами они находятся не в прижизненном положении и не обеспечивают создание волноустойчивого каркаса. Эти остатки служили субстратом, на котором селились цианобактерии и водоросли, которые были основными рифостроителями.

Во втором типе рифов каркасные структуры практически отсутствуют, и ведущую роль приобретают организмы-цементаторы. Выделены три группы рифов этого типа: 1) постройки, созданные скелетными кубковидными организмами, 2) так называемые «илловые холмы», или микритовые купола с незначительными количествами скелетных включений в однородной известковой массе и 3) постройки, сложенные онколитоподобными образованиями. В формировании 2-го и 3-го типов ведущим фактором была водорослево-цианобактериальная жизнедеятельность.

Рифовые постройки формировались либо в виде изолированных тел среди отложений литорали, либо образовывали цепь тел на перегибе мелкого моря к глубокому, либо формировали атоллы на подводных возвышенностях вулканогенной природы в океанах.

В пределах глубоководья, морского и океанского, карбонатные илы имеют иной облик. Это пелитоморфные отложения почти без признаков сезонной слоистости (т.е. с беспорядочными, массивными текстурами). Механизм их накопления практически полностью биогенный – за счет длительного осаждения частица за частицей раковин нектонных организмов (главным образом головоногих моллюсков), а с позднего мела в основном обитателей планктонных – кокколитофорид, птеропод, фораминифер [Кузнецов, 2000].

Глубоководные известковые илы пользуются широкой распространенностью на океанском дне, однако, не повсеместно, а до батиметрических уровней в 3,5-5,5 км. Ниже развиты только красные глубоководные глины либо кремнистые илы (диатомитовые и радиоляриевые), несмотря на то, что над ними, в приповерхностных прогреваемых и освещаемых солнечным светом водах продолжают интенсивно плодиться и погибать организмы-карбонатнакопители. Этот кажущийся парадокс объясняется тем, что на больших глубинах при

увеличении давления и уменьшении температуры воды (она у дна океана снижается почти до +2°C) повышается растворимость газов, а следовательно, возрастает содержание CO₂. Он способствует растворению опускающихся на эти глубины карбонатных раковин.

Глубина, с которой начинается интенсивное растворение карбонатных раковин именуется *лизоклином*. Ниже располагается зона, где количество поступающего материала равно его растворению – так называемый *уровень карбонатной компенсации*. И еще ниже, где в осадке остается не более 10% карбонатного материала, расположен уровень, именуемый *критической глубиной карбонатакопления* (к.г.к.). В геологической истории абсолютные к.г.к. менялись в зависимости от географической широты местности, от биологической продуктивности бассейна и др. причин. Ныне это уровни глубин порядка 3.5-5.5 км, но прежде они могли временами подниматься до 1-1.5 км.

Пелитоморфные планктоногенные известковые осадки формировались не только в океанах. В прошлом они накапливались и в мелководных эпиплатформенных морях. Типичным представителем таких отложений является писчий мел. По своим структурным особенностям и компонентному составу он представляет собой типичный гомолог (но не аналог!) глубоководных кокколитовых илов кайнозоя в Атлантике. Однако вся геологическая обстановка обширных территорий развития отложений писчего мела на Русской плите Восточно-Европейской платформы свидетельствовала против версии о существовании там океанических глубин в бассейнах мелового периода (рис. 20). Писчий мел фациально замешали кремнисто-глауконитовые и глауконито-кварцевые песчаные отложения с мелководной фауной. Однако необъяснимой и, казалось бы, несвойственной мелководным осадкам была монолитная, неслоистая текстура меловой толщи. Внешний ее вид оказался обманчивым: известный литолог Г.И.Бушинский в середине XX в. применил простой метод для ее расшифровки. Он смазал поверхность обнажения трансформаторным маслом, и на этой поверхности, как на проявляемой фотопленке, проявились петлеобразные текстуры биотурбирования. Писчий мел предстал перед исследователем как осадок, пропущенный через утробы червей и др. обитателей бентоса, а потому гомогенизированный ими! Его неслоистая текстура обусловлена биотурбированием. Такая обильная жизнедеятельность бентоса противоречила версии о большом глубоководье. Абсолютные глубины седиментации здесь вряд ли

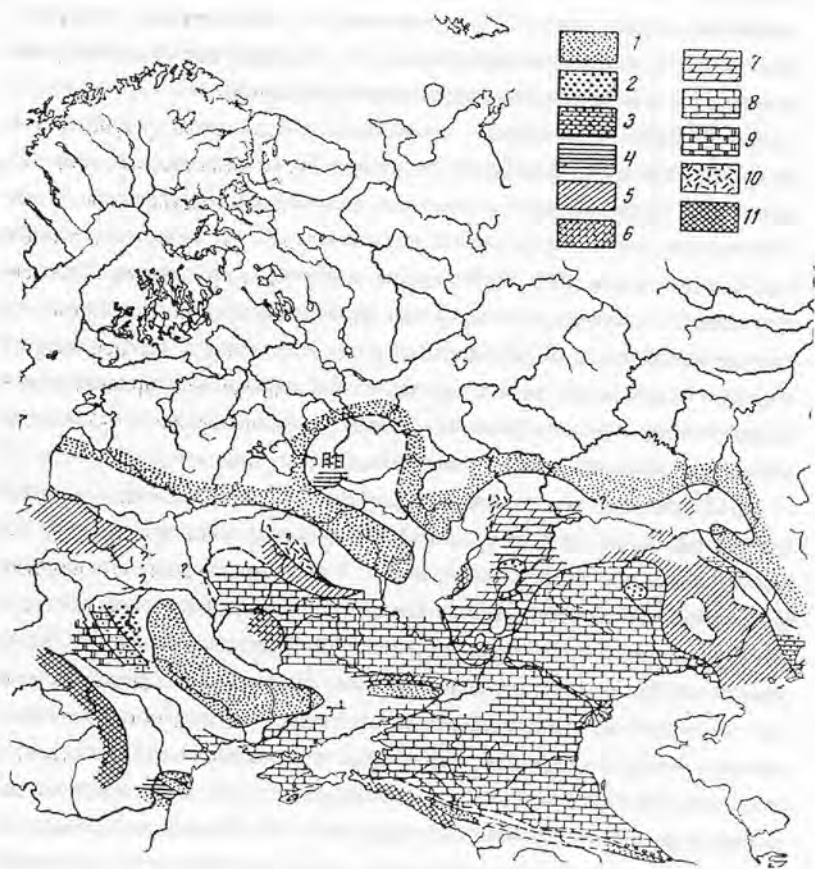


Рис. 20. Палеогеография Русской платформы в туроне (по В. Н. Соболевской) [Страхов, 1963].

Условные обозначения: 1 - суша; 2 - кварцевые пески; 3 - глины песчаные; 4 - глины; 5 - мергели; 6 - песчаные мергели; 7 - мел грубый песчанистый; 8 - мел типичный; 9 - кремнистые известняки; 10 - опоки; 11 - флиш.
Белым внутри контуров моря показаны участки, где морские осадки уничтожены последующим размывом.

превышали 0.5-1 км. Это были западины обширного шельфа морского мелководного водоема, трансгрессировавшего на платформенную сушу. Здесь следует напомнить о том, что позднемеловая эпоха была эпохой «талассократической» – низкого стояния материковой суши, которая характеризовалась сильно пенепленизированным рельефом. По такой причине реки поставляли в море относительно немного терригенных веществ, и карбонатные осадки придвинулись к береговым участкам. В современную «геократическую» эпоху, при резко активизированной расчлененности рельефа суши и океанского дна лавинообразные выносы терригенного вещества «потеснили» планктогенные карбонатные и кремнёвые (см. ниже) осадки в сторону океанских глубин.

На этом примере можно убедиться в необходимости комплексного, историко-геологического подхода к палеогеографическим реконструкциям древних осадочных толщ. А теперь снова вернемся к вопросам их типизации и классификации с учетом всего изложенного выше.

3.1.4. Еще раз о номенклатуре и классификациях известковых пород в англоязычной литературе желательно задержаться в связи с неуклонно возрастающим обилием иностранных публикаций на эту тему и с повышенным интересом к проблемам реконструкции условий карбонатакопления со стороны исследователей и практиков нефтегазовой отрасли. Вам необходимо понимать язык их терминов в переводе на детальнейшие классификационные схемы отечественных литологов.

В разделе 3.1.2 приводилась распространенная у нас классификация известняков, основанная на принципе учета господствующей роли какого-либо одного либо 2-3-х компонентов (более 50% объема породы) и на особенностях структуры (биоморфной, детритовой, обломочной, сфероагрегатной, гранобластовой либо пелитоморфной). Однако эта испытанная практикой и временем систематика все-таки не может охватить всю информацию о полистадийности процессов возникновения породы и ее постседиментационных изменений. Когда мы имеем дело не со свежим осадком, а с отложением, претерпевшим процессы диагенеза, катагенеза или гипергенеза, мы встречаемся с такими явлениями, как: корродирование седиментогенных компонентов, их частичное гранулирование (то есть превращение их поверхностей в полупрозрачный криптозернистый кальцитовый агрегат под влиянием разрушительных процессов жизнедеятельности водорослей, бактерий, организмов-сверлильщиков и проч.) либо регенерирование (обрастания аутигенным шпатовым кальцитом

с такой же оптической ориентировкой, как в исходном компоненте – см. рис. 16); а также цементация биогенных, обломочных и сфероагрегатных компонентов. Последняя бывает 2-х видов. Это либо пелитоморфный седиментогенный межзерновой заполнитель – карбонатный (глинисто-карбонатный) *матрикс*, либо постседиментогенный кристаллически-зернистый карбонатный *цемент* (рис. 21). Их различия см. в начале раздела 3.1.3. Количественные соотношения матрикса или цемента с прочими породными компонентами бывают самыми разными, вплоть до нередких случаев преобладания матрикса. А в иных обстоятельствах биоморфные, детритовые или обломочные компоненты упакованы вовсе без матрикса и без цемента, на месте которого остаются открытые поры. Все эти породные особенности очень интересны для практиков – нефтяников, гидрогеологов и инженеров-геологов. Причины вышеупомянутого разнообразия способов цементации породных компонент чрезвычайно многофакторны, но главные – это фациальная обстановка осадконакопления, гидродинамический режим водной среды (пассивный режим благоприятствует хемогенному цементированию осадка, активный – ему препятствует), а также темпы погружения дна бассейна и захоронения под вышележащими толщами, температурные режимы недр, солевые и газовые составы подземных вод и проч. (рис. 22). Анализ влияния упомянутых факторов см. в книгах [Диагенез..., 1971; Махнач, 2000; Селли, 1981; Prothero, Schwab, 1996].

Вполне естественно, что у исследователей возникло стремление отразить хотя бы частично все эти вариации строения и генезиса пород в своих классификационных схемах. Из них в англоязычной литературе наибольшей популярностью пользуются две, которые будут рассмотрены здесь в несколько упрощенных вариантах.

Р. Фолк предложил наиболее простую схему (рис. 23). В ней все известковые породы разделены на 4 класса. Из них первые два сложены более чем на 10 % зернами, названными *аллохемами*. Ими могут быть интракласты, оолиты, органические скелетные остатки и пеллеты. В первом классе они все сцементированы кристаллически-зернистым – *спаритовым цементом*, а во втором классе – пелитоморфным матриксом, именуемым как *микрит*. Согласно сочетаниям аллохем и межзернового заполнителя в каждом из упомянутых классов выделено по 4 вида известняков с соответствующими наименованиями: I – интраспарит, ооспарит, биоспарит и пелспарит, и II – интрамикрит, оомикрит, биомикрит и пелмикрит. Все это так называемые *аллохемные (аллохимические)* породы. Третий класс

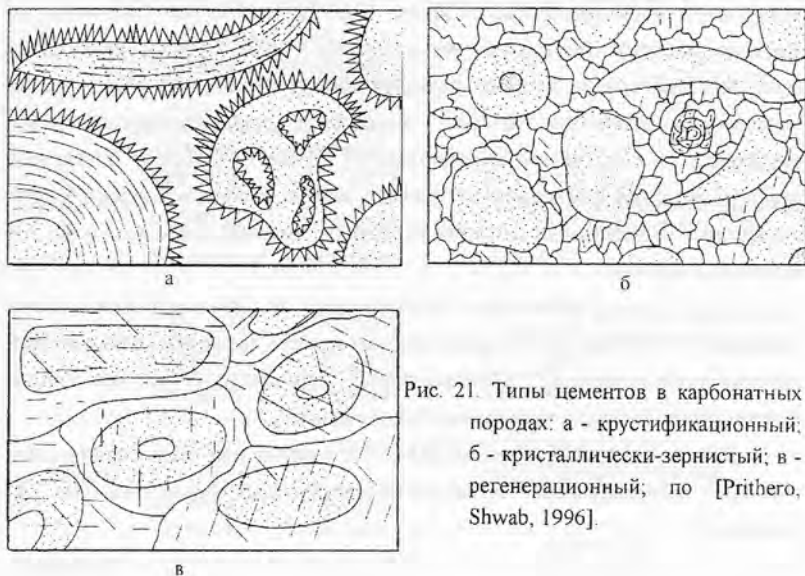


Рис. 21. Типы цементов в карбонатных породах: а - кристификационный; б - кристаллически-зернистый; в - регенерационный; по [Prithero, Shwab, 1996].



Рис. 22. Основные обстановки цементации карбонатных осадков [Prothero, Shwab, 1996].

объединяет ортохимические породы. Они представлены микритом (в котором аллохемы отсутствуют или находятся в очень малых количествах). Этот вид аналогичен нашему пелитоморфному известняку. Если в нем встречаются вторичные каверны и пустоты, заполненные шпатовым кальцитом, то в таком случае используется термин *дисмикрит*. Четвертый (последний) класс представлен породами, каркас которых построен *in situ* скелетными остатками организмов (кораллов, мшанок, археоциат и др.), и назван *биолититом*.

Эта схема удобна для запоминания, но не охватывает всего породного многообразия. В ней не нашлось места также для большинства перекристаллизованных (криптогенных) разностей (исключая лишь фрагментарно перекристаллизованный дисмикрит).

Другая схема Р.Ж. Данхема (1962 г.), удобная для макроскопических описаний, содержит в себе элементы количественных параметров (рис. 24, таблица 1).

Таблица 1.

Классификация карбонатных пород, основанная на осадочных структурах.

Осадочные структуры определимы					Осадочные структуры не определены
Содержит карбонатный ил		Ил отсутствует, структура соприкосновения зерен	Первичные компоненты связаны вместе	Кристаллические карбонаты	
Цементированы илом					Структура соприкосновения зерен
Зерен менее 10%	Зерен более 10%				
Мадстоун	Ваккит (вакстоун)	Пакстоун			

Целью ее создателей была попытка увязать структурные особенности таксонов этой схемы с гидродинамикой в палеобассейнах карбонатной седиментации. Автор схемы разделил все известняки на две большие группы: 1 – породы у которых первичные структуры не распознаются вследствие их полной перекристаллизации (они разделяются в соответствии с размерами и морфологией карбонатных кристаллов) и 2 – породы с

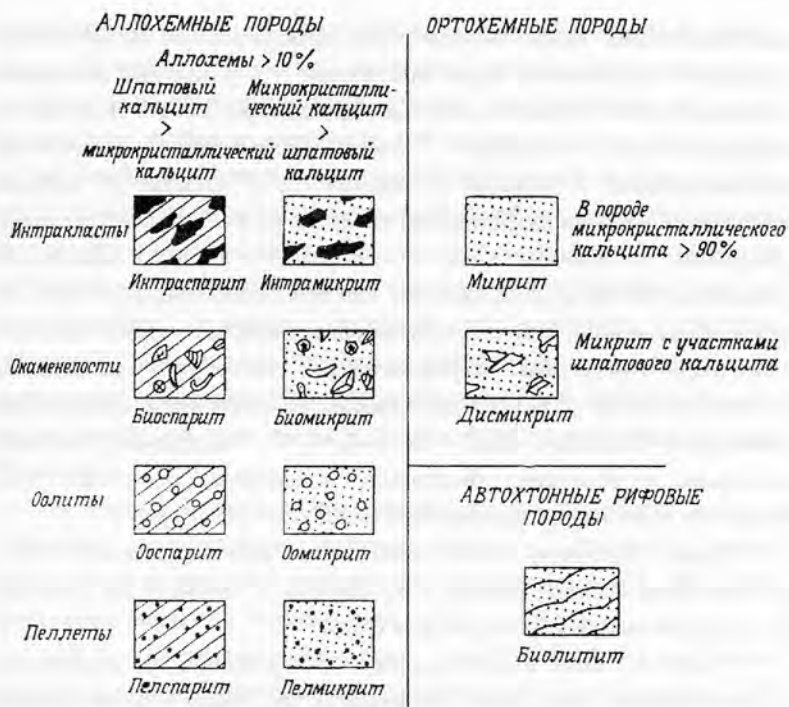


Рис. 23. Классификация известняков по Р. Фолку (терминология применительно к главным разновидностям известняка).



Рис. 24. Классификация известняков по Р.Х. Данхему.
Мелким крапом обозначен иловый матрикс

распознаваемыми первично-осадочными структурами (их большинство). Последние представлены двумя категориями: 1 – у которых первичные компоненты были скреплены во время седиментации (т.е. это биоморфные цельноскелетные структуры типа коралловой, мшанковой, строматолитовой) – названы *баундстоун*, 2 – породы, у которых компоненты не были скрепленными во время их накопления. Последние объединяют 4 основных типа: 1 – породы, у которых компоненты (биогенные, обломочные, пеллетовые или оолитовые) опираются друг на друга, а между ними отсутствует межзерновой матрикс – *грейнстоун*, 2 – такие же, но с микритовым матриксом в порах – *пакстоун*, 3 – компоненты в количестве более 10% разобщены микритовым матриксом, образующим цементацию базального типа – *вакстоун* и 4 – микритовые (илистые) отложения с примесями биогенных, обломочных, пеллетовых или оолитовых компонентов в количествах менее 10% – *мадстоун*.

Более детальную схему расчленения вышеупомянутых типов, согласно более поздним работам Р.Ж. Данхема, А. Эмбри и Дж. Кловена, см. в учебном пособии В.Г. Кузнецова (2000).

Ныне эта схема очень популярна у зарубежных исследователей, осуществляющих картирование карбонатных комплексов и расшифровку их палеогеографии. Вместе с тем, ее нельзя абсолютизировать ввиду сложности и многофакторности природных систем. Очень интересна осторожная оценка вышеупомянутой схемы, данная ей английским профессором Р.К. Селли (Richard C. Selly) в его книге «An introduction to Sedimentology» в 1976 г. Прочитируем ее в русском переводе С.С. Чекина, 1981г.

Р.К. Селли писал нижеследующее. «Эта схема также заслуживает внимания. Номенклатура здесь проста и породы можно идентифицировать уже с помощью лупы. Кроме того, эта схема, в которой уделено внимание структуре пород и содержанию матрикса, помогает различить породы, возникшие в обстановках, различающихся по энергии. Так, например, известняки с глинистым матриксом и с цементом базального типа могут указывать на их отложение в низкоэнергетической обстановке. Напротив, породы со структурой соприказания, не содержащие матрикса, заставляют предполагать, что они осаждались в высокоэнергетической обстановке, в которой не могло сохраниться илистого материала.

Эти концепции, вероятно, будут полезны..., но для карбонатных пород их следует применять с некоторыми оговорками. Как уже отмечалось

выше, микрит имеет полигенетическую природу [разбивка наша - *aam*]. Возможно, что чистые карбонатные пески и были отложены в высокоэнергетических обстановках. Однако впоследствии в них может образоваться микрит в результате биогенных процессов разрушения, водорослевой деятельности и вследствие инфильтрации из более верхних слоев, так как осадок имел высокую проницаемость.... С другой стороны, крупные первичные размеры карбонатных скелетных остатков организмов побуждают соблюдать осторожность при использовании размера зерен как энергетического показателя, например при изучении терригенных отложений. Рассмотрим для примера устричные рифы современных лагун. Если в качестве показателя брать размер частиц, то эти образования можно рассматривать как конгломераты, отложенные в низкоэнергетической обстановке...

В заключение этого обзора отметим еще раз, что размер зерен, их сортировку и содержание матрикса только с оговорками можно использовать в качестве индикаторов гидродинамической обстановки отложения карбонатных пород» [Селли, 1981, с. 116-118].

3.1.5. Постседиментационные преобразования известковых отложений, кратко упомянутые в предыдущем разделе, представляют собой очень сложный процесс, реализуемый иначе, чем у пород глинистых и обломочных. В отличие от последних, например, у известняков нет никакой корреляционной зависимости между глубинами их погружения в стратифере и изменениями пористости. Уже в условиях начальных стадий литогенеза - раннего диагенеза в субаэральных и мелководно-морских условиях (приливо-отливная зона побережья) первично детритовые и оолитовые осадки с изначальной пористостью, колеблющейся от 40 до 70% (выше, чем у терригенных песков!), в течение очень короткого промежутка времени - от первых десятков лет до десятков тысячелетий - превращаются в крепко сцементированный спаритовым кальцитом так называемый «бичрок» с почти нулевой пористостью. И наоборот, на глубинах первых сотен и первых тысяч метров под покровом вышележащих отложений в известняках благодаря воздействию глубинных вод может развиваться пористость вторичного растворения - жеодовая и межкристаллическая. Одновременно внутри этих полостей и трещин может начаться кристаллизация из водных растворов новой генерации кристаллов спаритового кальцита. Агрегаты седиментогенных кальцитовых зерен, в свою очередь, под влиянием роста глубинных температур тоже

испытывают перекристаллизацию. В конечном итоге на стадиях глубинного катагенеза и начального метагенеза возникают мраморизованные, кристаллически-зернистые породы с так называемыми «теневыми» седиментогенными структурами – остатками ажурных сеточек-перегородок внутри коралловых построек либо с остатками пленочек пелитоморфных некарбонатных веществ, окаймлявших отдельные копролиты, оолиты и биогенные фрагменты. В конечном итоге чистый от примесей известняк становится мрамором, а известняк «загрязненный» различными глинистыми и терригенными примесями несколько дольше сохраняет признаки своей седиментогенной структуры; однако в обстановке зеленосланцевого метаморфизма он превращается не в мрамор, а в карбонатно-хлорит-эпидот-актинолитовый сланец, а затем в амфиболит.

Помимо вышеупомянутых минеральных преобразований кальцита (и арагонита в кальцит) в известняках широко развиты процессы вторичной доломитизации (см. в следующем разделе), загипсования либо ангидритизации, а также окремнения, которое мы опишем в разделе о кремневых породах.

Тех, кто глубоко интересуется всеми этими постседиментационными процессами, адресуем к недавно изданной книге академика НАН Республики Беларусь А.А. Махнача [2000], а также к более ранним научному сборнику [Диагенез..., 1971] и к учебнику Р.К. Селли [1981].

3.2. Доломиты – породы, сложенные более чем наполовину одноименным минералом $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Между ними и известняками существует целый ряд переходных разновидностей: доломиты известковистые и известковые, и известняки доломитовые и доломитистые [Рухин, 1969; Фролов, 1995].

Они, согласно своим структурным признакам, разделяются (так же, как известняки) на две большие группы пород: яснозернистых и пелитоморфных. Внутри каждой из них наблюдается меньшее (сравнительно с известняками) разнообразие таксонов. Это – преобладающие кристаллически-зернистые, редкие биоморфные (включая сюда перекристаллизованные с реликтовыми, или «теневыми» биоморфными микроструктурами) и довольно распространенные обломочные доломиты (брекчиевидные, дресвяно- и песчаниковидные разновидности).

Относительно трактовки их генезиса существует много не окончательно решенных проблем, начиная с двух спорных вопросов. Во-

первых, почему масштабы теперешнего накопления доломитовых осадков весьма скромные при том, что в разрезах древних осадочных комплексов (в особенности палеозойского и докембрийского возрастов) доломитами представлены мощнейшие, толщиной во многие десятки и сотни метров тела? И, во-вторых, почему в воде нынешних открытых морей и океанов соотношение ионов Mg^{2+}/Ca^{2+} равно 5.7, а доломитообразование на их дне не наблюдается? Нынешнее доломитообразование фиксируется только в обстановках очень сильно повышенной солености мелководных озер или лагун при аридном климате (лагуна Курунг на юге Австралии, восточная окраина озера Балхаш в Казахстане, окраины Персидского залива, эвапоритовое озеро Дип-Спринг в США и др.), да и там нередко доломитизация известкового осадка приходится на стадию раннего диагенеза (установлено Г.И.Бушинским в озере Балхаш).

Наиболее обстоятельные ответы на вышеупомянутые вопросы и объяснения механизмов доломитизации можно почерпнуть из книг М.Р.Лидера [1986] и А.А.Махнача [1989, 2000]. Перескажем кратко их аргументацию.

Неспособность доломита к выпадению в осадок из морской воды объясняется, прежде всего, трудностями кристаллизации, т.е. кинематическим фактором построения своеобразной архитектуры кристаллической решётки этого минерала. Для возникновения его в условиях низких (околоземных) температур потребно очень много времени. Это может быть проиллюстрировано на примере осадка озера Дип-Спринг, состоящего из мельчайших (< 1 мкм) изоморфных кристалликов седиментогенного доломита. «Датированием по ^{14}C доказано, что они росли с удивительно малой скоростью – 0.09 мкм за 1 млн лет. В большинстве других случаев в условиях дневной поверхности кристаллы с такой малой скоростью роста были бы поглощены другими осадочными минералами и составили бы ничтожную часть накапливающегося осадка» [Лидер, 1986. С. 368].

Процитированный выше исследователь подчеркивал, что медлительность роста кристалла этой двойной соли обусловлена чрезвычайно правильным строением его кристаллической решётки, состоящей из последовательного многократного чередования слоев 2-х видов: состоящих из ионов Ca^{2+} , CO_3^{2-} и образованных ионами Mg^{2+} , CO_3^{2-} . Ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} имеют настолько близкие размеры и свойства ($Ca = 1.08\text{Å}$, $Mg = 0.88\text{Å}$), что во время кристаллизации они конкурируют из-за

места в решетке. При обычных поверхностных температурах, при быстром выстраивании их друг за другом по спирали, возникает магнезиальный кальцит. А для стимулирования роста зерна доломита с упорядоченной группировкой ионов по типу «слой за слоем» требуются особые условия. К ним, по-видимому, относятся медленные скорости кристаллизации и разбавленные ионные растворы (см. ниже).

Попытки выделить доломит в экспериментальных условиях при температуре дневной поверхности приводят к образованию магнезиальных кальцитов, в решетке которых отсутствует упорядоченность, присущая решетке настоящего доломита. Однако в некоторых случаях при определенных условиях в ходе первичной кристаллизации или при изменении раннего арагонита и кальцита может быть получена метастабильная форма доломита. Образованные таким путем *протодоломиты* правильнее будет определить как метастабильные однофазовые ромбоэдрические карбонаты, по составу отклоняющиеся от доломита избытком Ca^{2+} в его решетке: $\text{Ca}_{1,05}\text{Mg}_{0,95}(\text{CO}_3)_2$.

Добавим к сказанному, что выпадение в осадок минералогически совершенного доломита в экспериментальных условиях обеспечивается $t = 200^\circ\text{C}$; что не отвечает условиям зоны осадконакопления, но близко к режимам глубинного катагенеза.

По-видимому, формирование доломитовых отложений обеспечивается полистадийно и несколькими природными способами. Три главнейших способа перечислим особо.

Первый способ, или так называемая «эвапоритовая модель остаточного рассола», объяснен на основе наблюдений процессов доломитизации известковых грунтов обширных надприливных низин, которые в зоне аридного климата окаймляют Персидский залив, а также южную и западную окраины полуострова Синайский и именуется по-арабски «себхи». Их плоские поверхности сформированы более древними морскими отложениями арагонитового и кальцитового состава. Большое развитие среди них имеют образования цианобактериальных мат. Они во время приливов и сильных штормов заливаются морской водой, остающейся после шторма в грунтовых кавернах, трещинах, норах и ямках. Здесь вода интенсивно испаряется, и по мере ее испарения она превращается в рассол, повышающий свою концентрированность. Из него вначале выносятся Ca^{2+} и SO_4^{2-} в форме гипса либо ангидрита, которые кристаллизуются, образуя включения в коренных породах субстрата. Это

массовое загипсование (ангидритизация) способствует тому, что в рассоле становятся доминирующими ионы кальция и магния, причем отношение $Mg^{2+}/Ca^{2+} = 10$ и более. При таком условии арагонит субстрата начинает метасоматически замещаться протодоломитом. Последний перекристаллизуется затем в доломит

Второй способ доломитонакопления реализуется тоже на границах суши с морем и на дне и берегах лагун: это так называемая «модель смешения грунтовых вод с солеными». Она основана на экспериментальных данных о нелинейности кривых растворимости при смешении разнородных растворов солей. Расчеты химиков показали, что смешение пресных метеорных (грунтовых) вод с 30% морской воды вызывает недонасыщение кальцитом при постоянном росте насыщения этой смеси доломитом. Из этого следует, что при наличии 5-30% морской воды в смешанном растворе, из него может выпадать в осадок доломит. Именно таким механизмом объясняют доломитизацию на участках, где пресные воды фреатической зоны встречаются с морскими грунтовыми водами; а конкретные примеры подобных этим теперешних явлений доломитизации установлены в некоторых водоносных горизонтах полуострова Флорида (США) и острова Ямайка [Лидер, 1986, с. 371]. Исследователи отмечают, что в вышеупомянутых условиях медленно текущий процесс минералообразования приводит к кристаллизации в открытых полостях субстрата доломитовых зерен особенно правильной формы, идиоморфных и прозрачных. Возможно, что такими способами формировались многие доломитовые комплексы на регрессивных стадиях развития морских бассейнов, когда понижение уровня морских вод восполнялось притоком из континента подземных пресных вод, разгрузившихся на морском дне.

Варианты обстановок, свойственных первому и второму способам доломитизации, приведены на рис. 25, 26.

Третий способ соответствует доломитизации глубинной — катагенетической. Карбонат Ca-Mg может возникнуть вследствие метасоматической доломитизации известняков, залегающих на глубинах 1-4 км под покровами солей и глин. В этих случаях просачивающиеся в известняки рассолы с высоким содержанием ионов Mg^{2+} , взаимодействуя с кальцитом известняков, превращают его в доломит [Махнач, 1989]. Другими мощными поставщиками магния служат смектиты глинистых

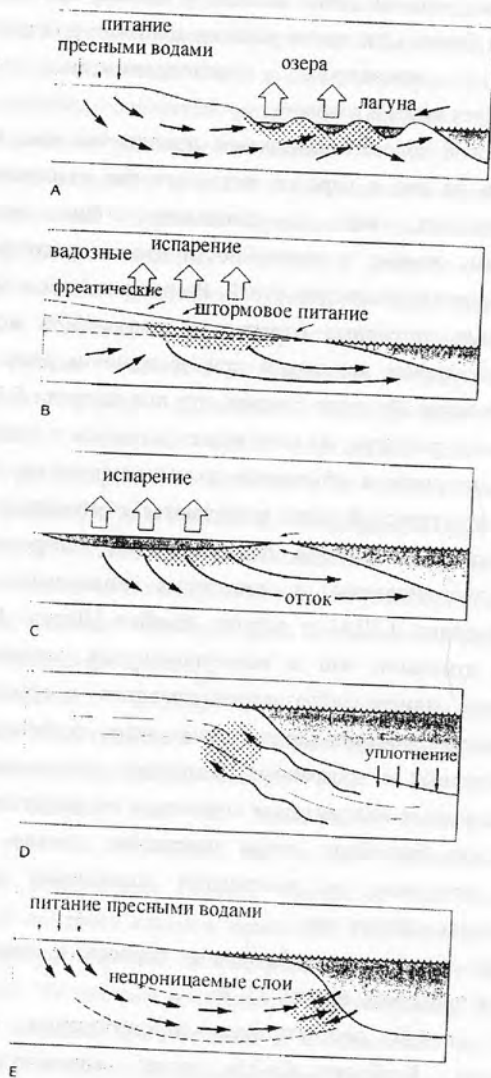
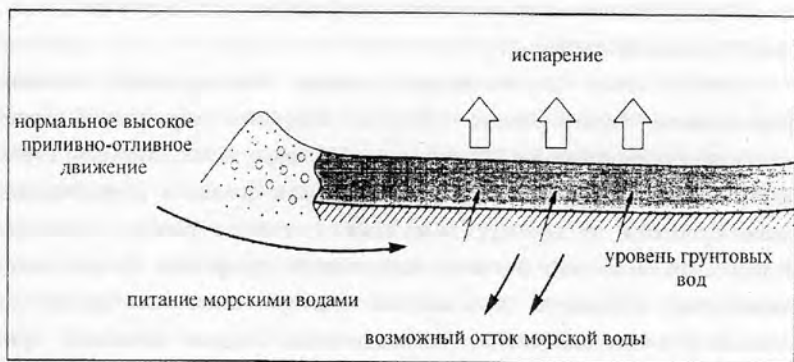
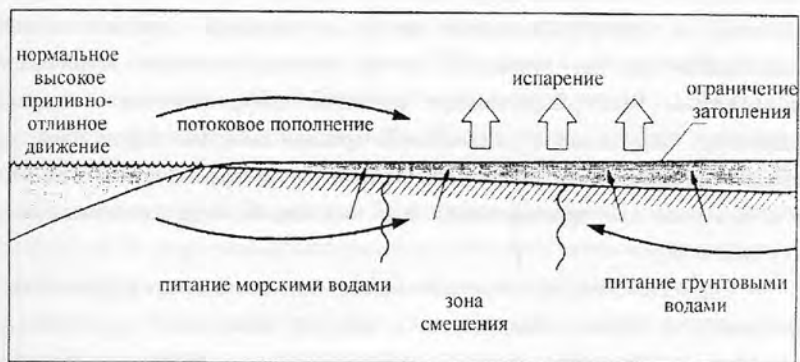


Рис. 25. Некоторые модели доломитизации, по [Prothero, Shwab, 1996].
 (А): тип Курунг-лагуны; (В): испарения в себхах; (С): просачивание и отток; (D): уплотнение при захоронении; (Е): зона смешения.



А



В

Рис. 26. Источники питания водами карбонатных отложений в себхах, по [Prothero, Shwab, 1996].

(А): себха с питанием морскими водами через подповерхностную зону и с относительно малым оттоком грунтовых вод. (В): себховые грунтовые воды пополняются смесью морских вод и грунтовых вод плюс приток морской воды при сильных штормах.

пачек, трансформируемые в иллит при превращениях глин в аргиллиты (см. главу 3, раздел «катагенез»).

Этот способ доломитизации получил наименование «модели формационных вод» [Лидер, 1986, с. 372] или образований типа «гравитационно-рассольного катагенеза» [Холодов, 1983; Махнач, 1989, 2000]. Последний из вышеупомянутых авторов описал в подробностях такие процессы на примере вторичных доломитов раннего палеозоя Белорусской антеклизы Восточно-Европейской платформы. Вторичность упомянутых доломитов доказывается картированием их границ и стадияльно-микроскопическими наблюдениями. Первое возможно при наличии густой сети буровых скважин с высокими процентами извлечения керна. Тогда удастся установить, что на геологическом профиле доломитовые тела имеют причудливые формы; их границы не везде согласны со стратиграфическими реперами; некоторые пласты и пачки известняков как бы втыкаются в эти границы, а сами вторичные доломитовые тела обнаруживают признаки приуроченности к зонам разрывных нарушений с повышенной трещиноватостью пород либо к сводам антиклиналей – т.е. к тектоническим структурам, которые были благоприятны для проникновения или выжимания туда магниезальных глубинных вод.

Стадияльно-микроскопические наблюдения доказывают вторичность доломитов в случае обнаружения в шлифах реликтовых («теневых») биоморфных структур: узорчатых перегородок и ажурных сеточек, оставшихся от построек прежних кораллов или включений округлых (в поперечном сечении) и прямоугольных (в продольном срезе) монокристаллов кальцита с еле заметными признаками микроструктуры члеников криноидей (морских лилий). В обоих таких случаях можно уверенно сказать о том, что изначальный осадок был кальцитовым (либо арагонитовым). Потому что кораллы никогда не имеют и не имели доломитовых скелетов, а криноидеи не селятся в водах с ненормальной соленостью. Заместившие коралловые постройки и органогенно-детритовые их шлейфы доломиты относятся, по В.Г.Кузнецову [2000], к категории образований *псевдобиогенных*. Отчасти это слово применимо и к доломитам с водорослево-строматолитовыми структурами. Но только отчасти, потому что у биологов есть версия о том, что наиболее древние цианобактериальные образования могли изначально продуцировать магниезально-карбонатные корки.

Вторичную доломитизацию можно опознать петрографически и благодаря тому, что между такими монолитными доломитовыми телами и подстилающими их или примыкающими к ним по простиранию известняками имеются переходные разности (см. в начале раздела). В этих разностях наложенный характер доломитизации очевиден благодаря тому, что доломит имеет большую силу кристаллизации сравнительно с кальцитом, образуя более идиоморфные кристаллы сравнительно с кальцитовыми породообразующими компонентами (рис. 27, 28). Поэтому в случаях метасоматической доломитизации в шлифе на фоне микритовых или ксеноморфных агрегатов кальцита наблюдаются идиоморфные порфиروبластические включения доломитовых ромбоэдров, иногда имеющих характерное строение зонарного роста кристаллов. Для легкости их распознавания литологи-нефтяники применяют лабораторный «метод прокрашивания». Он сводится к тому, что на поверхность шлифа без покровного стеклышка наносится капля HCl в смеси с красителем (рубинокрасным ализарином либо обычными чернилами) и через 1-1.5 минуты снимается промокательной бумагой. За это время кислота успевает протравить и прокрасить кальцит, но не успевает вступить в должную реакцию с доломитом. Он остается бесцветным. Так можно довольно точно установить % вторичной доломитизации, что имеет немалое практическое значение. Оно связано с тем, что ионный радиус Mg^{2+} меньше, чем у Ca^{2+} . А потому объем вещества при доломитизации уменьшается, что способствует генерации вторичных пор, трещинок, микрокаверн, а это, в свою очередь, повышает проницаемость породы для углеводородных флюидов, то есть улучшает породные коллекторские свойства. Считается, что стопроцентная доломитизация известняка повышает его пористость на 12% [Селли, 1981]. Однако снизить эту пористость могут кристаллы вторичного гилса или ангидрита, в некоторых случаях ставшие побочными продуктами процесса доломитизации.

Вот почему ответ на вопрос о том, первичен ли изученный доломит или он вторичен, имеет не просто общетеоретическое, но важное практическое значение. В том случае, если мы в смешанной породе (доломитовом или доломитистом известняке) нашли признаки более поздней, чем у кальцита генерации доломитовых кристаллов, мы имеем право назвать такую породу «известняк доломитизированный», подчеркнув тем самым генетическую сущность процесса. Но так можно называть породу только после завершения микроскопического ее исследования.

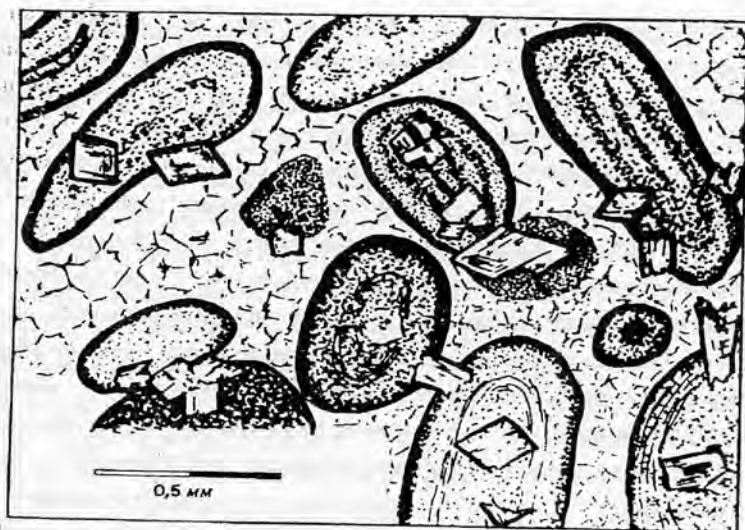


Рис. 27. Частично доломитизированный оолитовый известняк, средний девон, южное Марокко, [Гринсмит, 1981]. Доломитизированный ооспарит. Ромбические кристаллы доломита зародились преимущественно внутри оолитов, хотя они пересекают внешние границы этих аллохем.

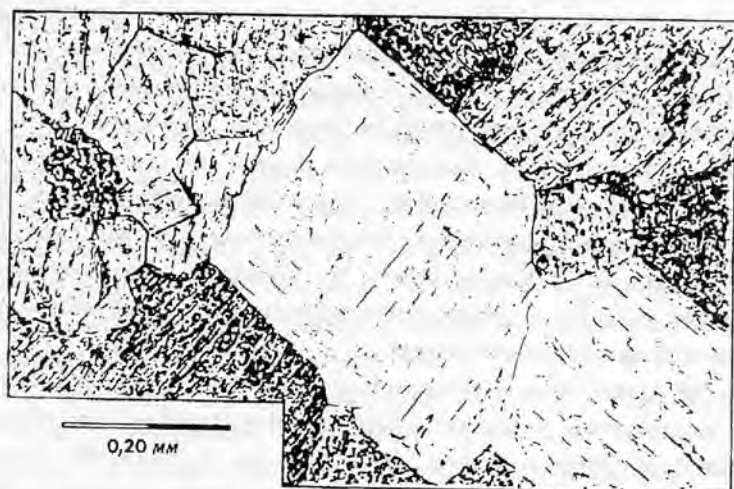


Рис. 28. Позднедиагенетический доломит, Дербишир, Англия [Гринсмит, 1981]. Видны две стадии доломитизации первичного нижнекаменноугольного известняка. Первая стадия представлена "загрязненными" почти эвгдральными зернами доломита, а вторая - чистыми ромбическими эвгдральными кристаллами доломита.

Наряду с широко распространенной постседиментационной *оломитизацией*, в природе известны *процессы разоломничивания*. Они свойственны стадии гипергенеза – обстановкам, когда доломиты промываются сульфатсодержащими поверхностными водами. В этих случаях в стенках обрывов породы приобретают своеобразную мучнистость на выветрелых поверхностях пластовых изломов. Там образуется порошкообразный агрегат $MgSO_4$. Он обуславливает слабую связанность доломитовых ромбоэдрических кристалликов. В отдельных случаях формируются целые прослои вторичной рыхлой «доломитовой муки» [Швецов, 1958] – сыпучего желтовато-белого агрегата мельчайших корродированных доломитовых кристалликов.

Возвращаясь к обзору стадийности формирования доломитов, скажем несколько слов о геологическом эволюционировании этих процессов. Размышляя над причинами возрастания частоты встречаемости и мощностей осадочных тел, сложенных этими породами по мере их удревнения, можно было бы предположить, что такой эффект связан исключительно с доломитизацией известняков на стадиях катагенеза, процессам которым подвергались породы тем сильнее, чем дольше они находились в состоянии глубокого погружения. В действительности этот фактор имел немаловажное значение, но им проблема не исчерпывается. Дело в том, что среди раннепалеозойских и докембрийских толщ гораздо чаще, чем среди осадков четвертичного периода, находятся доломиты с признаками первых двух описанных выше способов формирования – на стадии седиментации либо раннего диагенеза. Палеогеографические исследования отложений карбона центральных участков Русской плиты, выполнявшиеся в середине XX в. под руководством выдающегося палеозоолога Р.Ф.Геккера сотрудниками Палеонтологического института АН СССР Т.Н.Бельской и А.И.Осиповой в 1977 г. доказали, что в каменноугольном периоде залившее Восточно-Европейскую платформу море было чрезвычайно мелководным (аналогов подобных плоскодонных бассейнов с такими огромными площадями сейчас не существует) – как выражаются в русских поговорках, буквально «воробью по колено». Между отмелями и островами, заросшими папоротникообразной растительностью, глубины проливов колебались от первых метров до 10-25 м. Горизонтальная циркуляция вод была чрезвычайно затруднена. Испарение в жарком климате делало свое дело. Сверхались процессы

доломитообразования, подобно современным себховым, но на территориях в сотни раз более обширных.

Кроме того, обращаясь к раннему палеозою и докембрию, академик Н.М.Страхов указывал, что в то времена давление CO_2 в атмосфере было выше теперешнего, а щелочной резерв в водах морей был очень высок, вследствие чего малейшее нарушение равновесия в системе, провоцируемое повышением pH, могло влиять на непосредственную садку доломита из воды.

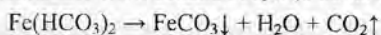
Подводя итог этому, профессор В.Г.Кузнецов [2000] заключил, что доломиты в докембрии и палеозое формировались в обширных надплатформенных морях, в том числе в их центральных частях. А в мезозое и особенно кайнозое их образование в значительной степени сместилось к прибрежной зоне - в лагуны, полуизолированные заливы и озера аридных климатических поясов.

3.3. Сидериты – породы, сложенные в основном одноименными минералами FeCO_3 либо родственными им *сидероплезитами* ($\text{FeCO}_3 > 80\%$, MgCO_3 – до 20%); иногда с примесью кристаллов переходной разности к доломиту – *анкерита* $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$. Эти породы образуют конкреционные стяжения в глинах, аргиллитах и алевролитах, иногда в песчаниках и углях. Нередко такие стяжения сливаются в единые «конкреционные пласты». В их составе, помимо железисто-карбонатного (преобладающего) вещества, присутствуют примеси: глинистых частиц, обломков кварца и силикатных минералов алевритовой размерности, фрагментов углефицированного и тонкодисперсного ОВ, аутигенных кристалликов пирита и др. сульфидов, которые цементируются агрегатами зерен сидерита или сидероплезита.

Макроструктура сидеритов чаще всего пелитоморфная, реже – яснозернистая. Под микроскопом пелитоморфные разности обнаруживают микрогранобластовую структуру. Они состоят из плотно приросших друг к другу одинаковых по размерам ромбоэдров, упакованных по типу «бульжной мостовой». Такой структурный изоморфизм обусловлен гораздо большей силой роста кристаллов сидерита сравнительно с доломитом и кальцитом. Это бывает особенно заметно на отдельных участках доломитовых и известняковых тел, подвергшихся метасоматическому замещению агрегатами более правильных сидеритовых ромбоэдров.

Агрегаты последних на свежем сколе имеют стально-серый цвет. Однако на поверхности обнажений сидерит подвергается процессам окисления, его кристаллы покрываются тончайшими пленками оксидов Fe^{3+} , а потому издали сидеритовые образования выглядят покрашенными в охристые или красно-бурые тона.

Охарактеризованные кратко морфологические особенности сидеритов однозначно свидетельствуют о их постседиментационном генезисе. В большинстве своем сидеритовые конкреции и конкреционные тела были сформированы на стадии диагенеза, в восстановительной гелевой (т.е. без H_2S или с незначительным присутствием этого газа) обстановке. Такая обстановка создается обилием ОВ, захороненного в глинистых или глинисто-терригенных илах. Наличие в них больших количеств содержащих железо минералов, их химическое корродирование и жизнедеятельность железопродуцирующих бактерий благоприятствуют переводу этого элемента в двухвалентную подвижную форму (в растворимом бикарбонате). А отток углекислого газа из этой системы через вышележащие слои осадка вверх (в воды бассейна) обеспечивает реакцию:



раствор.

Это была упрощенная схема одного из наиболее вероятных механизмов диагенетического сидеритообразования.

Известны также более мощные залежи сидеритовых железных руд, возникновение которых объясняется процессами метасоматического замещения известняков и доломитов на конечных этапах подстадии глубинного катагенеза – в Бакальском и других месторождениях рифейского возраста Башкирского мегантиклинория на Южном Урале [Анфимов, 1997]. Там методами стадияльно-петрографических и изотопно-геохимических исследований было доказано, что мощные толщи рифейских глинистых пород изначально смектитового состава на этапе их превращения в аргиллиты и глинистые сланцы обеднялись Fe^{2+} и Mg^{2+} за счет массового выноса этих элементов из кристаллических решеток смектитов, трансформируемых в диоктаэдрические слюды (см. в главе 3). Из этих же глин поступали массовые количества элизонной H_2O , прогретой до $100^\circ C$ и выше (высокие давления препятствовали фазовым переходам жидкости в пар). Сформированные таким способом металлоносные гидротермы устремлялись в области пониженных давлений – через зоны разрывов в пласты-коллекторы пористых известняков. Там.

остывая, гидротермы обеспечивали реакции метасоматоза, которые и формировали рудные сидеритовые тела.

3.4. Магнетиты – породы с кристаллически-зернистыми структурами, образованные агрегатами одноименного минерала $MgCO_3$, в большинстве своем имеют тоже постседиментационный генезис. Южно-Уральские магнетиты рифейского возраста известного месторождения Сатка и множества других ему подобных объектов, судя по новейшим результатам литолого-геохимических исследований уральских ученых Л.В.Анфимова [1997] и М.Т.Крупенина [1999] возникли за счет преобразования доломитов на позднекатагенетической подстадии таким же в принципе способом, как описанные выше сидериты Бакала. Магний (как и железо) привносился из трансформированных в слоду смектитовых пачек.

Вместе с тем, существуют сторонники гипотезы седиментогенного способа формирования магнетитов в геологическом прошлом. В настоящее время известен очень скромный по своим геологическим масштабам пример садки магнетитовых илов в самые жаркие периоды Южно-Австалийского лета на дне упомянутый выше (в разделе о доломитах) лагуны Курунг. Геохимия этих процессов подробно анализировалась Н.М.Страховым [1963]. К его работам мы адресуем любопытного читателя, не пересказывая их вследствие краткости программы нашего курса. Добавим к вышесказанному, что очень скромные масштабы современного магнетитонакопления не сопоставимы с мощностями древних магнетитовых толщ. Гипотеза об их позднекатагенетическом генезисе представляется наиболее обоснованной.

Однако окончательной точки в расшифровке генезиса этих пород еще не поставлено. Немало исследователей все же допускают возможность седиментогенного формирования рифейских и палеозойских магнетитов в особых условиях сверхаридного климата, а явления перекристаллизации и местных метасоматических обогащений руд (вследствие локальных перераспределений вещества) объясняют наложенными процессами глубинного катагенеза, метагенеза или локального метаморфизма первично магнетитовых осадочных комплексов. Не исключено, что в будущем могут появиться аргументы в пользу и этой гипотезы. Во всяком случае, остается еще широкое поле научной деятельности в данной сфере и для Вашего поколения.

3.5. Смешанные карбонатные, песчано-карбонатные и глинисто-карбонатные породы (мергели) – чрезвычайно широко распространены, вследствие чего во многих учебниках им посвящаются особые разделы [Рухин, 1969; Логвиненко, 1984 и др.].

Относительно распространенности смешанных карбонатных пород – переходных разностей между известняками и доломитами нами упоминалось выше, но без ссылок на конкретные классификационные параметры. Между тем, таковые давно разработаны литологами. Наиболее популярны классификационные диаграммы 30-х годов XX века отечественного литолога С.Г.Вишнякова (рис. 29). Их до сих пор используют, несколько видоизменив и модернизировав, В.Г.Кузнецов [2000] и В.Т.Фролов [1995].

Применительно к наименованию таксонов смешанных известково-доломитовых пород, принцип, предложенный С.Г.Вишняковым, был таким. «Чистыми» породами он считал те, у которых примеси не превысили 5% (ныне В.Г.Кузнецов и др. подняли этот рубеж до 10%). Далее название породы образуется двойным словом с суффиксом «-ист-», если содержание примеси составило 5-25% (теперь – 10-25%) либо суффикса «-ов-», когда второго компонента много (25-50%). Тогда общий ряд наименований выстраивается в такой последовательности (таблица 2).

Здесь надо подчеркнуть, что эта таблица отражает только численные, но не генетические соотношения породных компонентов. Но если нам удастся петрографически доказать вторичность доломита, заместившего изначальный известковый материал, то лишь в таком случае мы вправе употребить генетический термин с суффиксом «-изир-»: известняк доломитизированный (см. выше).

По такому же численному принципу группировал С.Г.Вишняков смеси карбонатных и песчаных компонентов:

Известняк (доломит) – песчаного материала <5%

Известняк (доломит) песчанистый – примесь 5-25%

Известняк (доломит) песчаный – примесь 25-50%

Аналогичный вышеописанному способ группировки использовался также применительно к алевротовым и алевролитистым разностям карбонатных пород.

Смешанные карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные породы развиты гораздо шире – настолько широко, что большинству из них издавна присвоен особый термин: *мергели*. При обособлении этой группы

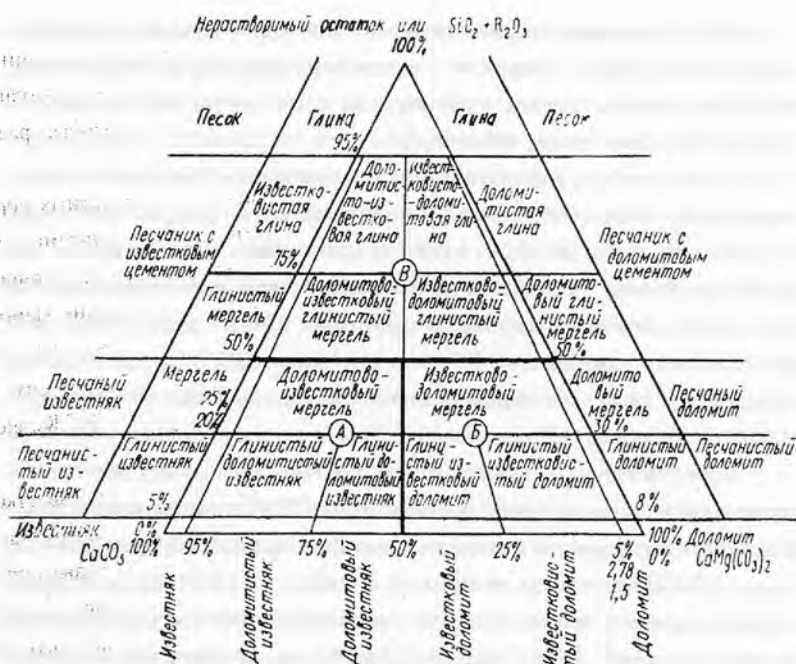


Рис. 29. Классификационная диаграмма смешанных карбонатных пород С.Г. Вишнякова, по [Крашенинников и др., 1988].

Таблица 2.

Классификация известково-доломитовых пород по химико-минералогическому составу (по С.Г.Вишнякову с корректировкой В.Г.Кузнецова)

Порода	Содержание		CaO/MgO
	кальцит	доломит	
Известняк	до-100	10-0	24.6 и более
Известняк доломитистый	75-90	25-10	9.1-24.6
Известняк доломитовый	50-75	50-25	4.0-9.1
Доломит известковый	25-50	75-50	2.3-4.0
Доломит известковистый	10-25	90-75	1.7-2.3
Доломит	0-10	100-90	1.4-1.7

был нарушен общепринятый принцип породной группировки по наличию 50% и более порообразующего компонента. К мергелям стали относить смеси, содержащие карбонатного вещества (известкового либо доломитового) от 75% до 25% и глинистого вещества, соответственно, от 25% до 75%; иногда деля их, при явном преобладании того или иного компонента, на «мергели известковые», «мергели доломитовые» и «мергели глинистые».

В современных классификациях их авторы стремятся как-то обособить 50%-ный барьер. Они именуют «истинными» или «чистыми» мергелями только те породы, которые содержат 50-75% карбонатного и, соответственно, 50-25% глинистого материала [Фролов, 1995]. А при обратных соотношениях именуют породу глиной известковой (сильно известковой), глиной доломитовой (сильно доломитовой) либо мергелем глинистым. Однако добиться такого ранжирования на практике полевых геологических наблюдений практически невозможно. Даже оптическая микроскопия не позволит нам точно и количественно разделить микритовый карбонатный и тонкопелитовый глинистый материал. Для этого потребен анализ методом «мокрой химии» – растворением породных навесок в крепких кислотах и взвешиванием нерастворимых остатков.

В массовых масштабах все это реализовать не легко и не всегда целесообразно. По этой причине до сих пор на практике бытует старый (начало XX в.) способ диагностики мергелей как многовариантных смесей, в которых содержание карбонатного и глинистого вещества ограничено рубежами, приближающимися к 75% и 25%. И в англоязычной литературе мергелем (marl) называют глинисто-карбонатную породу тоже в близких к вышеотмеченным пропорциям смешения компонентов: с содержанием глины 35-65% и карбоната, соответственно, 65-25% [Кузнецов, 2000].

4. Кремневые породы

Эта группа пород в большинстве учебных книг традиционно именуется *кремнистыми*. Однако В.Т.Фролов [1992] резонно заметил, что данный термин неудачен, так как по-русски суффиксом «-ист-» выражается примесь, а здесь кремневое вещество преобладает, а потому уместен суффикс «-ов-» или «-ев-».

Определение этим породам можно сформулировать так: *кремневые* (или *силицитолитами*) *ируются породы, более чем наполовину состоящие из минералов группы оксидов кремния опала, кристобалита, тридимита, халцедона и развивающегося по ним кристаллически-*

зернистого кварца: за исключением разностей с обломочными структурами и с яснозернистым гранобластовым строением. То есть кварцевые алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты данной группе не принадлежат; они относятся к породам обломочным. Не включают в состав силицитоцитов также кварциты, у которых породообразующие компоненты срослись в гранобластовый агрегат кристаллов крупнее 0.1 мм, иногда до 0.5-1 мм и более в поперечнике: это образования стадий метаморфизма (нередко контактового, порождающего ороговикование вмещавших интрузию пород), то есть метароды. Их предшественниками могли быть не только силицитоциты, но вероятны также и кварцевые обломочные, и кислые эффузивные породы, и в каждом конкретном случае для распознавания природы дометаморфического объекта требуются специальные петрологические исследования.

Кремневые породы по своей распространенности занимают 4-е место после карбонатных, однако количественно им резко уступают – составляя 1.5-2% всего осадочного материала. Эти породы по их внешнему облику и минеральным составам делятся на две главные категории. Первая представлена опаловыми, реже халцедоно-опаловыми образованиями, которые настолько микрокомпонентны, что визуально имеют *пелитоморфные* («мелоподобные») структуры, с землистым, «рыхлым» на ощупь изломом. Вторая категория – породы халцедоновые и кварцево-халцедоновые. Они более крепкие и монолитные, на свежем изломе имеют так называемую *афанитовую*, или *стекловатую* макроструктуру, будучи похожими на поперечный скол разбитого толстого стекла, без признаков какой-либо зернистости. Истинные микроструктуры и компонентные составы пород обеих категорий выявляют только микроскопические наблюдения (оптические и электронные). Только эти наблюдения позволяют нам установить видовое название силицитолита. Так, например, описанные макроскопически в конце XIX в. в Северной Африке в предместьях г. Триполи опаловые трепелы (им дано наименование от вышеупомянутого города) при микроскопических исследованиях оказались на самом деле диатомитами, а настоящие трепелы установлены в совсем иных регионах (мезозой и кайнозой Ростовской и Брянской областей, Поволжья и др.).

К опаловым разновидностям относятся *трепелы* и *опоки*. Это светло-серые, очень легкие, не крепкие, не размокающие породы. На изломе они похожи на мел, но не «вскипают» в HCl. Трепелы очень пористы (до 90%),

а потому их объемный вес близок к 1. Опоки тяжелее (объемные веса – от 1.2 до 1.8 г/см³), поскольку представляют собой более уплотненную разновидность; по внешнему виду похожи на скол разбитой фаянсовой чашки. Микроструктуры у них и трепелов колломорфные. Опаловые породы с биоморфными структурами представлены *диатомитами*, *радиоляритами* и *спонголитами*. Диатомиты сложены тончайшими (тоньше нашего волоса) «трубочками» диатомовых водорослей – обитателей холодных озерных и морских вод. Внешне диатомиты похожи на трепел, но легче его и не тонут в воде; поровые пустотки составляют в них до 97% объема породы. Радиоляриты, сложенные мелкими (не крупнее 0.1-0.2 мм) шарообразными скелетиками морских одноклеточных – радиолярий несколько плотнее, подобно опокам. Спонголиты состоят из иголочек морских губок (*«spongia»* – лат., губка). Внутри канальцев этих иголочек опал превращается в микроглобулярный опал СТ. Он на стадии катагенеза раскристаллизуется в микритовый агрегат волокнистого халцедона. Его примесь существенно утяжеляет породу до 1.8-2.2 г/см³.

К халцедоновым и кварцевым породам относятся: 1 – *кремни желваков*, или *копкреций*, залегающие внутри пластов пясчег мела и некоторых других известняков; 2 – *яшмы* – криптозернистые тонкослоистые породы, обычно окрашенные примесью оксидов железа и марганца в красные и фиолетовые цвета; 3 – *радиоляриевые яшмы*; 4 – *кремневые сланцы*, прокрашенные, в отличие от яшм, в серые или зеленые цвета за счет примеси глинистого материала; 5 – *фтаниты* – халцедоновые породы черного цвета, содержащие тонкодисперсную примесь ОВ.

Судя по фаунистическим остаткам, кремневые породы были морскими, реже озерными образованиями. Многие из них, развитые в складчатых областях, подверглись существенным вторичным изменениям. Гель кремнезема и опаловые панцири большинства микроорганизмов становятся неустойчивыми даже при незначительном росте температуры и давления. Испытывая перекристаллизацию, они превращаются в халцедон-кварцевые сланцы или яшмы и фтаниты. Интересна проблема генезиса радиоляриевых яшм. У них обнаруживаются элементы сходства с современными радиоляриевыми илами, которые накапливаются на дне Тихого и Индийского океанов. Поэтому появление подобных пород в разрезах геологического прошлого нередко рассматривается как доказательство существования древних океанов. Однако следует иметь в виду, что аналогичные осадки могут возникать и в глубоких морях

значительно меньших размеров, по сравнению с современными океанскими бассейнами [Фролов, 1992]. Похожее можно сказать и про диатомиты. Сейчас в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах ниже критических глубин карбонатакопления развиты диатомовые илы, окаймляющие широким поясом материк Антарктиду. В водах Северного Ледовитого океана и его окраинных морей диатомовые водоросли размножаются в не меньших количествах, чем на южных широтах, однако здесь «чистые» диатомовые илы образуются реже. Они «подавляются» гигантскими количествами терригенно-глинистых веществ, привнесенных сюда с суши Великими Сибирскими реками.

Однако современные и мезозойско-кайнозойские диатомовые осадки присущи не только глубоководным бассейнам. Глинисто-диатомовые илы накапливались и ныне накапливаются на дне озера Байкал, а чистые диатомиты свойственны кайнозойским осадкам озер межгорных впадин Малого Кавказа, Балканского и др. регионов.

Развитые на Восточно-Европейской платформе позднемезозойские и кайнозойские диатомиты в парагенезе с трепелами, опоками и радиоляритами принадлежали так же, как и описанный выше песчаный мел, к осадкам свособразного (не имеющего нынешних аналогов) обширного и очень мелководного эпиплатформенного морского водоема (см. рис. 20). В вышеупомянутом парагенезе биогенные механизмы формирования диатомитов и радиоляритов сомнений не вызывают. Применительно же к породам с колломорфными структурами, такие сомнения остаются. Действительно, с первого взгляда на их микроструктуры можно предположить, что они отражают результаты химического осаждения аморфного кремневого вещества. Однако этой версии противоречат расчеты баланса SiO_2 в зонах переноса и накопления осадков, выполненные Н.М.Страховым [1963] и лаконично описанные и пополненные расчетами других исследователей – Ю.Г.Волохина, Ю.П.Казанцева, М.А.Михайлова и В.Т.Фролова [1992, с. 302-310]. Главная аргументация против версии о хемогенном генезисе осадков, исходных для трепелов и опок, состоит в современной (и, вероятнее всего, мезозойско-кайнозойской) недонасыщенности гидросферы кремнеземом. Его в морской воде содержится порядка 0,5-6 мг/л, а в речных водах – до 13 мг/л. Лабораторные же исследования показали пределы растворимости кремнезема в морской воде при 25°C и нормальном атмосферном давлении более высокими – в 10-20 раз, а иногда и почти в 300 раз больше, по

сравнению с приведенными выше цифрами, а именно: для кремневого геля – 140 мг/л, для опала – от 105 до 110 мг/л, кристобалита – 60 мг/л, тридимита – 38 мг/л, мелкоистолченного кварца – 5-6 мг/л.

Итак, воды океанских, морских и внутриконтинентальных бассейнов резко недонасыщены SiO_2 , что исключает возможность его химической садки. Есть, правда, иной химический способ – выпадания гелей из коллоидных растворов, которые при смешении речной воды с морской (электролитом) коагулируют, вне зависимости от степени насыщенности раствора. Такой механизм вполне возможен, однако он в реальности имеет (по крайней мере, в наше время) скромные масштабы, судя по тому, что детальное исследование Ф.В.Чухрова [1955], С.И.Набоко и других показали подчиненную роль коллоидов (всего до 10-20%) в речных водах, где большая часть (80-90%) растворенного SiO_2 пребывает в форме ионных растворов ортокремневой кислоты H_4SiO_4 .

Некоторые исследователи [Муравьев, 1983] привлекают к объяснению формирования трепелов и опок вероятные процессы вулканизма и подводной разгрузки насыщенных кремнеземом горячих эндогенных гидротерм. Не отвергая такого механизма кремнезема накопления в принципе, следует указать начинающему исследователю, что данная версия, как любая иная, всегда нуждается в аргументированном подтверждении для каждого конкретного случая. Всюду следует находить и показывать неопровержимые геологические и геохимические свидетельства предполагаемого палеовулканизма (в особенности применительно к отложениям платформенных чехлов, где магматическая активизация проявлялась не столь мощно и не так часто, как в тектонически подвижных поясах).

Гораздо чаще, после введения в практику лабораторных исследований растровой электронной микроскопии, нам удается убедиться в том, что очень многие трепелы и опоки – это изначально биогенные (радиоляриевые и др.) осадки, которые на постседиментационных стадиях литогенеза видоизменили свои микроструктуры вследствие растворения поровыми водами большинства раковин и трансформирования биоморфного опала А в хемогенный глобулярный опал СТ. Разрушение раковин разных особей в одной и той же породе по неизвестным нам причинам реализуется с разной интенсивностью подобно тому, как осенью на одном дереве разные листья в разной мере подвергаются пожелтению и полному увяданию. И все эти переходы видны в электронно-

микроскопических препаратах. По ним удастся воссоздать биоморфную реликтовую структуру осадка.

Организмы-кремнеаккумуляторы, как установлено биологами, нуждаются в аномально-повышенных содержаниях SiO_2 в воде, извлекая кремнезем своими биомеханизмами из ничтожных количественных его примесей. Конечно же, любой дополнительный поставщик SiO_2 будет стимулировать активизацию жизнедеятельности этих существ. Так, например, культуру диатомовых водорослей помещали в дистиллированную воду, где эти водоросли продолжали по-прежнему жить, но резко активизировали свое размножение после добавления туда порции глинистых частиц или тонкоизмельченного вулканического пепла.

По мнению Н.М.Страхова [1963], главный источник SiO_2 для построения биоскелетов – это его запасы в водах Мирового океана и морей, оцениваемые в $5.3 \cdot 10^{18}$ г. Из них биос ежегодно извлекает порядка $2.5 \cdot 10^{16}$ г SiO_2 (намного больше, чем ежегодно привносится реками и гидротермами), однако до 98.5% этого количества вновь возвращается в океанскую и морскую воду вследствие массового растворения биоскелетов на путях их транспортировки к морскому дну и на дне водоема. Прочие форменные элементы сохраняются в осадках, теряя и там часть своего SiO_2 , переходящего в иловые растворы на стадии диагенеза.

Еще труднее, чем в вышеприведенных примерах, судить о генезисе халцедоновых пород складчато-надвиговых систем (герциниды Урала, каледониды Казахстана и многие др.), которые имеют достаточно древние возрасты (в основном палеозойский и докембрийский) и гораздо интенсивнее платформенных осадков переработаны процессами глубинного катагенеза и метагенеза. Выше было сказано о несомненной биогенности радиоляриевых яшм, но таковые составляют меньшинство от всей группы яшмоидов, кремневых сланцев и фтанитовых пород. Реконструируя их генезис, не следует поддаваться искушению прямолинейных актуалистических сравнений с нынешней эпохой, как уже показывалось на примере палеобстановок формирования пясчег мела и фациально замещающих его опаловых осадков Русской плиты. Применительно к тектонически подвижным областям реконструирование условий седиментации требует еще большей осторожности в осмыслении множества литологических, геохимических и общегеологических признаков палеогеографической обстановки. О неполной аналогии древних обстановок современным свидетельствовали неоднократно Н.М.Страхов,

Н.В.Логвиненко, П.П.Тимофеев и другие отечественные литологи и их зарубежные коллеги, в частности, Р.У.Фербридж, который писал: «Гели кремнезема весьма редко встречаются на дне современных морей, однако современная эпоха может быть неблагоприятной для образования этих гелей ... Необходимо оценить исключительно активную эрозионную деятельность в четвертичном периоде с его быстрыми эвстатическими поднятиями и опусканиями. Эрхарт установил, что положительные периоды стабильности благоприятствуют высвобождению из почвы кремнезема и кальция (см. талассократический период)» [Диогенез ..., 1971, с. 63-64]. И далее: «Имеются многочисленные указания на образование таких гелей кремнезема в геологическом прошлом В самой нижней части ордовикских отложений Польши Самсонович обнаружил халцедоны со знаками ряби. Подобные образования были найдены в юрских отложениях Нормандии. Описаны кремни с ходами червей. Отпечаток мускульной ткани *Exogyra*, сохранившийся в кремнеземном образовании, указывает на одновременное замещение. Ветцель нашел пыльцу совершенной сохранности в меловых кремнях Северной Европы, а Дефландре описал из этих кремней тонкие *Flagellata* и гистрикосфериды [микроскопические (0.01-0.4 мм) образования, принадлежащие различным систематическим группам, начиная с яиц, цист и кончая спорами] с псевдоножками совершенной сохранности. Высокая степень сохранности позволила Каие сделать вывод, что дегидратация кремнезема начинается снаружи и медленно распространяется внутрь образования» [Диогенез ..., 1971, с. 64]. Иными словами, в отдельные (талассократические) периоды пенепленизации суши, массового корообразования на ней и морских трансгрессий, насыщенность вод кремнеземом могла превышать нынешнюю.

Гораздо определеннее трактуется генезис кремневых конкреций, распространенных среди многих видов карбонатных пород – писчего мела, различных пелитоморфных и детритовых известняков, реже – среди коралловых, водорослевых известняков и доломитов. Такие конкреции имеют афанитовую макроструктуру, криптозернистую (коллоидально-зернистую) микроструктуру и разнообразные окраски – от светло-серых до черных, а иногда красновато-бурых, в зависимости от вещественного состава примесей к кремнезему нерастворимых пелитоморфных компонентов – глинистых частичек, тонкодисперсного ОВ, гидроксидов железа и проч. Время формирования различных конкреций датируется

различными постседиментационными этапами – от самого раннего до позднего диагенеза; а иногда это продукты метасоматического замещения карбонатного вещества уплотненной породы кремневым веществом во время катагенетической стадии. Различия этих образований оцениваются, исходя из морфологии конкреционных стяжений и их соотношений с текстурами вмещающей породы. Раннедиагенетические конкреции приспособляются своей формой к текстурным неоднородностям известняков; например, они удлиняются параллельно слоистости и вдоль поперечных к ней трещин отдельности пласта, приобретая крестообразные или грибообразные контуры поперечного сечения. Если пласты известняков имели детритовые структуры с неоднородными по своей крепости форменными элементами, то «обходящие препятствие» раннедиагенетические кремни приобретают вовсе причудливые формы, будучи все же уплощенными. Метасоматическое окремнение, охватившее уплотненную породу на катагенетической стадии, имеет не всегда согласные со структурно-текстурными особенностями породы границы.

Механизм диагенетического кремнеобразования обстоятельно описан В.Т.Фроловым [1992, с. 310-315]. Сущность этого механизма такова. Карбонаты и SiO_2 – антиподы, применительно к условиям их растворимости. Они в этом качестве более чувствительны к колебаниям pH, нежели к изменениям температуры растворов (в пределах температур, свойственных зоне осадконакопления). На рубеже значений pH порядка 8.2-8.5 фиксируются переломные значения их растворимостей: при меньших значениях данного параметра (покисление среды) стремительно увеличивается растворимость карбонатов и стабилизируется на минимальном уровне растворимость кремнезема, а при возрастании $\text{pH} > 8.5-9$, соотношения растворимостей становятся прямо противоположными вышеотмеченным (стабилизируются у карбонатов и стремительно возрастают у SiO_2). В морской воде значения pH в среднем приближаются к 8.2, однако, эта щелочная среда фона не является однородной внутри осадка. Там возникает множество точечных очажков с резко пониженными значениями pH – в тех местах, где скапливаются трупы погибших животных и начинается активная деятельность разлагающих их бактерий с выделениями CO_2 , H_2S , которые «подкисляют» окружающую микросреду. Временное ее подкисление способствует тому, что попавшие туда единичные раковинки радиолярий, диатомей или спикулы губок становятся затравками для стягивания к ним из соседних участков (с более

различными постседиментационными этапами – от самого раннего до позднего диагенеза; а иногда это продукты метасоматического замещения карбонатного вещества уплотненной породы кремневым веществом во время катагенетической стадии. Различия этих образований оцениваются, исходя из морфологии конкреционных стяжений и их соотношений с текстурами вмещающей породы. Раннедиагенетические конкреции приспособляются своей формой к текстурным неоднородностям известняков; например, они удлиняются параллельно слоистости и вдоль поперечных к ней трещин отдельности пласта, приобретая крестообразные или грибообразные контуры поперечного сечения. Если пласты известняков имели детритовые структуры с неоднородными по своей крепости форменными элементами, то «обходящие препятствия» раннедиагенетические кремни приобретают вовсе причудливые формы, будучи все же уплотненными. Метасоматическое окремнение, охватившее уплотненную породу на катагенетической стадии, имеет не всегда согласные со структурно-текстурными особенностями породы границы.

Механизм диагенетического кремнеобразования обстоятельно описан В.Т.Фроловым [1992, с. 310-315]. Сущность этого механизма такова. Карбонаты и SiO_2 – антиподы, применительно к условиям их растворимости. Они в этом качестве более чувствительны к колебаниям pH, нежели к изменениям температуры растворов (в пределах температур, свойственных зоне осадконакопления). На рубеже значений pH порядка 8.2-8.5 фиксируются переломные значения их растворимостей: при меньших значениях данного параметра (покишение среды) стремительно увеличивается растворимость карбонатов и стабилизируется на минимальном уровне растворимость кремнезема, а при возрастании $\text{pH} > 8.5-9$, соотношения растворимостей становятся прямо противоположными вышеотмеченным (стабилизируются у карбонатов и стремительно возрастают у SiO_2). В морской воде значения pH в среднем приближаются к 8.2, однако, эта щелочная среда фона не является однородной внутри осадка. Там возникает множество точечных очажков с резко пониженными значениями pH – в тех местах, где скапливаются трупы погибших животных и начинается активная деятельность разлагающих их бактерий с выделениями CO_2 , H_2S , которые «подкисляют» окружающую среду. Временное ее подкисление способствует тому, что попавшие туда единичные раковинки радиолярий, диатомей или спикулы губок становятся затравками для стягивания к ним из соседних участков (с более

высокими рН) растворенного H_4SiO_4 , переводимого в нерастворимый агрегат опала здесь же (при низком рН). Сформированная этим способом микроконкреция по закону масс стягивает на себя кремнезем из окружающих иловых вод, уже вне зависимости от выравнивания местных значений рН. Выпавший в осадок опал приспосабливается к неоднородностям в структуре окружающих его карбонатных компонентов. Впоследствии, на стадиях позднего диагенеза – раннего катагенеза этот опал постепенно дегидратируется и трансформируется через кристоболитовую и тридимитовую фазы кремнезема в криптозернистый агрегат кварца, именуемый халцедоном.

Несколько иными могут быть источники SiO_2 при метасоматическом кремнеобразованием на катагенетической стадии. В данном случае SiO_2 может приноситься в известняки и доломиты элизионной водой, высвобождаемой вместе с кремнеземом из трансформируемых смектитов соседних с карбонатными слоями пачек глинистых пород (см. выше). Возможны и другие источники SiO_2 , выявление которых требует специального исследования.

5. Фосфориты

Фосфориты представляют собой биогенно-хемогенные образования, состоящие либо из фосфатизированных скелетных остатков, раковин морских моллюсков либо (чаще) из скопления конкреций и пластовых тел аморфно-криптозернистого строения, сложенных преимущественно минералами группы апатита: аморфным *коллофаном*, микрокристаллическими *фторапатитом* $Ca_5(PO_4)F$, *гидроксилапатитом* $Ca_5(PO_4)_3OH$, *поболитом* $Ca_{10}(PO_4)_6(CO_3)$, *курскитом* $Ca_8(PO_4)_4 \cdot (CO_3) \cdot F_2$, *карбонатапатитом*, *франколитом* $Ca_{10}(PO_4)_6 \cdot [F_2(OH)_2(CO_3)O]$ и другими солями ортофосфорной кислоты. Это – ценное агрохимическое сырье, исследованию которого много внимания уделяли А.Д.Архангельский, Г.Н.Батурин, Г.И.Бушинский, М.Г.Гиммельфарб, А.В.Казаков, А.С.Соколов, В.Н.Холодов, Э.Л.Школьник и др. [Рухин, 1969; Логвиненко, 1984; Фролов, 1993].

Подавляющее большинство фосфоритов по своему составу приближаются к смешанным отложениям. Одни из них содержат обильную примесь глинистого вещества, в составе которого наиболее характерным компонентом является глауконит; а также примесь обломков кварца, полевых шпатов и слюд алевритовой и песчаной размерности. Другие виды фосфоритов пребывают в тесном парагенетическом единстве с

кристаллически-зернистыми агрегатами доломита, кальцита либо аморфного опала и криптозернистого халцедона. В качестве второстепенной примеси в фосфатных желваках отмечаются пирит, галенит и др. сульфиды, а в современных океанских фосфоритах Г.Н. Батуриным и др. выявлен барит в форме игольчатых и призматических кристаллов.

Нижний предел химического содержания P_2O_5 в этих породах равен 18%. Однако, в геологоразведочном деле фосфоритами часто называют руды с содержанием P_2O_5 всего 5%, потому что при условиях их открытой разработки из пород, содержащих P_2O_5 от 5 до 18% может быть легко получен концентрат, пригодный для промышленного использования. В данном случае практика диктует свои потребности, и условно принятый нами 50%-ный барьер господствующих минеральных компонентов существенно снижается ей в угоду (делается из общего правила исключение такое же, как для рассмотренных выше мергелей).

Имея дело с музейными образцами фосфоритов, мы привыкли к их черным окраскам. Однако это цвет обильных примесей ОВ. Если же таковые окислены, то истинные фосфориты становятся белыми, мелоподобными, а точнее – очень похожими по своему внешнему облику (и по составу сопутствующих примесей глауконита и др.) на опоки, а иногда – на доломиты. Различить их позволяет реактив – смесь молибденовокислого аммония с концентрированной азотной кислотой. Капелька такой смеси мгновенно окрашивает участок породы в канареечно-желтый цвет даже при минимальном 5%-ном содержании P_2O_5 . А под микроскопом фосфатное вещество чрезвычайно похоже на минералы группы оксидов кремнезема. По резкому рисунку шагреновой поверхности и изотропностью коллофаномологичен опалу. Криптозернистые же агрегаты апатитов своею прозрачностью, отсутствием шагреновых поверхностей и низкими (темно-серыми) цветами интерференции ($n_g - n_r = 0.03$) с первого взгляда неотличимы от халцедонов. Вместе с тем и коллофан, и все апатиты отличаются своими очень высокими показателями преломления, которые выше не только отрицательных опаловых и близких к значениям n канадского бальзама констант халцедоновых, но они существенно выше, чем n_g кварца = 1.553. У апатитов $n_g = 1.633-1.667$; $n_r = 1.630-1.664$ (то есть при диафрагмировании и поднятии тубуса микроскопа либо опускании его предметного столика полоска Бекке будет явно смещаться в сторону от минералов SiO_2 на фосфатное вещество).

Фосфориты в большинстве случаев имеют прямую или косвенную пространственно-временную взаимосвязь с погребенными останками животных, а также недавно устанавливаемые взаимосвязи с палеобактериями. Тем не менее, их генезис до сих пор служит предметом острых дискуссий относительно источников фосфора, механизмов его миграции и способов его концентрирования. Один из авторитетнейших исследователей фосфатного сырья А.С.Соколов [1999] (Государственный институт горно-химического сырья) охарактеризовал нижеследующую историю развития представлений о генезисе фосфоритов, подразделив ее на три крупных этапа.

Первый этап от 90-х годов XIX века до начала 30-х годов XX века представлял безраздельное господство гипотезы о биогенности фосфоритов – за счет фосфора, накопленного в телах преимущественно планктонных и нектонных морских и океанских организмов, погибавших массово в местах контакта теплых и холодных течений, и «дождем трупов» падавших на дно. Ярыми сторонниками таких представлений были английские исследователи осадков дна океанов Дж.Меррей и А.Ренан (в 1891 г.), известный геолог Л.Кайе (публикации 1936 г.) и отечественные геологи Н.Г.Кассин и А.Г.Вологдин, предвосхитившие нынешние сведения некоторых палеонтологов о большой роли жизнедеятельности бактерий, влиявших на фосфатонакопление. Недостатком их стройной гипотезы было отсутствие ее связи с конкретными фашиально-палеогеографическими обстановками, что не давало геологам-поисковикам ясной цели для обнаружения перспективных фосфоритоносных участков и новых месторождений.

Второй этап решения проблемы фосфатогенеза наступил с 30-х годов XX в., после начала исследования фосфоритов в СССР, в Научном институте удобрений, где горно-геологический отдел возглавил крупный химик А.В.Казаков. Он отверг биогенную гипотезу, заменив ее хемогенной, которая стала приносить конкретные плоды, способствуя открытию месторождений. Эта гипотеза вскоре получила всемирное признание и была многократно описана и проиллюстрирована в отечественных учебниках Л.В.Пустовалова [1940], М.С.Швецова [1958], Л.Б.Рухина [1969], Н.В.Логвиненко [1984] и др., и с похвалой отмечена в 1984 г. на 27-м Международном геологическом конгрессе в Москве руководителем Международного проекта «Фосфориты», австралийским профессором П.Дж.Куком.

Суть гипотезы А.В.Казакова заключалась в том, что пассаты отгоняют от материков поверхностные океанские воды, вызывая тем самым компенсационные потоки глубинных вод вверх по континентальному склону на шельф (*апвеллинг*, упоминавшийся выше, при описании генезиса оолитовых карбонатов). Глубинные воды, благодаря высоким парциальным давлениям углекислоты, содержат повышенные концентрации растворенного в них фосфора (он поставляется трупами планктона и нектона, но далее биос в его переносе и в осадконакоплении не участвует). На шельфовом мелководье резкое снижение давления и прогрев воды стимулирует удаление CO_2 в атмосферу, благодаря чему вода становилась перенасыщенной фосфатом, и он выпадал в осадок. Первыми геологическими подтверждениями этой модели стали находки позднекайнозойских фосфоритовых желваков на шельфе вдоль всего западного побережья Африки и восточного побережья Южной Америки; а также приуроченность ископаемых фосфоритов к мелководным отложениям палеошельфов платформенных осадочных бассейнов позднего докембрия, палеозоя и мезозоя.

Батиметрические глубины фосфатонакопления оценивались в диапазонах от 50 до 20 м, с частичным перекрытием зоны глауконитообразования (20-200м) [Швецов, 1958]. Известные факты наличия в этих же обстановках массовых скоплений фосфатизированных раковин двустворок (рода *Aucella*), беззамковых брахиопод (*Obolus*), аммонитов, а также фосфатизированных бактериально-водорослевых построек, не объясняемые гипотезой А.В. Казакова, умалчивались как второстепенные явления. Так же не объяснялась современная недонасыщенность морских мелководных вод фторкарбонатпатитом, что исключает возможность его выпадения непосредственно из воды в осадок.

Подправить это несоответствие стремились выдающиеся литологи Г.И.Бушинский и Г.Н.Батурин, вновь указавшие на важную роль фитопланктона как концентратора фосфора применительно к палеогеографическим обстановкам гипотезы А.В.Казакова. При этом Г.Н.Батурин дополнил данную схему существенным уточнением: *фосфориты не выпадают сразу же из воды на дно, а как бы «дозревают» в иловых водах внутри осадка на стадии диагенеза*, получая там дополнительную подпитку фосфором (известно, что его концентрации так же, как марганца и др. элементов, повсеместно в иловых водах на несколько порядков превышают таковые в придонной воде).

Диагенетические конкреции растут и укрупняются, иногда цементируют глинисто-алевритовое вещество в форме фосфатных плит. В тех случаях, когда на данном участке дна резко активизируется гидродинамическая обстановка (в период морской трансгрессии или регрессии), сильными течениями уносится тонкий терригенный материал, а тяжелые конкреции остаются, сгущиваются и образуют конгломератоподобные остаточные образования так называемого *перлювия* [Фролов, 1993]. Это природный процесс естественного обогащения рудных тел.

Уточнения, вносимые в гипотезу А.В.Казакова, предопределили наступление на рубеже XX и XXI веков третьего этапа познания механизмов фосфатонакопления. Оно базируется на новых фактических материалах исследования океанских и континентальных отложений и на новых возможностях лабораторных стадийно-минералогических, биологических и геохимических исследований на высокоразрешающей электронной и рентгенографической аппаратуре. Благодаря ее использованию, появилось много свидетельств о признаках метасоматического замещения фосфатом карбонатных осадочных компонентов – биогенных (раковинок остракод и др., и экскрементов – копролитов) и не биогенных. Было также установлено, что процесс фосфатизации карбонатов протекает особенно активно при наличии богатых ОВ мягких тканей организмов, на которых интенсивно развиваются гнилостные и др. бактерии, которые с отмиранием тоже фосфатизируются. Фосфатизация биогенного материала реализуется стадийно: формируется сначала аморфный коллофан, затем он становится глобулярным (группируется в агрегаты шариков размером до 1 мкм), перекристаллизуемым в конце концов в карбонатапатит. Появляются веские основания считать такие процессы импульсивно-скоротечными: их длительность измеряется всего лишь месяцами.

Очень ценные наблюдения и открытия в этих аспектах сделали сотрудники Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова, а также Институтов палеонтологии, микробиологии РАН, Геологического института РАН и др. – Г.Н.Батурин совместно с Е.А. Жегалло и А.Б. Исаевой; А.Ю. Розанов совместно с Г.А.Заварзиным, Л.М.Герасименко, Г.Т.Ушатинской и др. [Бактериальная палеонтология, 2002]; И.В.Хворова, а также В.Н.Холодов и Р.К.Пауль [1995]; Э.Л.Школьник совместно с Е.И.Шорниковой и многие другие ученые. Интерес их к роли биогенных (в особенности бактериальных факторов) существенно возрос. Удалось

установить, что во многих фосфоритах существенную роль играют черного цвета халцедоновые породы, тоже содержащие органику. Там фосфатом замещаются кремневые остатки организмов, в частности, губки. Все больше сведений поступает об открытии фосфатизированных цианобактериальных нитей и матов. Выявлены также целые стволы фосфатизированной древесины.

Последний факт использован А.С.Соколовым [1999] как аргумент в пользу того, что фосфор мобилизуется за счет высвобождения фосфатного вещества из придонной морской воды, так как изначальное содержание биогенного P_2O_5 в древесине исчезающе низкое. При этом исследователь сделал оговорку, что содержащийся в животных организмах фосфор тоже вошел в состав фосфоритов, однако, доля его в общем балансе вещества представляется незначительной. *А сам по себе биос, его отмершие остатки, их ОВ служат своего рода катализаторами и активизаторами высаяждения фосфата из насыщенных им придонных вод, переносимых атвеллингами к шельфу, где реализуется фосфатизация карбонатных и кремневых осадков.*

Данная концепция представляет фосфатонакопление как очень сложный комплекс биохимических процессов и благоприятствующих им геологических условий. Они не всегда совпадают, а для формирования месторождения требуется, как известно, совпадение множества благоприятствующих ему факторов. Вероятно, по этой причине в геологической истории Земли известно ограниченное количество эпох фосфоритообразования. По данным А.С.Соколова [1999], современное распределение учтенных мировых запасов фосфоритов таково: 26% мировых ресурсов сконцентрированы в венд-кембрии, а 40% – в мел-палеогене; менее крупные, локальные накопления фосфоритов находятся в неогене (14.6%) и перми (13%). Но даже в эти глобальные эпохи рудогенеза конкретные фосфоритоносные бассейны рассредоточены по земному шару. Например, в венд-кембрийское время их было 10: два – в Южной Америке, один – в Африке (Верхняя Вольта), один – на юге Казахстана (Каратау); а также Предгималайский, Алтае-Саянский, Удско-Селенджинский, Окино-Хубсугульский в Монголии, Янцзынский и Лаокайский в КНР и Дорлжина в Австралии. То же самое свойственно и остальным временным интервалам. Отсюда следует вывод о том, что для генерации фосфатных руд необходим комплекс местных благоприятных условий. Таковыми служат: I – наличие мелководного шельфа на границе с литоралью, с

широким развитием карбонатных осадков; 2 – тектоническая стабильность и равнинность соседней суши, ограничивающие поступление в бассейн терригенных веществ; 3 – режим морской трансгрессии; 4 – теплопроводность; 5 – замедленные темпы седиментации, обеспечившие длительное контактирование осадков с морскими водами, фосфатизацию осадков и сорбирование ими из вод рассеянных элементов (Sr, редких земель и др., обычно присущих фосфоритам); 6 – последующее обогащение фосфоритов посредством формирования перлювия в условиях активной гидродинамики (см. выше).

Данным перечнем не поставлена точка в подведении итогов проблемы способов фосфатонакопления и в решении вопросов об источнике (источниках) фосфора. Ныне сохраняются принципиальные разногласия в вышеупомянутой концепции А.С.Соколова и теоретической модели В.Н.Холодова [1995]. Первый считает, что важнейшим общим условием для реализации вышеперечисленных 6 частных условий фосфоритогенеза необходимы непрерывные подтоки в мелководную зону океанских глубинных вод (апвеллинги). В.Н.Холодов отрицает это, основываясь на детально реконструированной палеогеографической схеме крайне мелководного венд-кембрийского фосфоритоносного бассейна Каратау и др. подобных палеобассейнов. Они состояли из мозаики акваторий, разделенных островами, полуостровами и отмелями на площадях в многие десятки тысяч км². Столь обширное мелководье не могло быть доступно апвеллингам, которые эффективны только в обстановке узких открытых шельфов. Отсюда следует вывод о том, что главные источники приносимого в морские бассейны фосфора были сосредоточены на пенеппенизуемой континентальной суше, где обнажались насыщенные апатитами докембрийские габбро-анортозитовые и щелочные массивы (с возрастaми в 2.8-1.0 млрд. лет).

В.Н.Холодов справедливо отметил, что каждой эпохе фосфоритообразования предшествовала эпоха глубокого эродирования околобассейновых питающих провинций (рис. 30). Расчеты показали, что при этом один лишь срез габбро-анортозитового массива толщиной в 10м на исследованной территории мог бы обеспечить месторождение запасами в $26,4 \cdot 10^9$ тонн P_2O_5 . Вся проблема состояла лишь в том, как совершается переход твердофазных продуктов (терригенных зерен апатита и др. фосфатсодержащих минералов) в растворенные формы, которыми должны были подпитываться иловые воды эпиконтинентального морского

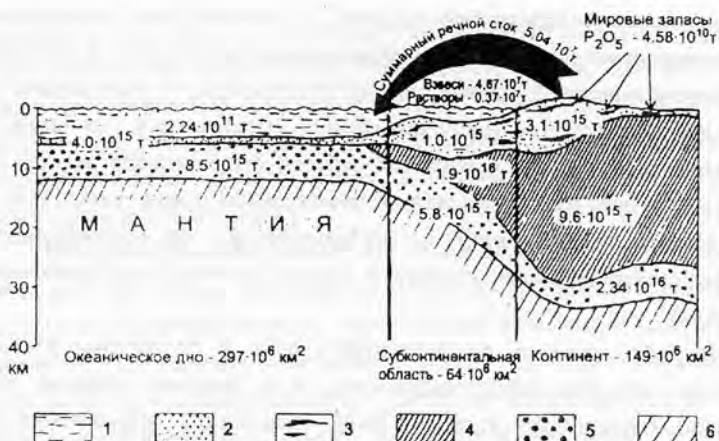


Рис. 30. Геохимические закономерности распределения P_2O_5 в гидросфере и земной коре, по [В.Н. Холодову, 1996].

Условные обозначения: 1-гидросфера; 2-стратисфера (0.14); 3-залегли фосфоритов; 4-гранитно-метаморфическая оболочка (0.87); 5-базальтовая оболочка (0.15); 6-мантия. В скобках даны содержания P_2O_5 (%). Цифры на рис. - абсолютные массы P_2O_5 и суммарный речной сток в год.

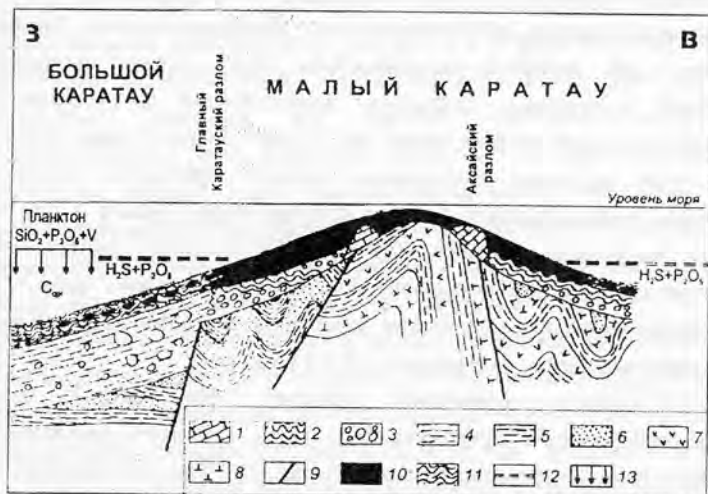


Рис. 31. Общая схема осадконакопления в нижнекембрийское время, по [В.Н. Холодову, 1996]. Условные обозначения: 1-беркутинские доломиты; 2-тектурные попления и биогермы в доломитах; 3-глыбы в тилитоподобных отложениях; 4-терригенно-глинистые сланцы; 5-глинистые сланцы; 6-песчаники и алевролиты; 7-кремни и кремнистые породы; 8-туффииты и вулканогенно-осадочные породы; 9-разломы; 10-фосфориты; 11-ритмично-слоистые углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатные отложения относительно глубоководных зон; 12-граница между сероводородсодержащими и кислородсодержащими водами; 13-планктонное осаднение компонентов.

бассейна. Оказалось, что почвоведом давно известны механизмы биогенной трансформации кристаллически зернистого апатита в гидрогенные фосфаты и растворенный P_2O_5 . Такие процессы активно реализуются в обстановках гумидного корообразования. Важную роль здесь играли бактериальные процессы; но особенно активизировалась биогенная трансформация апатитов с момента появления наземной растительности: под влияниями ее корневой системы перевод в растворенное состояние фосфатов интенсифицируется в подзолистых лесных почвах и торфяных болотах. Оттуда реки и подземные воды привносят соединения фосфора в морские водоемы, а уже там реализуются процессы метасоматической фосфатизации карбонатных и кремнистых илов, о чем было рассказано выше.

В самые последние годы (2002-2003 г.г.) В.Н. Холодов опубликовал дискуссионную, но очень интересную идею о том, что процессам концентрирования фосфатов в донных илах способствовали колебания уровней сероводородного заражения вод во внутриконтинентальных морях. В котловинах и западинах шельфа таких морей H_2S -заражение обеспечивается перенасыщением донным ОВ в сочетании с отсутствием вертикальной циркуляцией воды. Из работ геохимиков известно, что в водах, зараженных H_2S , и с массовым развитием сульфатредуцирующих бактерий, фосфора накапливается в 200-210 раз больше, чем в нормальной морской воде, а кремнезема, железа и марганца – тоже больше, соответственно, в 7-8, 50000-80000 и 1500000 раз! А разрушение сероводородного бассейна и окисление H_2S сопровождается концентрациями этих элементов на окислительно-восстановительном барьере, с их последующими выпадениями в осадок.

Применительно к Каратаускому палеобассейну венд-кембрийского времени фациально-палеогеографические исследования показали мелководность в сочетании с неровностями дна. В западинах там происходило накопление планктогенных илов, сильно обогащенных ОВ, и вероятно возникало H_2S -заражение наддонных вод с накоплением в них Si, P, Mn и Fe (рис. 31). На отмелях в это же время формировались карбонатные строматолиты (цианобактериальные маты) и пелитовые осадки, типичные для кислородных обстановок бактериально-водорослевой жизнедеятельности. Частые колебания уровня H_2S и периодические поступления сероводородных вод из западин шельфа на мелководье, их

окисление и сульфатизация приводили там к массовым замещениям цианобактериальных мат и пелитовых осадков рудными скоплениями.

Приведенный здесь обзор генетических концепций фосфатогенеза имел целью продемонстрировать Вам многогранность научных исследований, которые надо выполнять каждый раз для подтверждения или опровержения теоретической схемы, или, как принято теперь говорить, теоретической модели процессов осадко- и пороодообразования. По мере обогащения нас знаниями и наблюдениями, а также по мере совершенствования нашей лабораторной аппаратуры и опыта наблюдателя, выдвинутые гипотезы совершенствуются, уточняются, а иногда вовсе отстраняются, чтобы дать дорогу новым концепциям. Это естественный процесс прогрессивного развития научных знаний. А потому противоречивость рассмотренных здесь гипотез должна Вас не сбивать с толка, но настраивать на самостоятельную творческую работу. В литологии имеется большой резерв для новых открытий.

6. Соляные породы (эвапориты)

Соляными породами (кратко – солями, или эвапоритами) именуют образования, состоящие преимущественно из легко- или заметно растворимых в воде минералов, которые относятся к нижеследующим видам солей: **хлориды** (*галит*, или поваренная соль NaCl , *сильвин*, или калийная соль KCl , *бишофит* $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, *карналлит* $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$); **сульфаты** (*ангидрит* CaSO_4 , *гипс* $\text{CaSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, *мирабилит*, или глауберова соль $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, *кизерит* $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, *эпсомит* $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, *лангбейнит* $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$, *полигалит* $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, *астраханит* $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и др.); **двойные смешанные соли** (*каинит* $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и др.); **легкорастворимые карбонаты** (*сода* – десятиводная $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и семиводная $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, *гейлюссит* $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$); **нитраты** (*селитра натриевая*, или чилийская NaNO_3 , *селитра калиевая* KNO_3); **бораты** (*борацит* $\text{Mg}_3\text{B}_7\text{O}_{13}$, *гидроборацит* $\text{MgCaB}_5\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, *бура* $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и др.) и **фториды** (*флюорит* CaF_2), причем последние, как и нитраты, не растворимы.

У большинства сложных этими минералами пород названия одинаковы с господствующими минеральными видами. Это: **гипсы**, **ангидриты**, **мирабилиты**, **карналлитовые породы**, **каинитовые породы**, **полигалитовые породы**, **лангбейнитовые породы** и др., а также **сильвиниты**, сложенные сильвином с примесью галита и некоторых калиевых сульфатов. Все они представляют собой ценные полезные

ископаемые: для пищевой промышленности (поваренная соль, сода), медицины (сода же, глауберова соль и др.), химии, оборонной промышленности (нитраты, бораты), агропромышленности (для калиевых удобрений – силвинит, каинитовые и карналлитовые породы) и бытовых нужд. Кроме того, к соленосным комплексам привлечены повышенные интересы нефтяников, т.к. некоторые из упомянутых комплексов находятся в парагенетическом единстве с нефтяными залежами – экранируют их, формируя ловушки для углеводородов в процессе так называемой «соляной тектоники» (см. ниже, в конце раздела).

Данные породы интересны еще и тем, что, в отличие от всех предыдущих рассмотренных групп, они в основном генетически однотипны, будучи сформированными только хемогенным способом, исключая лишь биогенную чилийскую селитру, представляющую собой накопления птичьих экскрементов, или гуано. Остальные соли в большинстве своем сформированы в различных наземных водоемах за счет повышения концентрации растворенных там веществ вплоть до перенасыщения ими вод и выпадения осадков вследствие полного или частичного выпаривания последних. Отсюда и возникло наименование «эвапориты». А другое, применяемое к этим же породам, название «соли» по сути своей менее определено, потому что оно распространяется не на все виды природных солей. Уместно напомнить, к примеру, что породобразующие минералы рассмотренных выше фосфоритов и карбонатных пород являются тоже солями (первые – от ортофосфорной, а вторые – угольной кислот). Однако они образованы иными способами, чем рассматриваемые здесь соли-эвапориты. К ним, исходя из принципа общности и механизмов формирования, традиционно причислены (в виде исключения) натриевые карбонаты – сода и гейлоссит, которые отличны от прочих «минералогических родственников» (кальцита, доломита и др.) заметной своей растворимостью в термобарических условиях зоны осадкообразования.

Опираясь на приведенный выше пример, можно, казалось бы, сформулировать уточняющий признак отнесения пород к категории «солей» – *легкость фазовых переходов* их компонентов. Однако и в этом случае мы, уступая традиции, вынуждены сделать исключения для фторидов и нитратов.

На данных примерах можно убедиться в том, как пытаюсь упорядочить объективную (морфологическую) классификацию осадочных

пород, мы вынуждены формализованные логически схемы укладывать в «прокрустово ложе» традиций, укоренившихся за длительный период развития геологии. Вместе с тем можно убедиться в том, насколько нераздельно взаимозаменяемы на практике морфологические и генетические классификационные принципы. И это вполне естественно, потому что компонентные составы и структуры, принимаемые за основу схем морфологической классификации осадочных пород, содержат в себе важнейшие элементы генетической информации (как показано в главе 4).

Компоненты солей-эвапоритов, их структуры и текстуры представляют собой классические примеры признаков хомогенности. В большинстве случаев это идиоморфнозернистые крупнокристаллические агрегаты с гранобластовыми структурами (у ангидритов и некоторых гипсов-селенитов с удлиненными кристаллами могут быть нематобластовые структуры, от греч. «nematos» – игла). Реже встречаются микрогранобластовые, микронематобластовые и колломорфные структуры. Текстуры в основном горизонтальнослоистые, с признаками ритмично чередующихся слоев соли, чистой и загрязненной глинисто-карбонатными примесями – явно сезонная (годовая) слоистость, отражающая колебания более и менее жарких климатических циклов, влиявших на интенсивность выпаривания соли либо на периодичность привноса в бассейн реками с суши чужеродного глинистого вещества. Такие текстуры солей нередко осложняются петлеобразными подводно-оползневыми складками, а также постседиментационными складками – диапировой природы или обусловленными вторичным обводнением и изменением объемов пород в осадочной оболочке на стадии катагенеза.

Несмотря на кажущуюся простоту вещественных составов и однообразие структурно-текстурных признаков рассматриваемых образований, в действительности процессы их накопления и постседиментационных изменений бывают довольно сложными и многообразными. Они были предметами пристального внимания еще со времен М.В.Ломоносова, который в научном докладе 1757 г. утверждал: «Солёность моря не от горькой соли, как многие думали, но обратным образом сия от оной, по большей вероятности происходит» [Фивег, 1983, с.8]. Во 2-й половине XIX века глубокие исследования физико-химических процессов и условий солеобразования (галогенеза) выполнили: итальянский ученый Г.Узилио и немецкие исследователи Ю.Либих, Г.Бишоф, К.Оксениус и др.; а в начале XX века – И.Вальтер, Я.Г.Вант-Гофф и

советский химик, академик Н.С.Курнаков. Затем настал этап развития теории эвапоритового седиментогенеза отечественными литологами – академиками Н.М.Страховым [1963], А.Л.Яншиным, профессорами Г.И.Валяшко, М.А.Жарковым, М.П.Фивегом [1983] и др. Новейший этап оценок геодинамических режимов соленакопления находит отражение в публикациях начала XXI века Г.А.Беленицкой (ВСЕГЕИ, г.Санкт-Петербург).

Их трудами создана стройная теория эвапоритового галогенеза. Прежде, чем кратко раскрыть ее сущность, обращаю внимание читателей на целый ряд парадоксальных вопросов (подобно таковым из раздела о доломитах), которые неизбежно возникают при детальном ознакомлении с материалами фактических наблюдений, накопленных геологами за почти 300-летний период изучения соленосных отложений.

Первый такой вопрос: почему при нынешних скромных площадях соленакопления (в озерах и морских лагунах в аридных климатических зонах) древние толщи солей имеют мощности во многие десятки и сотни метров и огромные площади распространения, от многих сотен тысяч до миллиона квадратных километров, т.е. размеры, адекватные некоторым нынешним морям, на дне которых соли не накапливаются? Уточняем. Для сравнения: ныне высохшая самая крупная лагуна на Каспии – Кара-Богаз-Гол – имела площадь не более 20 тыс. км², тогда как соленосные толщи нижнего кембрия в Восточной Сибири охватывают гигантский по площади водораздел между реками Енисеем на западе и Леной на востоке, соли классического западноевропейского цехштейна (верхняя пермь) охватывают территории Саксонии, Тюрингии и Ганновера в ФРГ, а соли мессинского яруса верхнего миоцена, залегающие под нынешним Средиземноморским бассейном, при толщине их пачек в сотни метров распространены на территории, которая по размерам сопоставима со Средиземноморской акваторией. И подобных примеров можно добавить очень много.

Второй вопрос: как прежде могли выпадать в осадок столь мощные толщи солей (например, только одна пачка соли пермского возраста вблизи г.Соликамска имеет толщину 90 м), если подсчитано, что для извлечения из морской воды только 3-метрового пласта гипса необходимо осушение водоема глубиной около 4200 м [Швецов, 1958, с. 307], а для формирования 40000 км³ девонских солей в одной только Днепровско-Донецкой впадине потребовалось бы выпарить столб океанской воды высотой более 51 км

[Фивег, 1983]; и могли ли быть на Земле вообще столь большими глубины, и откуда брался тот фантастический реактор, который сумел бы разогреть такие гигантские водные массы до их выпаривания?

Третий вопрос: почему при выпаривании морской воды соли из нее выпадают не совсем в той же последовательности, какую мы видим в реальных соленосных комплексах геологического прошлого?

И четвертый вопрос: почему при массовом соленакоплении не иссякали солевые резервы Мирового океана?

Аргументированные ответы на эти и другие вопросы, исходя из теории эвапоритовой седиментации [Фивег, 1983], сводятся к нижеследующему.

Ответ на 1-й вопрос перекликается с рассмотренным в разделе 3.1.3 объяснением генезиса пещерного мела и мелководных доломитов в эпиконтинентальных морских бассейнах – в связи с существовавшими на отдельных этапах прошлой геологической истории Земли палеогеографических специфических обстановок, которые не были адекватны современному. То же самое можно сказать и про соленакопление, или галогенез. Он, как известно, реализуется несколько по-разному при двух принципиально различных типах ландшафтов: 1 – континентально-озерном и 2 – лагунно-морском, имеющим гидродинамическую связь с Мировым океаном. Ныне доминирует первый тип галогенеза, а в прошлом – второй.

Поясним сказанное конкретнее, начиная с континентально-озерных современных образований. Они представляют собой бессточные бассейны аридных климатических зон, куда соли привносятся реками либо подземными водами, постоянно пополняющими эту своеобразную «копилку» растворенных веществ. Солевой состав озер бывает здесь очень разным, в зависимости от составов дренируемых пород. Но в целом воды таких бассейнов принадлежат чаще всего к одному из 3-х химических типов: хлоридному – насыщенному NaCl (известные озера Эльтон и Баскунчак, где добывали поваренную соль в Прикаспии), натриево-сульфатному либо хлоридно-карбонатному (содовые озера); редки озера, насыщенные боратами.

Иной характер соленакопления присущ лагунным бассейнам, которые подпитываются от моря, имеющего непосредственную связь с океаном. Их воды относятся к сульфатно-магниевым. Составы и

последовательность выпадения из них солей (обязательно в условиях жаркого и сухого климата) здесь совершенно иные, чем в озерах.

В наше время размеры приморских лагунных бассейнов в аридных климатических поясах относительно невелики. Однако палеогеографические исследования многих геологов показали, что в древние эпохи глобальных аридизаций климата и массового соленакопления (раннекембрийская, ранне- и позднепермская, отчасти раннедевонская, миоценовая и др.) окраинно-морские обстановки эвапоритовой седиментации имели намного большие масштабы сравнительно с теперешними. В те эпохи существовали неадекватные нынешним лагуноподобные, мелкие и разделенные узкими проливами моря. Их площади были соизмеримы с размером нынешнего Средиземноморского бассейна и даже превосходили его. Испарение содержимого этих морей постоянно компенсировалось притоками через проливы из океанской акватории все новых и новых вод, а отсутствие перекомпенсации (переполнения) морей осадками и большие мощности последних обеспечивались не глубиной самих бассейнов, но синхронными с седиментацией тектоническими погружениями их дна. В благоприятных тектоно-климатических условиях процессы солеобразования растягивались на многие сотни тысяч или миллионов лет, в течение которых убыль солей океана непрерывно пополнялась поставками их из эродируемых континентов.

Здесь мы подошли вплотную к *ответам на 2-й и, отчасти, 4-й вопросы* относительно толщин испаряемых водных масс, количеств соляных осадков из них и общего баланса веществ. Предыдущая перед этим абзацем фраза уже дала на заданные вопросы лаконичный ответ. Детализируя его, начнем с истории развития представлений о механизме морского галогенеза. Отправным ее моментом была четко сформулированная 120 лет назад К.Оксениусом (см. выше) «гипотеза баров» – модель процессов лагунного соленакопления, которая затем нашла себе многократные подтверждения на практике. Ее автор в качестве исходного объекта избрал механизм накопления глауберовой и др. солей в лагуне Кара-Бугаз-Гол, которая была отгорожена от Каспия не только узким перешейком, но подводным тектоническим порогом (баром, по терминологии К.Оксениуса). Вследствие нахождения лагуны в пустыне, вода там испарялась очень быстро, так что ее уровень оказался понижен на 2-3 м сравнительно с уровнем Каспия. Благодаря постоянно

поддерживаемому испарением перепаду водных уровней, из Каспия в лагуну непрерывно вливалась новая и новая вода. При ее выпаривании тяжелый рассол опускался на дно и накапливался там, пополняясь все новыми порциями, потому что обратному оттоку его в море препятствовал бар. Подобная этой ситуации может сохраняться сколь угодно долго при условии, что дно лагуны будет продолжать погружаться быстрее, чем бар. Последний временем может отшнуровать лагуну от моря, превратив ее в солёное озеро. Но только на время. Иначе озеро рискует высохнуть, что и случилось с Кара-Бугаз-Голом в 90-е годы XX века из-за бездумного отгораживания лагуны сплошной дамбой (хотели тем самым искусственно повысить солёность водоема с тем, чтобы вместо мирабилита стал осаждаться галит; но получилось «как всегда»).

Подобный же механизм влияния «баров» был приемлем к солеродным бассейнам геологического прошлого, которые занимали площади на много порядков крупнее скромных размеров Кара-Бугаз-Гола и, в отличие от упомянутой лагуны, они были связаны проливами с общепланетарной акваторией. А внутри таких бассейнов баровых перемычек существовало по несколько, в виде природных каскадов. Ими зачастую служили карбонатные рифовые постройки. И это не плод умозрительной модели, но обобщение итогов многолетних литолого-палеонтологических исследований геологов-съёмщиков и поисковиков соляных месторождений.

Один из конкретных примеров — продемонстрированная в монографии М.П.Фивега [1983] подробная палеогеографическая карта морского палеобассейна кунгурского века (раннепермской эпохи) на восточной окраине Русской плиты Восточно-Европейской платформы, вблизи ее границ с Уралом (рис. 32). Этот длительно ориентированный бассейн на протяжении свыше 2600 км от теперешнего устья р. Печоры на севере до устья рек Эмба, Урал и Волга на юге имел две узкие перемычки: вблизи истоков р. Печора (ширина 50 км) и между городами Уфа и Оренбург (ширина 300 км); а в прочих местах он расширялся до 1000-1200 км. Кроме того, этот бассейн продолжался под осадками теперешних Баренцева и Карского морей на северо-восток и, соединяясь там с пермскими морями нынешней Верхояно-Кольмской области, тоже неоднократно менял свою ширину (рис. 33, 34).

Литолого-фациальные анализы многочисленных разрезов вышеописанных отложений кунгурского яруса (по естественным

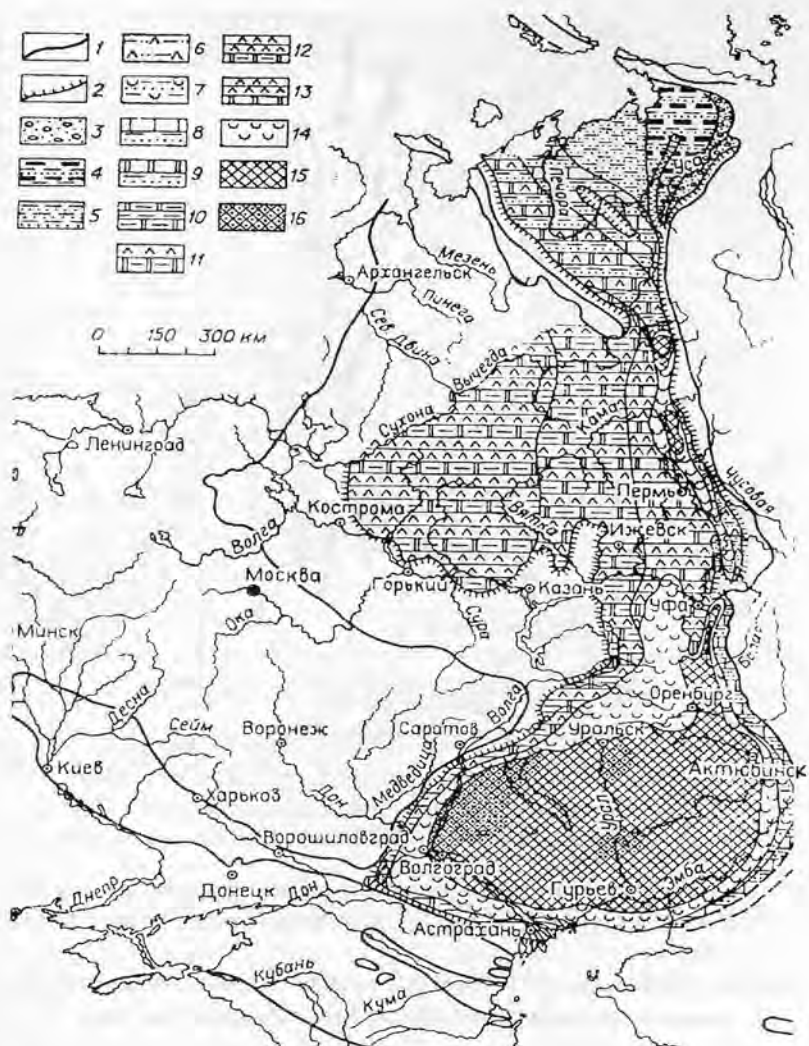


Рис. 32. Состав отложений, накопившихся в Восточно-Европейском солеродном бассейне в кунгурском веке (по данным М.А. Жаркова и Г.А. Мерзлякова), по [Фивег, 1983]. Условные обозначения: 1,2 - границы распространения пермских отложений (1), отложений кунгурского яруса (2); районы распространения: 3-терригенных грубозернистых пород, иногда с алевролитами и аргиллитами, 4-терригенных угленосных отложений, 5-аргиллитов, алевролитов и песчаников, 6-то же, с включениями гипса, 7-терригенно-соленосных отложений, 8-песчаников и аргиллитов с прослоями известняков, 9-то же, с прослоями доломитов и гипсов, 10-глинистых доломитов, 11-то же, с прослоями ангидритов, 12-чередования ангидритов, глинистых доломитов, мергелей, 13-доломитов и ангидритов, 14-каменной соли, 15-калийных солей, 16-бишофитовых пород.



Рис. 33. Схема питания Восточно-Европейского эпиконтинентального морского бассейна кунгурского времени (по М.П. Фивегу и Н.И. Банера), [Фивег, 1983].

Условные обозначения: 1-морская вода; 2-воды суши; 3-воды эпиконтинентального моря, поступающие в солеродные бассейны.

обнажениям и скважинам) показали свойственные им явные признаки господства весьма мелководных обстановок (соответствующие мелководью виды косоволнистой слоистости, остатки трещин усыхания илов на отмелях с отпечатками лап земноводных животных и проч.). Вещественный же состав осадков менялся вполне закономерно по простиранию этого палеобассейна. В северной его части, между верховьями р. Печора и средним течением р. Кама, господствуют чередующиеся красноцветные

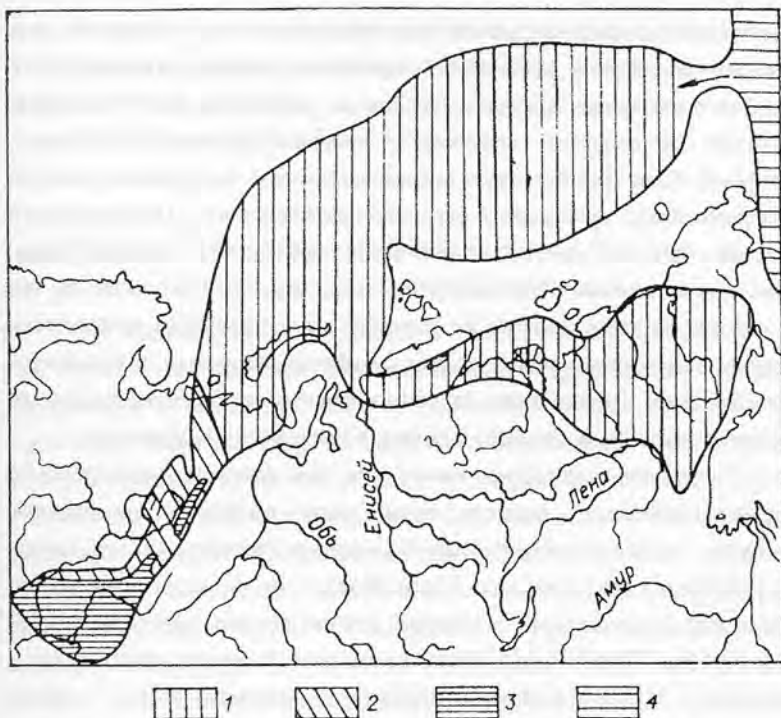


Рис. 34. Схема расположения Восточно-Европейского бассейна кунгурского времени (по В.И. Устрицкому с дополнениями М.П. Фивега), [Фивег, 1983]. Условные обозначения: 1-эпиконтинентальное море нормальной солености; 2-промежуточный бассейн; 3-солеродный бассейн; 4-океан.

песчаники, алевролиты, аргиллиты с доломитами, а также с включениями и прослоями гипса (иногда ангидрита). Последние учащаются с севера на юг. Далее, примерно между городами Уфа (на севере), Оренбург и Уральск (на юге), появляются среди доломитов и гипсов толщи каменной соли, сменяемые на крайнем юге залежами калийных солей (в основном сильвинита).

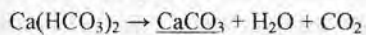
Анализируя рассмотренную выше дифференциацию эвапоритовых залежей, обратимся к объяснению 3-го вопроса о причинах несоответствия нормального состава морских вод природному (упомянутому выше) разделению солей. Известна, начиная с 150-летней давности опытов Г.Узилио, нижеследующая последовательность выпадения солей из

современной морской (океанской) воды: карбонаты – гипс – каменная соль (вначале чистый галит, потом галит с примесями ангидрита и полигалита) – сульфатно-магнєвые минералы (эпсомиты, кизериты и др.) – хлоридно-калиевые (в основном сильвин) – хлоридно-магнєвые (карналлит, бишофит). Если сравним такую последовательность со строением осадков вышеописанного кунгурского окраинно-платформенного Предуральского палеобассейна, то заметим между ними определенные несоответствия. Здесь при испарении поступивших из океана морских вод (считается, что их солевой состав в палеозое не отличался от теперешнего) теоретически должны возникнуть мощные осадки сульфатно-магнєвого и сульфатно-калиевого типа. Вместо этого, на южных территориях бассейна произошли массовые накопления хлоридов – галита, а еще южнее – сильвинита.

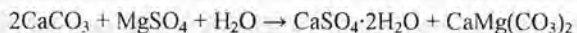
Такое могло случиться только при том условии, что изначально сульфатно-магнєвые морские воды стали почему-то хлоридными. Признаки подобных преобразований химизма бассейновых вод имеют многократные геологические подтверждения и в иных соленосных комплексах (цехштейновом в Западной Европе, непском на юге Восточной Сибири и др.). Теоретические обоснования этому феномену даны химиком, академиком Н.С. Курнаковым и геохимиком, профессором М.Г. Валяшко (возглавлявшим в 60-70-х гг. XX века кафедру геохимии геологического факультета МГУ). Ими разработана концепция «метаморфизации морской воды» или «метаморфизации рассолов». Суть ее состоит в том, что нормальная морская (океанская) вода на путях своего движения в конечный солеродный водоем теряла резервы SO_4^{2-} и становилась более или менее «бессульфатной». В нашем случае процесс обессульфачивания распространялся на северные 2/3 площади Предуральского палеобассейна. Главным фактором служила смесь морской сульфатно-магнєвой воды с континентальной пресной гидрокарбонатно-кальциевой. Последняя поставлялась реками из Уральского хребта, который в кунгурском веке имел достаточную для формирования ледников высоту. Оттуда реки устремлялись на равнину, где господствовал очень жаркий и сухой климат.

Версия о существовании стекавших с гор рек подтверждается наличием на восточной окраине тощи красноцветных терригенно-карбонатных загипсованных пород кунгурского яруса включений линзовидных тел сероцветных песчаников с массовыми отпечатками ряби течения и крупными однонаправленными косослоистыми текстурами потокового типа – это фации палеоделът и руслового аллювия.

Речные воды обычно содержат бикарбонатные растворы. Их привнос в магниезильно-сульфатную морскую теплую воду создавал условия для таких химических реакций:



↓



раств.

гипс

доломит

Это предположение согласуется с геологическими данными о том, что доломиты в парагенезе с загипсованными терригенными породами преобладают в переходной зоне к соленосным толщам (северные 2/3 территории палеобассейна). По-видимому, поступающая через сужения бассейна (проливы) на юг вода на своем пути теряла большую часть MgSO_4 и становилась существенно хлоридной. При испарении ее на мелководье хлоридные рассолы концентрировались, вследствие чего глинисто-доломитовые осадки стали чередоваться с накоплениями хлоридов. При этом первым (как известно из экспериментов) кристаллизуется галит, а калийные соли образуют плотную полутвердую смесь насыщенного рассола с кристаллами – так называемую *рату*. Она в данном регионе не оставалась на местах своего возникновения, но, по-видимому, благодаря уклону дна на юг, перемещаясь туда же – в окраинную впадину бассейна, расположенного на территории нынешнего Северного Прикаспия. Там кристаллизовались калийные соли (в основном, сильвинит).

Подобными способами, при благоприятных сочетаниях климатических, гидрохимических и формирующих ландшафты палеотектонических процессов на пути движения морских вод в солеродный бассейн, по образному выражению М.Г.Валяшко, «осуществляется как бы фракционированная кристаллизация солей» [Фивег, 1983, с. 35].

Большие мощности залежей солей обеспечивались длительным наличием и сохранением таких темпов тектонического погружения дна бассейна, при которых накапливаемые соли успевали компенсировать впадину, сохраняя ее батиметрию приблизительно на одинаковом уровне малых глубин. Поэтому вовсе не требуется выпаривать многокилометровый столб воды, чтобы добиться геологически мгновенного осаждения мощной солевой толщи. Процесс был растянут во времени, за которое тектонические силы в сочетании с прочими факторами галогенеза

«работали» над конструированием мощнейших соленосных толщ. Расчеты баланса веществ, выполненные М.А.Жарковым и М.П.Фивегом, убедительно показали, что за длительные этапы времени изъятие из вод Мирового океана солей в солеродные бассейны, океан успевал пополняться новыми солевыми резервами. «Океан в этом случае оставался динамически равновесной системой, которая отдавала в эвапоритовые бассейны столько же каменной соли, сколько получала ее с водами суши» [Фивег, 1983, с. 29] — вот полный *ответ на последний, 4-й вопрос*. Он же служит аргументированным возражением против периодически появляющихся в печати предположений относительно эндогенных — мантийных источников солей, поступающих к земной поверхности по глубинным разломам и метасоматически замещающих карбонатные породы.

К вышесказанному следует добавить, что история эвапоритов их накоплением не заканчивается. Будучи погруженными на многокилометровые глубины, эти породы принимают деятельное участие в процессах катагенетической стадии. О них частично говорилось в конце раздела 3.2 — см. ссылки на работы А.А.Махнача и В.Н.Холодова относительно гравитационно-рассольного типа воздействий подземных вод на известняки, трансформируемые в доломиты. Кроме того, горячие подземные рассолы хлоридов на стадии глубинного катагенеза обеспечивают выщелачивание из разных осадочных пород рассеянных там примесей металлов (свинца, цинка, меди, золота и др.), перенос этих металлов в растворенном состоянии и концентрирование их на геохимических барьерах (например, в пачках насыщенных ОВ глинистых сланцев, карбонатных и др. пород) [Япаскерт, 1992; 1999].

Соли, не подвергшиеся растворению подземными гидротермами, ведут себя как весьма пластичное тело, которое в случае возникновения градиентов в литостатической нагрузке со стороны вышележащих толщ, начинает медленно течь и выжиматься в направлении понижений давления. Так возникают известные Вам из курса «структурная геология» *соляные купола*. Эти положительные тектонические структуры у нас наиболее широко распространены на северном и северо-восточном бортах Прикаспийской впадины. Там соли пермского возраста (см. выше) куполообразно и грибообразно воздымаются вверх, воздымая и иногда запрокидывая пласты пород юрского и мелового возраста и стимулируя возникновение покровно-надвиговых структур. Они экранируют здесь нефтегазовые залежи. К тому же гигантские массы солей, обладающих

хорошей теплопроводностью, как бы «выхолаживают» весь бассейн породообразования, резко снижая (почти вдвое против обычного) его температурный градиент, благодаря чему в Прикаспийской впадине даже на глубинах 15 км и более осадочные породы еще не вступили в подстадию глубинного катагенеза, и их смектиты практически не трансформировались в слюды либо хлориты. А это, в свою очередь, обеспечивает им хорошие экранирующие свойства применительно к сохранению залежей углеводородного сырья. Вот почему исследователи продолжают активно изучать парагенетические и вероятные генетические взаимосвязи между галогенезом и нефтидогенезом.

Глубинные соляные купола, будучи эродированными, начинают подпитывать и осолонять наземные бассейны. Глубинные соли мессинского яруса, например, обеспечивают сверхсоленость Мертвого моря на Ближнем Востоке. А в упомянутом выше Прикаспии насыщенные поваренной солью озера Эльтон и Баскунчак приурочены тоже к своду одного из куполов солей пермского возраста. Так реализуется один из аспектов круговорота хлоридов, сульфатов и других веществ в седименто- и литогенезе.

7. Осадочные породы – руды алюминия, железа и марганца

Эти три группы пород рассматриваются здесь совместно, исходя из того, что они взаимосвязаны единством климатических условий, потребных для их формирования. Н.М.Страхов назвал эти породы «триадой Al-Fe-Mn», которая служит надежным индикатором гумидных условий палеоклимата в противоположность к описанным выше эвапоритам, которые в парагенезе с пестроцветными карбонатно-терригенными толщами, содержащими рудопроявления Cu-Pb-Zn, свойственны только аридным климатическим обстановкам.

7.1. Глиноземные породы (аллиты): латериты и бокситы (руды алюминия) состоят более чем наполовину из минеральных частиц группы тригидратов Al^3 – гидраргиллита $Al(OH)_3$, либо моногидратов – бёмита, опаснора $AlO(OH)$ с примесью оксидов железа, титана и каолинита, а иногда диоксидов, шамозита и др. Латериты (от «later» – лат., кирпич) оранжево-бурые, некрепкие породы с пелитоморфной структурой – глиноподобные, но не размокающие. Это конечные продукты химического выветривания магматических и метаморфических пород в жарком тропическом климате с переменной влажностью. В результате их размыва и переотложения в реках, озерах и лагунах и посредством сопутствующих химических процессов, а также при специфических условиях формируются

еще более обогащенные глиноземом бокситы (названы так по департаменту Бо (Вох) во Франции) – см. в работах Г.И.Бушинского, 1971 г., И.И.Гинзбурга, 1947 г., Б.А.Богатырева и др. [1998, 1999], Г.Ф.Крашенинникова [1971], Ф.Дж.Петтиджона [1981], В.Т.Фролова [1993] и др.

Новейшие данные о генезисе и постседиментационных преобразованиях аллитов обобщил и проанализировал Б.А.Богатырев в 1999 г. Все их многообразие он свел к двум большим генетическим группам: I – выветривания (остаточный тип) и II – седиментогенной (осадочный, диагенетический и катагенетический типы).

Группа выветривания включает два класса: А – *элювиальный*, или *латеритный* и Б – *латеритно-карстовый*.

Группа седиментогенная включает классы: В – *осадочный*, делимый на подклассы *субазральных осадков* (коллювиальный, делювиальный, пролювиальный и полигенный) и *субаквальных осадков* (овражно-балочный, аллювиальный, озерно-болотный, лагунный и прибрежно-морской); Г – *диагенетический* (включающий подклассы субазрального и субаквального диагенеза) и В – *катагенетический*.

Образование основной массы аллитов (около 80%) связано с латеритным выветриванием и продуктами их ближнего переотложения – коллювием, делювием и пролювием. Доля латеритно-карстовых экзодиагенетических и осадочно-диагенетических бокситов оценивается Б.А.Богатыревым приблизительно в 15%. А суммарное количество бокситов, накопленных в разного типа водоемах вместе с образованными на стадиях субаквального диагенеза и катагенеза не превышает 5%. Относительно механизмов формирования последней из перечисленных категорий было (и остается поныне) много дискуссионных проблем. Гораздо понятнее механизм латеритизации, которая осуществляется в тропиках буквально у нас на глазах: в Западной Африки (Гвинея), на Мадагаскаре, в Индии (Восточные Гаты), Индокитае, Центральной Америке (о.Куба, Ямайка и др.), Южной Америке (в пределах Бразильского и Гвианского щитов), юго-западной Австралии (бокситорудный район Дарлинг Рейндж) и Океании (Гвианские острова). Там латериты и латеритные бокситы приурочиваются к верхним частям мощных (десятки метров) зональных глинистых (каолиновых) кор выветривания базальтов, гранитоидов и различных сланцев.

Гипотезу формирования латеритов как продуктов своеобразной и мощной коры выветривания кристаллических пород (или так называемого «латеритного профиля») выветривания одним из первых сформулировал в начале XX века английский геолог Фокс (подробное изложение см. в учебниках [Швецов, 1958; Крашенинников, 1971]). Он подчеркнул, что латеритный профиль формируется в жарком климате с чередованием периодов ливней и засух, в обстановках холмисто-овражных ландшафтов. Классический разрез такого профиля состоит из нижеследующих зон (снизу вверх): 1 – неизменённые магматические породы (например, базальты), 2 – те же породы дезинтегрированные и каолинизированные (на начальном этапе выветривания), 3 – каолиновая глина, 4 – зона окремненного каолинита (с линзовидными выделениями аутигенного опала или халцедона), названная Фоксом «кремнистым литомаржем», 5 – латерит и 6 – твердая корка («кираса», или «панцирь») гидрооксидов железа. В этом профиле зона 4 «кремнистого литомаржа» совпадает с уровнем просачивания атмосферных вод, питающих роднички на склонах балок и оврагов.

Последовательность вышеперечисленных зон соответствует этапности процессов выветривания. Границы зон постепенно опускаются вниз, до уровней рек или водотоков на дне балок. Очевидно, что в начальные периоды формирования 2-й зоны осуществлялся интенсивный вынос из породы щелочных и щелочноземельных элементов до тех пор, пока на этом месте не возникала 3-я зона, отвечающая химическому составу каолинита, у которого количество Al_2O_3 и SiO_2 приблизительно уравниваются. Из 3-й зоны продолжался вынос SiO_2 . Он обеспечил возрастание «модуля глиноземистости» Al_2O_3/SiO_2 от 1 до 5 и более, т.е. превращению породы в латерит зоны 4.

Данная последовательность вещественно-минеральных трансформаций ярко иллюстрирует схему химической осадочной дифференциации Л.В.Пустовалова [1940], а именно: миграция химических элементов начинается с наиболее подвижных K^+ , Na^+ ; затем мигрируют Ca^{2+} , Mg^{2+} , Si^{4+} и всё «останавливается» на Fe^{3+} и Al^{3+} . Кроме того, примесь чрезвычайно неподвижного титана сохраняется во всем профиле практически неизменной (доли %%). Всю эту стройную картину немного нарушает смена 4-й зоны на 5-ю; с первого взгляда может показаться непонятным тот факт, что именно железо, которое геохимически

подвижнее алюминия, венчает разрез бронирующим панцирем. Объяснение этому дает следующее представление о механизмах латеритизации.

Главным фактором этих процессов служат насыщенные ОВ кислые воды, регулярно промывающие по трещинам и порам горные породы и разлагающие их алюмосиликаты, вынося оттуда растворенные компоненты. Будучи ими нейтрализованы и повысив свой pH, воды периодически выносят и значительную часть SiO_2 , обеспечивая так называемую десиликатизацию отложений. Условий для наличия и работы таких вод должно быть три: 1 – жаркий климат с контрастными периодами увлажнения (сезоны тропических ливней) и засух, 2 – обусловленная этим климатом огромная биомасса растительного, животного и бактериального ОВ, поставляющая гумус и органические кислоты в поверхностную воду и 3 – овражно-балочный, холмистый рельеф местности.

При вышеперечисленных условиях кислые воды, просачиваясь в глубь, осуществляют свою деструктивную работу. Периоды ливней обеспечивают вымывание из пород растворившихся легкоподвижных продуктов химического выветривания, вынос их в ручьи и речки, текущие на дне овражных балок, а те, в свою очередь, уносят растворы далеко в конечные водоемы стока. А в период засухи оставшиеся в трещинах и порах воды продолжают насыщаться растворенными веществами. В это время сквозь верхний пористый слой латерита часть воды поднимается капиллярными силами наверх. Там вода испаряется, оставляя на земной поверхности в твердом осадки гидроксиды железа, извлеченного водой из латерита (менее подвижный алюминий остается *in situ*).

Процессы латеритизации реализуются чрезвычайно медленно, на протяжении многих десятков и сотен тысяч лет. Очень важным для них условием является стабильность климато-тектонических обстановок. Важно, чтобы за это время не произошли существенные изменения тектонического режима, могущего повлиять либо на усиление расчлененности рельефа (и тогда не успевшие претерпеть химическое выветривание породы будут постоянно сноситься с горных склонов), либо на возникновение сплошного пенемена (где без должных перепадов высот от водоразделов к наземным водотокам исчезнут условия, обеспечивающие периодическое интенсивное вымывание из пород дождевыми водами легкоподвижных элементов, без чего латеритизация приостанавливается).

Другой класс – *латеритно-карстовых бокситов* возникает также в тропическом гумидном климате в результате десиликатизации

алюмосиликатного материала (вулканических пеплов, в том числе), скопившегося на закарстованной поверхности рифогенных известняков. Такие руды кайнозойского возраста известны на поверхностях атоллов современной тропической акватории океанов (острова Фиджи, Тонго, Реннел и др.), а также на островах Ямайка, Гаити и Больших Антильских Карибского бассейна. Их древними (мезозойско-палеозойскими) аналогами считаются карстовые бокситы складчатых областей Восточного Урала, Салаира, Средиземноморья и др.

Прочие три класса – *осадочный* совместно с *диагенетическим* и *катагенетическим* представлены бокситами разнообразных структурно-текстурных разновидностей и окрасок. Последние в большинстве представляются красно-бурыми, коричневато-бурыми. Однако в болотных, озерных и лагунных осадках претерпевших субаквальный диагенез при восстановительных геохимических обстановках (обусловивших редукцию $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ $Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+}$ и др.) бокситы приобретают зеленовато-серую или серую краски. Последующим катагенезом могут быть обусловлены каолинитизация, шамозитизация и связанное с ними обеление окрасок бокситов [Богатырёв и др., 1998]. Структуры их бывают пелитоморфными, обломочными и оолитовыми (при крупности оолитов, достигающей 2.5 мм и более они именуется «бобовыми»). В вещественном составе наряду с гидраргиллитом заметную роль приобретают моногидраты алюминия – *бёмит*, отчасти *диастор* с примесями *аллофана* $mAl_2O_3 \cdot nSiO_2$, *гетита* $Fe_2O_3 \cdot H_2O$, *гематита* Fe_2O_3 , *каолинита*, *шамозита* (*бертьерина*) $(Fe^{2+}, Mg)_{2,3}(Fe^{3+}, Al)_{0,7}(SiO_{1,4}, Al_{0,6})O_5(OH)_{10}$ и небольшими количествами *иллита* модификации 2M₁. Все эти минералы настолько микрозернисты (вплоть до аморфных), что исследовать их невозможно без применения рентгенографии и электронографии. Оптическая микроскопия выявляет важные для понимания генезиса, но недостаточные для точной вещественной диагностики текстурно-структурные особенности. Вот почему при полевых визуальных наблюдениях такие руды порою не замечались из-за ошибочного отнесения их к глинистым, железисто-глинистым или глинисто-кремнистым породам, и некоторые месторождения бокситов открывали только после тщательного исследования музейных коллекций (в первой половине XX в.).

В новейшей сводке о бокситах Б.А.Богатырева и его коллег относительно класса седиментогенных руд сказано дословно нижеследующее. «Среди современных осадочных бокситов промышленные

объекты связаны только со склоновыми образованиями. ... А в древних бокситорудных формациях осадочные бокситы распространены более широко.

Осадочные руды преобладают среди палеозойских отложений. Здесь также преобладают генетические типы бокситов ближнего переотложения – делювиальные, коллювиальные, пролювиальные (девонские месторождения Среднего Тимана), овражно-балочные (карбоновые отложения Тихвинского района). Аллювиальные бокситы мелового возраста известны на Урале (Соколовское месторождение) и на Украинском щите (Смелянское месторождение). Лагунные или прибрежно-морские бокситы распространены в основном среди палеозойских формаций на Урале, Салаире, КМА, Тимане, где они прослеживаются в виде маломощных (до 1 м), но выдержанных слоев с небольшим размывом залегающих на красных бокситах, накопившихся в субаэральной обстановке.

Делювиальные, пролювиальные и коллювиальные бокситы окаймляют все положительные бокситоносные морфоструктуры сплошными или прерывистыми шлейфами, имеющими в разрезе форму линзовидных или пластовых тел мощностью до 10 м. Овражно-балочные бокситы слагают вытянутые линзовидные тела, приуроченные к верховьям оврагов, а аллювиальные – узкие ленты протяженностью несколько километров и мощностью до 5 м (Смелянское месторождение).

Преобладание среди всех перечисленных типов бокситов обломочных структур и текстур ... свидетельствует о преимущественно механогенном их накоплении, косяя слоистость – о донных течениях, а контракционные трещины – о периодическом пересыхании водоемов. В то же время в мезозойских и кайнозойских осадочных бокситах постоянно отмечаются конкреционные и гелевидные структуры ..., указывающие на хемогенное происхождение части алюминия» [Богатырев и др., 1998, с. 34].

К вышесказанному можно добавить, что в лагунных и прибрежно-морских бокситах известны отпечатки соответствующих этим условиям организмов – брахиопод, двустворок, мшанок, амфилопов, криноидей и др. А текстурные слепки трещин усыхания на пластовых поверхностях свидетельствуют о периодическом усыхании этих очень мелководных водоемов. Подстилают бокситы более древние породы в основном карбонатного состава, отделяемые от бокситов эрозионными поверхностями несогласия. Перекрываются же бокситы отложениями

(карбонатными либо терригенными) морского мелководья, с явными признаками трансгрессивного строения разреза.

Характерный парагенез осадочных бокситов с карбонатами ложа бассейна седиментации вполне естественен, потому что при наличии в субстрате иных пород, содержащих большие количества SiO_2 , транспортируемый наземным водотоком инертный алюминий был бы непременно связан кремнеземом в единую конструкцию каолинита $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Вообще о механизмах и способе транспортировки алюминия в конечный бассейн дискуссии не прекращаются по сей день. Ныне преобладает точка зрения, высказанная в 1935 г. отечественным геологом С.Ф.Малявкиным относительно того, что осадочные бокситы являются продуктами перемыва латеритных кор, и способ транспортировки вещества механогенный. Дальность переноса – минимальная (от первых км до десятков км). Альтернативная этой гипотеза А.Д.Архангельского (высказанная в том же 1935 г.) объясняла генезис бокситов химическим растворением, переносом растворов соединений алюминия в очень кислых речных водах тропиков и выпадением $\text{Al}(\text{OH})_3$ в осадок при резком повышении pH на границах река–море.

Гипотеза А.Д.Архангельского сыграла положительную роль в поисках новых месторождений алюминия. Сторонники С.Ф.Малявкина сконцентрировали усилия на обнаружении древних латеритных кор. Но таковых сохранилось от эродирования мало; во многих случаях палеолатеритные коры были большей частью размыты и переотложены. Обнаруживать эти образования, скрытые под покровом вышележащих толщ, не легко. А последователи А.Д.Архангельского сразу сконцентрировали свое внимание на базальных горизонтах трансгрессивных морских серий, перекрывающих с размывом более древние карбонатные толщи. Таким путем вскоре были найдены новые месторождения («Красная шапочка» на Северном Урале; а также в Средней Азии и других местах).

Тем не менее, чисто химический способ бокситообразования ставится теперь под сомнение, начиная с работ Н.М.Страхова, который писал нижеследующее. «Оолитовая, бобовая и пятнистая текстуры бокситовых руд возникали в диагенезе за счет перераспределения материала, что является, как известно, одним из характерных явлений диагенетических процессов. Толкование их А.Д.Архангельским и другими

авторами в качестве седиментационных текстур ошибочно, что сейчас как будто не вызывает сомнения» [Страхов, 1963, с. 147]. И еще там же: «В настоящее время стало ясно, что первая концепция [А.Д.Архангельского – *авт.*] не может объяснить многих черт геохимии алюминия и бокситов. Так, работами Ю.К.Горещкого в Грузии доказано, что Al_2O_3 и TiO_2 в водах рек нетранспортабельны. Из тех же едва уловимы содержания этих компонентов в водах, какие все же имеются, невозможно получить рудных накоплений» [Страхов, 1963, с. 146].

Новейшие исследования Б.А.Богатырева [1999] допускают хемогенный генезис только части глинозема, поставляемого в осадочный бассейн в основном механогенным способом.

Большие влияния на качественные изменения седиментогенных бокситовых руд оказывали процессы *постседиментационного литогенеза*. Впервые на возможность образования бокситов на стадии диагенеза в проточном водоеме указал в 1977 г. Г.И.Бушинский. К началу 90-х годов XX в. исследователи ИГЕМ АН СССР В.В.Жуков, Б.А.Богатырев и др. впервые опубликовали физико-химическую модель бокситизации на *стадии субаэрального диагенеза*. Прежде чем рассмотреть ее суть, необходимо остановиться на трактовке самого понятия «субаэральный диагенез». Термин впервые был упомянут М.С.Швецовым [1958]. Однако геологи в большинстве своем данное понятие не использовали из-за того, что признаки обозначенной этими словами стадии трудно распознаваемы на фоне массового развития гипергенных процессов, с которыми субаэральный диагенез перемежается очень тесно. Важность его стадийного обособления подчеркнут в 1966 г. известный исследователь палеогеографии четвертичного периода профессор Е.В.Шанцер. Он использовал близкое по смыслу название: «экзодиагенез». Его процессы начинают свою «работу» там, где последовательное формирование коры выветривания прерывается эпизодами перекрытия коры рыхлыми наносами (золотого, делювиально-пролювиального либо аллювиального генезиса). Сквозь них просачиваются вниз поверхностные (атмосферные) воды, привнося с собой в толщу выветрелого субстрата новые порции растворенных веществ, которые бывают отличны по своему составу от образований коры выветривания, а потому вступают с ними в химические взаимодействия и тем самым обеспечивают активизацию аутигенного минералообразования (и конкрециеобразования, в том числе). Таким способом, например, в толщах лёссов формируются аутигенные

карбонатные стяжения (так называемые «журавчики») или карбонатные плёночки, скрепляющие отдельные алевритовые частички между собой.

Применительно к бокситообразованию субаэральный диагенез латеритной коры играет очень важную роль. Он, в зависимости от состава вод, просочившихся через вышележащий покров осадков, может обеспечить либо улучшение качества бокситового осадка (при концентрации в водах SiO_2 меньше 2 мг/л), либо его ресилификацию и разубоживание %-ных содержаний Al_2O_3 (при более высоких концентрациях SiO_2). При этом минеральные ассоциации, возникшие на стадии субаэрального диагенеза, мало отличаются от ассоциаций латеритов. Но здесь появляются оолиты, бобовины (пизолиты) и др. конкреционные структуры явно аутигенного генезиса. Текстуры же меняются слабо. По данным Б.А.Богатырева и В.В.Жукова, кайнозойские бокситы, образовавшиеся в результате субаэрального диагенеза, характеризуются рыхлым пелитоморфным строением с пористостью в 50-60% (бокситы месторождения Тромбес в Бразилии), а более древние, захороненные под толщами осадочных пород (палеозойские Тиманские, Северо-Онежские, Казахстанские бокситы) имеют более плотное сложение и пористость в первые %.

Со стадией более изученного субаквального диагенеза лагунных и мелководно-морских бокситов связываются более явные межслоевые перераспределения компонентов (Al, Si, Fe, Ca, Mg и др.) и образование новых минеральных фаз: моногидратов Al^{3+} – бёмита и диаспора, а также каолинита, бергьерина (ранее именовавшегося шамозитом – см. ниже, в разделе «железистые породы»), сульфидов (пирита и др.), фосфатов и карбонатов (кальцита, сидерита и анкерита).

Последние формируют иногда крупные (1-3 см в диаметре) конкреции, поглотившие реликты первичных бокситовых минералов, но чаще образуют мелкую вкрапленность либо обволакивают бокситовые оолиты в виде цемента базального типа.

На стадии катагенеза начинается трансформация тригидратов Al^{3+} в моногидраты. В бокситах складчатых областей наблюдается массовая замена гидраргиллита моногидратами и оксидами Al^{3+} и замена гидроксидов Fe^{3+} оксидами, что объясняется повышенными t° -Р обстановками. При термобарических условиях глубинного катагенеза (более 100°C–160°C) и метагенеза (более 200-250°C) происходит также трансформация 7Å бергьерина (шамозита) в 14Å хлорит. Здесь же в

заметных количествах (до 5%) за счет моногидратов Al^{3+} начинает формироваться *корунд* Al_2O_3 (с твердостью 9 по шкале Мооса).

Одним из признаков окончания метagenетической стадии и начала *метаморфизма* является массовое появление хлорита, диоктаэдрической слюды политипной модификации $2M_1$ и $3T$, триоктаэдрической слюды, пиррофиллита, хлоритонда, дистена, силлиманита и др. вместе с исчезновением каолинита, шамозита, гиббсита и гидроксидов железа [Богатырев и др., 1997, с. 39]. При *глубоком метаморфизме* бокситов из них формируются кристаллически-зернистые агрегаты корунда – *наждак* (полезное ископаемое – материал для шлифовки).

7.2. Железистые (железные) породы бывают сложены гидроксидами железа (*гётит* $FeOOH$; *гидрогётит*, или *лимонит* $FeO \cdot OH \cdot xH_2O$, при x от 1 до 4), оксидами железа (в основном *гематит* Fe_2O_3 , а в некоторых метapородах *магнетит* Fe_3O_4) или *шамозитом*; он именуется теперь все чаще *бертьерином*. Это глинистый минерал, который по своему химическому составу близок к железистым триоктаэдрическим хлоритам и прежде к ним относился. Но его кристаллическая решетка не многослойна, как у хлоритов (3-слойные пакеты перемежаются гиббситовым или бруситовым слоем октаэдрическим), а двуслойна, как у минералов серпентиновой группы (каждый пакет сложен слоем кремнекислородных тетраэдров и гиббситовых октаэдров). И межслоевые расстояния решеток шамозита-бертьерина составляют 7Å вместо 14Å хлоритовых. Обобщенная формула данного минерала, по В.А.Дрицу и А.Г.Коссовской, 1984 г., такова: $(Mg, Fe^{2+})_{3-x}(AlFe^{3+})_x(Si_{2-x}Al_x)O_5(OH)_2$. В парагенезе с ним встречаются истинные железистые хлориты – *тюрингит* и др. Нередкие примеси составляют: аутигенные карбонаты (сидерит, анкерит и др.), сульфиды, фосфаты, оксиды глинозема и кремнезема, а также аллотигенные глинистые и кварцево-силикатные частицы.

Эти образования морфологически и генетически многотипны. Их структурно-текстурная приуроченность тоже различная. Наиболее контрастно различаются руды континентальных (включая окраинно-морские) и океанических блоков земной коры. Обзор начнем с первых. Они по своему составу и генезису группируются в 3 категории: 1 – генетически связанные с вулканизмом (их не рассматриваем), 2 – чисто осадочные фанерозойские *железняки* и 3 – осадочные глубокометаморфизованные докембрийские (так называемые *джеспилиты*, или *железистые кварциты*).

Остановимся на 2-й из перечисленных категорий. Ее руды бывают приурочены к корам выветривания (некоторые обогащенные Fe^{3+} латериты причисляют к железной руде), а еще чаще – к отложениям болотно-озерных, аллювиально-дельтовых, лагунных и мелководно-морских фаций, с остатками флоры и фауны, свойственной гумидному климату (не обязательно тропическому; нередко к умеренному или холодному). Данные образования в быту именуют «железняки», а в западноевропейской геологии (во Франции и Великобритании) – «минеттовыми рудами» [Гринсмит, 1981; Мейнард, 1985]. Они отличаются от иных типов железных руд преимущественно оолитовым строением (рис. 35). Оолиты состоят в основном из гётита, бертьерина или обоих этих минералов. В виде редких тонких слоев может присутствовать сидерит, слагающий кристаллически-зернистый цемент выполнения пор между рудными оолитами, а иногда вторично замещающий гётит или шамозит внутри них. Кое-где бертьериновые («шамозитовые») оолиты могут сменяться каолинитовыми, и в качестве крупнокристаллического пойкилитового цемента там же появления кальцит. В разрезах оолитовых железняков встречаются подчиненные слои без оолитовой структуры. Они имеют в основном глинисто-сидеритовые составы иногда с примесями микрозернистого апатита.

Типичными представителями таких руд служат Керченские (Украина) и Приаральские (Казахстан) железняки соответственно миоценового и олигоценного возраста, залежи юрского возраста на северо-западе ФРГ, Франции и в Великобритании, девонского возраста в Ливии. силурийского – в Аппалачском бассейне и ордовикского возраста в бассейна Вабана, на востоке Ньюфаундленда (Канада) и др.

Рудам такого типа академик Н.М.Страхов посвятил отдельную монографию (1947 г.), и в последующих своих работах он неоднократно возвращался к проблемам их генезиса. Сопоставив частоты встречаемости месторождений железа и алюминия и их генетические признаки, он сделал следующие выводы. «Иначе протекали процессы формирования гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд. Эти руды значительно сдвинуты в море сравнительно с бокситами даже морского происхождения, а это указывает, несомненно, на миграцию рудного компонента в значительно более транспортабельной форме, каковой естественно считать растворы. Действительно, возможности перемещения в растворенном состоянии у железа имеются, ибо кроме весьма мало растворимой гидрооксидной

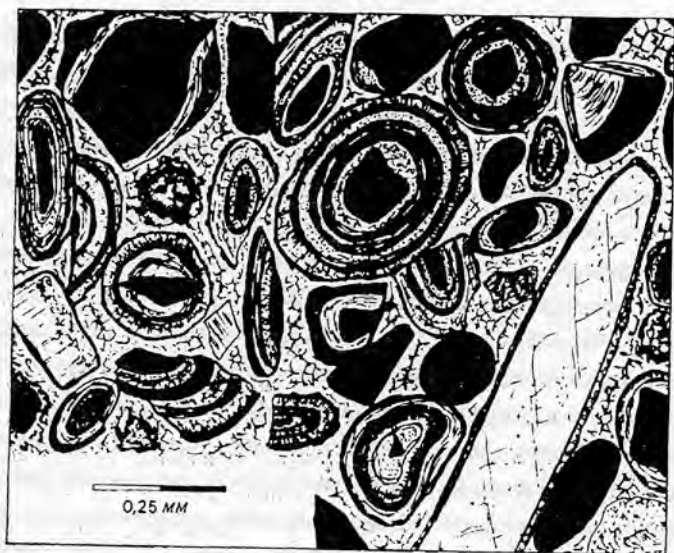


Рис. 35. Сидерит-шамозитовый оолитит, средняя юра, центральная Англия, по [Гринсмит, 1981].

Частично лимонитизированные шамозитовые оолиты и известковые обломки раковин погружены в сидеритовый матрикс. Некоторые оолиты деформированы только отчасти, другие сильно разрушены. Обломок раковины (справа) с краев частично замещен сидеритом. Черное - вторичный лимонит.

формы у него существует еще форма закисная, гораздо более растворимая. Но закисное бикарбонатное железо может накапливаться в растворе лишь в восстановительной среде, лишенной свободного кислорода. В природе такие условия реализуются в обширных заболоченных пространствах, дренаж которых, как это видно на примере р. Оби и ее притоков, дает речные воды с высоким содержанием Fe^{2+} (до 14 мг/л и выше?) при малом количестве разбавляющего взвешенного терригенного материала. Такие условия, может быть, с еще менее выраженным сносом терригенной силикатной мути, принципиально уже создавали предпосылки для хомогенного образования в геологическом прошлом железорудных месторождений оолитового гидрогетит-шамозит-сидеритового типа. Формирование этих руд поэтому необходимо связать с дренажом высокожелезистых вод, возникших в условиях более или менее значительного заболачивания ...» [Страхов, 1963, с. 147-148].

Дальнейшая разгрузка насыщенных $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ подземных вод на берегах и дне озер сопровождалась процессами окисления до $\text{Fe}(\text{OH})_3$ – практически нерастворимого, с образованием в озерном иле так называемого «ржавца», состоящего из конкреционных стяжений гидроксидов железа. Такое наблюдается в озерах на севере Европейской части России.

При разгрузке тех же болотных вод в реки там тоже формируется хлопьевидный «ржавец», прокрашивая речную воду в цвета слабо заваренного чая. Он оседает вдоль магистрального потока, частью рассеиваясь (у рек большой длины), частью концентрируясь в рудные скопления, внутри алеврито-песчаного аллювия. У рек малой длины (до 150 км) железо достигало их устьев, где формировались дельтовые и лиманные залежи. В качестве их примера Н.М.Страхов ссылается на описанные Л.Н.Формозовой аллювиально-дельтовые оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые железняки в среднемиоценовых кутанбулакских отложениях Северного Приаралья. Эти образования согласно их фациальной принадлежности относятся к двум типам. Один приурочен к средним и нижним участкам русла палеореки, стекавшей с находящейся северо-восточнее Мугуджар суши в Палео-Аральский водоем. Эти рудные тела в плане имеют формы узких лент, иногда ветвящихся и повторяющих контуры палеорусла и его проток. Рудные горизонты имеют косослоистое строение, обильные следы переотложения вещества. Их состав в основном гидрогетитовый, и только в устьевых участках палеодолины появляются шамозит и сидерит (главным образом, в составе цемента оолитов). Ко второму типу руд отнесены дельтовые накопления, которые состоят как бы из ряда пластин, имеющих однообразные пологий ($2-4^\circ$) наклон с северо-востока на юго-запад (соответственно уклону дна палеобассейна). Вкрест простирания этих пластин вещественный состав руд закономерно менялся: ближе к устью палеореки преобладали руды гидрогетитовые, а мористее (в нижних частях пластин) они становились шамозит-сидеритовыми, залегающими среди алевритовых глин с морской фауной.

Продолжая свой анализ условий транспортировки и седиментации железа, Н.М.Страхов подчеркнул, что *только у большой сети самых малых рек малоподвижное железо успевало достичь конечного водоема стока (моря), формируя там бассейновые оолитовые осадки, и главной ареной формирования таких руд являлась именно периферическая зона морей.* В качестве аргументации последнего тезиса Н.М.Страховым приводились

палеофациальные профили множества железорудных палеобассейнов Америки, Западной и центральной Европы, в которых по простиранию, то есть вдоль побережий морских палеобассейнов, железорудные толщи оказывались чрезвычайно выдержанными (например, керченские миоценовые руды следятся с запада на восток более чем на 100 км, а силурийские в Аппалачской складчатой системе с небольшими перерывами тянутся от штата Нью-Йорк до Алабамы на 1800 км!); тогда как вкрест своего простирания рудные тела менее устойчивы, и измеряются всего лишь немногими километрами, редко до 18-20 км (минеттовые руды Франции). Рассуждая о вероятных поставщиках туда металла, Н.М.Страхов считал, что *наряду с речным привнесом большую роль играют высачивания в водоёмы грунтовых железистых вод* на побережье, у уреза водоёма или непосредственно на его дне.

А в самом водоёме большое влияние на разубоживание либо концентрирование компонентов железа оказывала гидродинамика в сочетании с неровностями дна. Донные западины в супралиторали, отгороженные песчаными барами и отмелями, становились своеобразными ловушками вещества. Это очень наглядно показано в монографии английского исследователя генезиса осадочных руд различных металлов Дж.Мейнарда [1985, с. 78]. Им, в частности, на рис. 2.19 этой книги воспроизведена построенная в итоге палеогеографического реконструирования прибрежного участка морского ордовикского палеобассейна Вабана наглядная блок-диаграмма (рис. 36). На ней отчетливо видно, что там имелись благоприятные условия для выщелачивания железа из субстрата болот прибрежной равнины и для его переноса оттуда подземными водами ко дну лагуны, где зарождались шамозитовые (точнее бертьериновые) оолиты. Они, в свою очередь, под воздействием штормов и течений, переотлагались на отгородивших лагуну барах и среди осадков приливно-отливной зоны. Н.М.Страхов в свое время также констатировал: «... излобленными участками оолитовых руд являются заливы, бухты и островные моря со сложными очертаниями береговой линии» [Страхов, 1963, с. 143]. Это же подтвердили недавние исследования минералогии и стадий формирования керченских железных руд Е.А.Голубовской (1990 г.) и исследования многих зарубежных литологов на иных рудных объектах [Мейnard, 1985].

К вышесказанному следует добавить, что перенос железа в конечный бассейн седиментации осуществлялся не только в двух упомянутых выше

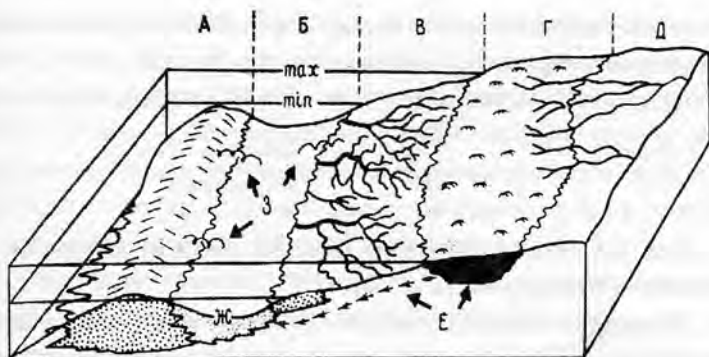


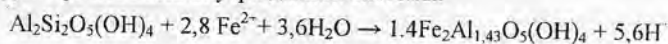
Рис. 36. Реконструкция условий образования железняков Вабана (по Рейнджеру), [Мейнард, 1985].

А-прибрежный бар; Б-лагуна (накопление осадков в условиях низких Eh); В-приливно-отливная зона; Г-надлиторальные водорослевые болота (низкие значения Eh и высокие P_{CO_2}); Д-старые русла рек. Железо выщелачивается из осадков в болотных условиях (Е), выносится подземными водами в лагуну и осаждается в виде шамозитовых оолитов (Ж), которые впоследствии переотлагаются в зонах береговых баров и среди осадков приливно-отливной зоны (З).

формах: 1 – ионного раствора бикарбонатов в грунтовых водах с дефицитом кислорода и 2 – тончайшей механической взвеси гидрооксида в поверхностных водах. Еще один, 3-й способ переноса этого металла реализуется в коллоидной фазе. «Полагают, что большая часть железа, переносимого речными водами, поступает в форме гидрозолей окислов железа, стабилизированных коллоидным органическим веществом и адсорбированных на глинистых минералах. Эти коллоидные частицы имеют положительный заряд и могут переноситься на большие расстояния без осаждения при условиях, что концентрация электролитов низкая, а в водах отрицательно заряженные коллоиды не присутствуют в таких количествах, которые могли бы привести к осаждению этих частиц. При впадении рек в море такие суспензии флокулируют и вскоре осаждаются, иногда в виде шамозита ...» [Гринсмит, 1981, с. 192-193].

Конкретный способ формирования упомянутого минерала был в деталях объяснен зарубежными геохимиками и литологами. Они доказали возможность возникновения шамозита-бертьерина на основе каолининовой матрицы, то есть в результате процессов трансформирования кристаллических решеток кластогенных глинистых (каолининовых) частиц со вхождением туда железа из коллоидов, которые были адсорбированы

этим же частицами. Остальные катионы и анионы не поступали извне, а перегруппировывались внутри данной системы:



каолинит

шамозит

(бертьерин)

Итак, нам даже не приходится добавлять в систему ни кремнезема, ни алюминия [Мейнард, 1985, с. 69-70].

Первичный шамозит-бертьерин, вероятнее всего, пребывал в скрытокристаллической форме, совершенствуя свою структуру в ходе диагенеза. Геохимические обстановки его формирования отвечали среде от слабокислой до слабощелочной (но со значениями pH ниже тех, что потребны для генерации глауконита), при Eh от + 0.4 до - 0.4. До недавних пор считалось, что этот минерал не характерен для современных морских отложений, однако ныне стало известно, что он распространен в мелководье и на глубинах до 150 м в районах теплых течений в полосе между 10° северной и южных широт (включая дельту р. Нигер) в парагенезе с привнесенными с суши каолинитом и иллитом. А глауконит, который своим внешним обликом (в петрографических шлифах) бывает похож на описываемый минерал, распространен в современных и древних отложениях, как правило, мористее.

Выше были описаны химические и механогенные процессы осаждения железосодержащих компонентов. К сказанному необходимо добавить информацию о том, что работая на современной мощной электронно-микроскопической аппаратуре, палеонтологи в содружестве с микробиологами выявили огромный вклад *бактериального фактора* в механизмы концентрирования железистых оолитов. Ныне стали хорошо известными виды бактерий, концентрирующих в своих клетках или вокруг них гидроксиды железа (железобактерии), серу (серобактерии) и другие элементы. По мнению многих ученых, микроорганизмы играли большую роль в образовании руд железа, марганца и даже алюминия [Бактериальная палеонтология, 2002].

Дальнейшие *позднедиагенетические* и *катагенетические* преобразования железных руд см. в текстах вышеупомянутых трудов Н.М.Страхова, Дж.Мейнарда и Дж.Гринсмита. Отметим только, что бертьерин подвергается частичной или полной метасоматической сидеритизации; а осадочные гидроксиды железа дегидратируются по

схеме: $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{FeOOH} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$. Их конечный продукт – гематит. Он в рудных телах кайнозойского и мезозойского возраста редок (исключая юрское месторождение Минетта во Франции, где гематит распространен наряду с гётитом). В отложениях палеозоя, которые гораздо дольше испытывали влияния литогенетических процессов и прошли через стадию катагенеза, гематит стал минералом преобладающим, а кое-где в небольших количествах появляется примесь магнетита.

Метаморфизованные осадочные железные руды докембрия (джеспилиты) имеют в основном либо кварцево-гематитовый, либо кварцево-магнетитовый составы и крупнозернистые гранобластовые структуры. Признаки седиментогенных структур у них совершенно утрачены, однако текстуры сохранились отчетливо: характерная полостчатость, унаследовавшая первичную горизонтальную слоистость, следы ее диагенетического нарушения (подводно-оползневые s-образные складки) и отпечатки ряби течения или трещин усыхания. Эти породы залегают среди различных кристаллических сланцев, порфиридов, порфиритоидов, мраморов и гнейсов. Восстановление состава адекватных им осадочных пород требует скрупулёзного сочетания методик литологических исследований с петролого-геохимическими (см. раздел о метаморфизме). Сейчас литологи и петрологи преуспели в этом деле, однако данная тема выходит за рамки нашего курса. Поэтому относительно специфики докембрийской железорудной седиментации интересующийся читатель адресуется к работам: Н.М.Страхова [1963], Дж.Мейнарда [1985] и В.Т.Фролова [1993, 1995].

Железосодержащие породы дна океанских водоемов, или железо-марганцевые конкреции (ЖМК) будут рассмотрены в разделе 7.3.

7.3. Марганцевые породы сложены более чем на 50% агрегатами различных минеральных видов: оксидами четырехвалентного Mn^{4+} – *пирролизитом* MnO_2 , *псилломеланом* $(\text{Ba}, \text{K}, \text{Mn}, \text{Co})_6\text{Mn}_8\text{O}_{16}$, *тодорцитом* $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K}, \text{Ba}, \text{Mn})\text{Mn}_3\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, *бёрнесситом* $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+})_7\text{O}_{14} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и др.; оксидами трехвалентного Mn^{3+} – $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, содержащими примеси от 0 до 30% Fe_2O_3 ; гидроксидами – *пирохлорит* $\text{Mn}(\text{OH})_2$, *манганит* MnOOH и др., карбонатами – *родохрозит* MnCO_3 и *кутангорит* $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$ и силикатами – *браунит* $\text{Mn}_7\text{SiO}_{12}$ и др. Структуры их в основном криптозернистые, пелитоморфные, реже оолитовые. Поэтому точная вещественная диагностика таких пород не может ограничиваться

оптической петрографией. Ее дополняют прецизионными аналитическими исследованиями.

Геологическая приуроченность этих пород, так же, как и железных руд дифференцирована на континентальном и океанском секторах. Первая категория руд концентрируется в большинстве своем среди отложений шельфа эпиконтинентальных морских палеобассейнов. Анализ фациальной принадлежности этих руд дал основание констатировать нижеследующее. «Рудных накоплений марганца в коре выветривания обычных пород не встречается совсем. Единственным видом его месторождений являются «марганцевые шляпы» кремнистых и карбонатных марганцевых руд, особенно обильно развитые на докемрийских породах указанного состава. Они представляют собой образования, генетически резко отличные от латеритных бокситов и железных руд... Единственно практически значимым фациальным типом накоплений марганца в гумидных зонах являются его морские руды» [Страхов, 1963, с. 144]. Это крупнейшее в мире раннемиоценовое Никопольское месторождение (Украина), Чиатурское месторождение (Грузия), весьма скромное по запасам Североуральское месторождение (Россия); мезозойские руды Марокко, раннекембрийские – в Южных Аппалачах (США); а также докембрийские метаморфизованные руды в Южной Африке, Индии и др.

Сопоставляя фациальные ряды многих морских марганценосных комплексов, Н.М.Страхов установил общие для них закономерности рудной локализации. Оказалось, что многие марганцевые «месторождения, начинаясь в алевритовой зоне, опускаются в область отложений глинистых и опоково-глинистых осадков ... и в область карбонатных отложений. Несмотря на общность фациального профиля с железными рудами, все же можно отметить, что ассоциация бассейновых марганцевых руд с песками встречается реже; руды эти тяготеют к более тонким алевритовым и глинистым осадкам, т.е. несколько сдвинуты относительно железорудных накоплений в более пелагическую зону *Этой сдвинутостью в пелагическом направлении объясняется нередкая ассоциация марганцевых руд с осадками, обогащенными опаловым кремнеземом – кремнистыми глинами, опоками*» [Страхов, 1963, с. 144].

Все вышесказанное логически увязывается с наибольшей геохимической подвижностью марганца во всей рассматриваемой здесь гумидной триаде Al-Fe-Mn.

Несколько иные, внеклиматические процессы обуславливали формирование повышенных концентраций марганца в ЖМК океанов, начиная с позднемеловой эпохи и до нашего времени включительно. Вам из курса «Общая геология» должно быть известно, что на океанском дне широко развиты крупные (величиной с кулак и более) эллипсоидные и каравасообразные стяжения, сложенные микрокристаллическими агрегатами минералов Mn и Fe. Это так называемые железо-марганцевые *конкреции*. Вещество для них заимствуется из гигантских резервов веществ, растворенных в океанской воде. А скорость их кристаллизации значительно выше, чем скорость накопления океанских глинистых илов (см. в разделе 2 главы 5), вследствие чего эти конкреции обычно выступают над глинистым ложем океанского дна [Страхов, 1963; Лисицын, 1978; Авдонин и др., 2000].

По поводу механизма формирования ЖМК написаны многие тысячи статей и сотни книг отечественными и зарубежными учеными (три рекомендуемые Вам перечислены выше). Повышенный к ним интерес связан, прежде всего, с тем, что это – потенциальное сырье марганца и, отчасти, железа на XXII век. Кроме того, интересен сам по себе феномен стремительного роста подобных минеральных образований в, казалось бы, самых неблагоприятных к тому условиях: низких температур ($t = +2^{\circ} + 4^{\circ}\text{C}$), крайне низких концентраций металлов в океанской воде и полной окисленности на океанском дне реакционноспособного ОВ (важного стимулятора конкрециеобразования в осадках мелководных морей и лагун).

Считается, что, несмотря на низкие значения концентраций растворенных оксидов железа и марганца, их абсолютные значения близки к насыщению воды этими труднорастворимыми соединениями. Отсюда следует, что малейшее нарушение геохимического равновесия в водной среде будет стимулировать осаждение 3-валентного железа или 4-валентного марганца. Убыль этих металлов из воды непрерывно пополняется их привносом реками (в основном) из постоянно эродируемой суши, а также подводными горячими гидротермами (открытыми во множестве в рифтогенных зонах океанов на протяжении минувшего 30-летия) и подводным вулканизмом. Исследователи баланса этих веществ сейчас разделились в основном на два лагеря. Одни (преимущественно последователи Н.М.Страхова) считают главными источниками железа и марганца в океане экзогенную их мобилизацию и привнос с континентов.

Другие исследователи (в первую очередь А.П.Лисицын) ведущую роль отводят эндогенной подпитке океанических вод. Каждая группа исследователей оперирует своими цифрами и расчетными данными. Однако плотность и детальность изученности площадей континентальной суши и оксанских акваторий пока еще несравненно различны. Поэтому любые сопоставления относящихся к ним расчетных данных на сегодняшнее время выглядят не вполне корректными. Окончательное решение проблемы генезиса ЖМК представляется одной из важнейших задач геологии настоящего и, быть может, даже предстоящего веков.

8. Прочие породы

Сюда причислены многие виды пород, чрезвычайно важных как полезные ископаемые и играющих важную роль в общепланетарном осадочном процессе. Однако они рассмотрены бегло по двум причинам: 1 – краткости нашего курса и 2 – детального их освещения в параллельных и специализированных курсах: «Горючие полезные ископаемые», «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» и др.

8.1. Каустобиолиты. Большая группа пород, сложенных органическими компонентами (в переводе с греческого языка именуемых как горючие «живые» камни), а именно: *торф, угли, горючие сланцы, твердые битумы и нефти* – освещалась настолько глубоко, подробно и многократно в монографических и учебных изданиях, что авторы не считают уместным и возможным повторять написанное о этих породах профессионалами угольной и нефтяной геологии. Отдельные ссылки на их работы приводились выше, в разделах, которые посвящались процессам литогенеза. В библиографический перечень помещена только небольшая их часть, но по ней читатель сможет ориентироваться относительно всех остальных работ – см. ссылки на труды Ю.К.Бурлина, А.И.Конюхова и Е.Г.Карнюшиной [1991], Н.Б.Вассоевича [1986], С.Г.Неручева, Г.М.Парпаровой и др. [Справочник ..., 1983], Б.А.Соколова [2001] и др. исследователей.

8.2. Медястые (песчаные и глинистые) породы – представляют собой смешанные образования, в которых обломочные кварц-силикатные и глинистые частицы сцементированы сульфидами меди: *халькозином* Cu_2S , *ковеллином* CuS , *борнитом* Cu_5FeS_4 , *халькопиритом* $CuFeS_2$ и др., иногда с *самородной медью*; в зоне гипергенеза по ним развиваются карбонаты меди – *малахит* и *азурит*. Меденосные породы, как правило, являются отложениями древних речных русел, дельт и лагун в эпохи аридизаций

климата (например, пермские осадочные руды месторождения Джезказган в Казахстане и руды Удоканского месторождения протерозойского возраста у нас в Забайкалье). Большинство их насыщено аутигенным сульфидным веществом на постседиментационных стадиях преобразования осадочных отложений [Габлина, 1983]. Кроме вышеперечисленных объектов, меденосные породы широко развиты на территории Западной Европы (главным образом в ФРГ) – медистые сланцы в основании толщ цехштейна позднепермского возраста; хорошо известны также меденосные песчаники и глинистые сланцы пермского возраста на границе штатов Техас и Оклахома (США), протерозойские терригенные руденосные отложения Центрально-Африканского медного пояса (Заир и Замбия) и др.

Примечательно, что все эти образования сконцентрированы, во-первых, внутри пестроцветных осадочных комплексов, накопленных при жарком аридном климате; и, во-вторых, они парагенетически (и отчасти генетически) взаимосвязаны с эвапоритовыми и рифогенно-карбонатными толщами (см. выше). Механизмы концентрации меди в этих породах обусловлены геохимическими особенностями этого элемента, являющегося антиподом железа в зависимостях их подвижностей от pH и Eh. Кроме того, насыщенные хлоридными солями водные растворы существенно повышают миграционную способность Cu.

Вот, как об этом пишет исследователь геохимии рудных осадочных месторождений, «Изменение условий Eh и pH среды и образование комплексных хлоридных соединений определяют поведение Cu и Ag при низких температурах. Как видно из диаграммы (см. рис. 36), в окислительной среде при средних и низких значениях pH медь остается в растворе. Железо при тех же самых условиях отличается пониженной растворимостью, и в этом заключается суть очень эффективного механизма отделения Cu от Fe. Обратите внимание также на то, что в восстановительных условиях происходит осаждение меди в виде сульфидов или самородного металла. Таким образом, существует общая тенденция миграции меди из областей, где поддерживаются окислительные условия, и концентрация ее в восстановительных средах» [Мейнард, 1985, с. 93].

В вышеприведенной цитате упоминалось серебро. Это естественно, потому что в большинстве меденосных осадочных толщ главному металлу сопутствует (в меньших концентрациях) целая гамма других рудных элементов. Таковыми, например, в меденосных сланцах цехштейна Западной Европы являются Pb и Zn, а местами также V, Cr, Mo.

Большинство исследователей меденосных толщ считают оруденение не сингенетичным, а эпигенетичным относительно стадии седиментогенеза. Так, например, в разрезе пермских меденосных толщ штата Оклахома наблюдалась закономерная смена (снизу вверх) слоев красноцветных терригенных пород темноокрашенными меденосными сланцами, а затем – эвапоритами. На этом основании американскими литологами было высказано предположение, что привнос Cu осуществлялся уже после отложения осадка в результате специфической циркуляции подземных вод в условиях себхи [Мейнадрд, 1985, с. 106-107]. Предполагается, что быстрое испарение влаги в пустынных прибрежных районах вызвало мощный приток подземных вод в супралиторальную зону и отложение там слоев гипса и галита. При этом подземные воды могли выщелачивать Cu из нижележащих песков в процессе окисления там железа и формирования красноцветных окрасок. После этого происходило отложение меди в слоях насыщенных O_2 – остатками водорослей, располагавшихся под слоями эвапоритов. Предполагается, что металл привносился сюда на завершающих стадиях диагенеза, а воды, транспортировавшие Cu , поступали с континентальной стороны себхи, отличаясь от морских вод повышенными значениями E_h и повышенными pH (т.е. параметрами, наиболее благоприятными для миграции Cu).

Медная минерализация цехштейновых руд в Западной Европе (как и на Удоканском месторождении Казахстана), по-видимому, возникла на еще более поздней – катагенетической стадии, о чем свидетельствуют наблюдения над резко несогласными соотношениями контуров рудных тел и седиментационной слоистости [Мейнадрд, 1983, с. 111]. Применительно к Джезказганским рудам, российский литолог Е.Ф. Габлина [1983] в деталях проработала механизм привноса и концентрации меди (рис. 37). Суть его состояла в том, что элизонные солоноватые воды стадии глубинного катагенеза выжимались из осевой зоны впадины к ее бортам. Они проникали сквозь красноцветные песчано-алевритовые песчаные толщи, содержавшие изначально повышенные кларковые содержания меди. Она в условиях высоких E_h выщелачивалась из песчаников и алевритов, мигрировала в хлоридных соединениях вплоть до прохождения воды через так называемые «геохимические барьеры» [термин Г.И. Перельмана] – участки контрастно менявшихся значений E_h и pH на противоположные. Таковыми были подстилающие красноцветную толщу «сероцветные», т.е.

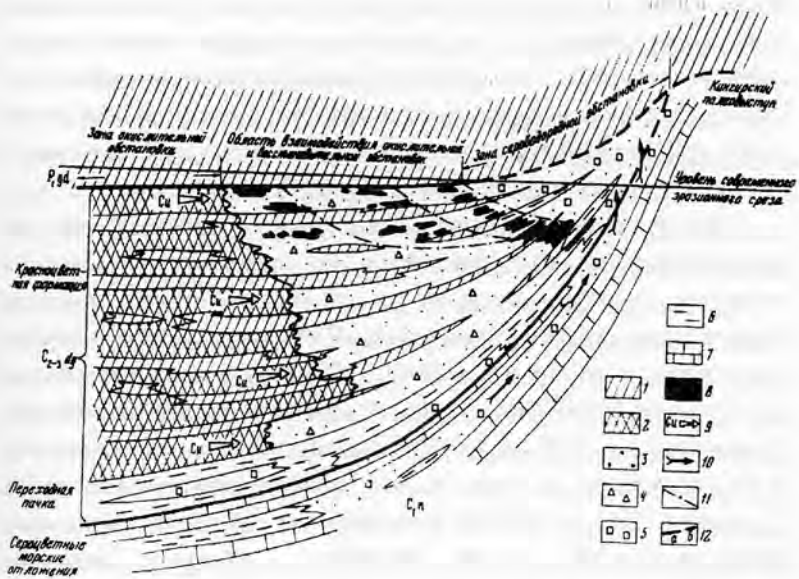


Рис. 37. Схема процессов Дзезказганского месторождения меди [Габлина, 1983].
 Условные обозначения: 1-красноцветные аргиллиты, алевролиты; 2-красноцветные песчаники, конгломераты; 3-сероцветные песчаники, конгломераты; 4-рассеянная вкрапленность сульфидов меди; 5-рассеянная вкрапленность пирита; 6-серые аргиллиты, алевролиты; 7-известняки; 8-рудные залежи; 9-направления движения меденосных растворов; 10-пути миграции углеводородов; 11-уровни последовательного смещения зоны взаимодействия окислительных и восстановительных обстановок; 12-стратиграфические границы (а-достоверные, б-предполагаемые) Plgd - нижнепермские отложения (жиделисайская свита); C2-3dg-продуктивная (дзезказганская) толща среднего - верхнего карбона; C1n-нижнекарбонные отложения (намюрский ярус).

насыщенные ОВ пачки терригенных пород на боргах впадины. В них и концентрировалась медная минерализация.

8.3. Цеолитовые породы. Они также редки и представляют собой смешанные по составу глинисто-цеолитовые озерные или морские образования, в которых цеолиты кристаллизовались в качестве цемента или микровключений на постседиментационных стадиях. Эти минералы формировались одним из двух вероятных способов: либо вследствие трансформаций витрокластических частиц (примесей вулканического

пепла), либо в результате химического синтеза алумосиликатных соединений, извлекаемых из обломочных частичек полевых шпатов, амфиболов, эпидотов и др. седиментогенных минералов. Подробнее о их составе и генезисе см. в работах А.Г.Коссовской (1975 г.), В.И.Муравьева [1983], В.В.Петровой [2003] и О.В.Япаскурта [1999]. Последним кратко обобщены итоги исследований вышеназванных и других ученых.

8.4. Вулканогенно-осадочные породы – состоящие целиком или преимущественно из продуктов синхронного седиментации вулканизма – достаточно полно и, вместе с тем, лаконично описаны известным отечественным литологом, профессором И.В.Хворовой в рекомендуемом Вам пособии [Справочник ..., 1983, с. 232-244], а также профессором В.Т.Фроловым и М.Н.Щербаковой в недавней малотиражной монографии [Систематика ..., 1998, с. 300-310], крупным американским литологом Ф.Дж.Петтиджоном в главе 9 его энциклопедической монографии [Петтиджон, 1981, с. 376-295] и профессором Г.Ф. Крашенинниковым, [Крашенинников, 1971, с.93-99; 199-206]. К любому из названных источников адресуется читатель для самостоятельной проработки данного материала и собеседования на симпозиуме.

Глава 6. Современные аспекты и методы исследования осадочных пород.

6.1. Вводные замечания. Литология на современном уровне ее развития *характеризуется генетической направленностью и историчностью* подхода к объектам исследования. Это означает, что в каких бы аспектах (теоретических или прикладных) ни работал исследователь, он должен рассматривать каждую осадочную породу как геологическое образование, которое имеет собственную историю возникновения и эволюционирования своего состава и строения.

Накопленный ныне гигантский объем фактического материала, полученного в результате наблюдений над процессами современной седиментации и над признаками таковой в детально изученных образованиях прошлых геологических эпох, дает нам должную основу для отбора более или менее надежных показателей генезиса осадочных отложений [Обстановка..., 1990]. Выше говорилось о том, насколько богатая информация относительно механизмов и условий седиментации (ландшафтно-климатических и тектонических) заключена в комплексе генетических, или первичных признаков, присущих особенностям

морфологии и состава породных компонентов (см. главу 4), а также и структурам пород и их текстурам (см. главу 1) и другим категориям (цвет, физико-механические параметры).

Любая осадочная горная порода представляет собой закономерную, генетически обусловленную парагенетическую ассоциацию минеральных и (или) органических компонентов. Она составляет важнейший элемент природной системы. У нее главные генетические признаки запечатлены в свойствах, которые литолог обязан указать согласно такой общепринятой последовательности визуального описания образца породы: цвет – структура – текстура – состав породообразующих компонентов – состав и распределение включений – крепость – пористость – вторичные изменения изначального цвета, состава, структуры или текстуры (отмечаются по мере возможности; так как в большинстве пород вторичные изменения доступны только микроскопическим наблюдениям). Все эти параметры важны для диагностики генезиса, но важнейшая генетическая информация заключается в структуре и текстуре породы. Именно по этой причине при полевом описании осадочных пород их структурно-текстурные особенности отмечаются прежде всшественных.

Определения понятий «структура» и «текстура» см. выше. Здесь только напомним читателю о том, что в англоязычной литературе эти термины трактуются с противоположным нашим смысловыми значениями. Категория признаков, традиционно называемая российскими учеными структурой, в англоязычной литературе именуется «текстурой» (texture), а «структура» (structure) служит синонимом нашего термина «текстура». Мы будем придерживаться терминологии отечественных классиков.

Выше пояснялась важная генетическая информативность этих обоих породных признаков. В особенности информативность текстур. Они обусловлены в первую очередь динамикой среды осадконакопления – влияний сил гравитации, течений, волнений, движений льда или ветра. Схема их типизации была создана более 40 лет тому назад Л.Н. Ботвицкиной (1962г). В те же годы обстоятельные сводки о текстурах приводились в книгах Н.Б. Вассоевича [Справочник..., 1983], Л.Б. Рухина [1969г], И.И. Тимофеева (1969г), Н.В. Логвиненко [1984] и др.

И.И. Тимофеев справедливо предостерегал исследователей от формальной универсализации трактовки генетической принадлежности внешне одинаковых текстур (а также структур), потому что они могут оказаться ошибочно интерпретированными вследствие распространенной в

природе похожести морфологических признаков у осадков различного происхождения (см. ниже). Во избежание таких ошибок *текстуры следует анализировать только в комплексе с прочими породными признаками.*

Эта точка зрения сейчас разделяется большинством литологов. Однако она не умаляет важности наблюдения структурно-текстурных особенностей пород с целью понимания их *способов* седиментации. Интерес исследователей к данной проблеме не уменьшился. За минувшее 30-летие фиксируется буквально лавинообразный приток статей в зарубежные и отечественные периодические издания, где тщательно анализируются текстурные облики современных осадков и механизмы их возникновения применительно к актуалистическому сравнению их с древними образованиями. Особенно много информации в данной области исследования получено за последнее время относительно морских и океанских отложений. В этом аспекте читателя можно адресовать к изданным на русском языке книгам зарубежных авторов [Обстановки..., 1990; Петтиджон, 1981; и др.], а также трудам российских литологов — Ю.П. Казанского (1983г.), А.П. Лисицына [1978], И.О. Мурлмаа (1987г.), П.П. Тимофеева и И.В. Хворовой (1989г.) и В.Т. Фролова [1995], который впервые в мировой практике разработал детальную схему генетической типизации морских и океанских отложений (до недавнего времени такие схемы существовали только применительно к внутриконтинентальным осадкам). В схеме В.Т. Фролова текстурам придается важное, но далеко не единственное индикаторное значение. Этот исследователь тоже применяет на практике комплексный подход к расшифровке всей совокупности породных генетических признаков.

Но даже в тех случаях, когда анализируется множество параметров, присущих отдельно взятому образцу горной породы, мы не застрахованы от ошибочных генетических заключений. Небезусловность трактовок генезиса пород объясняется, в основном, тремя объективными причинами. Первая из них состоит в *конвергенции* (convergentio лат., схождение), то есть в похожести составов и строений отдельных разновидностей пород при фактической неодинаковости условий их происхождения. Примерами могут послужить подобия облика некоторых косослоистых песчаных отложений из руслового аллювия и подводных каналов дельты; или подобия некоторых разновидностей песчаных и алевроитовых отложений морского мелководья и глубоководья, или обманчивого подобия пясчег мела глубоководным океанским илам.

Другая причина разногласий в трактовках генезиса отложений обуславливается *искаженностью* их генетических признаков многофакторными постседиментационными (литогенетическими) преобразованиями на стадиях катагенеза, метагенеза, метаморфизма и гипергенеза, и появлением *вторичных* признаков пород, которые не всякий исследователь сумеет отличить от первичных особенностей строения осадка.

Третья причина состоит в том, что в далеком прошлом существовали обстановки, которых нет в современную эпоху. «Следовательно, их можно восстанавливать только в известной степени условно» [Крашенинников, 1971, с. 275].

Помимо вышеназванных обстоятельств существуют еще субъективные разногласия у исследователей, порождаемые методическими погрешностями выполняемых ими генетических анализов. Самая распространенная погрешность возникает в тех случаях, когда в качестве безусловного диагностического параметра избирается какой-то один единственный признак из множества взаимодополняющих или же взаимоисключающих параметров. Обстоятельные примеры того, как правильно извлекать генетическую информацию из полевых и лабораторных наблюдений осадочных образований, можно почерпнуть в учебных пособиях [Крашенинников, 1971; Крашенинников и др., 1988].

В своих лекционных курсах и на практике Г.Ф. Крашенинников учил о необходимости строгого, критичного отбора наблюдаемых фактов и многопланового – системного подхода к их генетической интерпретации. Он исходил из того, что любой породе свойственно множество вещественно-структурных признаков различного ранга, в которых как бы закодированы различные элементы механизмов и (или) обстановок породообразования. Некоторая часть признаков может вмещать в себе искаженную или даже ложную генетическую информацию по причине распространенности в природе упомянутых случаев конвергентности, а также искаженности структурно-минеральными новообразованиями. Учитывая и предвидя все это, Г.Ф. Крашенинников пришел к выводу о том, что генетическая принадлежность исследуемой породы может быть обоснована с определенной долей вероятности, и обоснование это должно осуществляться посредством *системного ранжирования* множества разномасштабных признаков (таблица 3).

Они сведены в две большие группы: «признаков пород» и «признаков разреза». Первая группа объединяет три более дробные категории: петрографическую, палеонтологическую и физико-химическую (см. таблицу 3, три графы слева). Любая из них, взятая в отдельности, может оказаться конвергентной. Поэтому учитывается, по возможности, их совокупность.

Так поступать необходимо, но недостаточно. Достоверность генетической интерпретации возрастает на порядок, если обратиться к другой категории признаков, обозначенных в крайней правой графе таблицы 3: учитывать характеры и особенности сочетаний литотипов и границ между ними внутри самой осадочной толщи – как в вертикальных разрезах, так и на площади ее развития.

Данные приемы составляют основу *литолого-фациального анализа*. Он осуществляется на уровне макронаблюдений, а затем дополняется уточнением признаков пород и их компонентов с помощью оптической микроскопии, растровой электронной микроскопией, рентген-дифрактометрических, микрозондовых и др. прецизионных способов расшифровки состава и микростроения вещества. Это главнейший метод исследовательской работы литолога [Алексеев, 2002; Методы..., 1957; Тимофеев, 1969].

6.2. Принципы литолого-фациального анализа. В предыдущих разделах были описаны принципы извлечения генетической информации в последовательности – от частного к общему: начиная от характеристик обособленных минеральных или органических компонентов и переходя затем к анализу их парагенезов, которые являются важным элементом комплекса генетических признаков пород и породных ассоциаций. Такая схема логических рассуждений наглядна и удобна для восприятия. Она обычно используется при описаниях итогов выполненного исследования в геологическом отчете или статье, то есть уже после того, как был проделан ряд полевых и лабораторных наблюдений и автору текста известен их результат. Однако реальная последовательность проведения всех этих наблюдений и оценок их результатов существенно отлична от данной идеальной схемы.

Литолог начинает свои генетические исследования непосредственно со сложноорганизованного природного объекта, а не с отдельных его компонентов. Литолог выявляет сперва генетические признаки пород и их парагенетических ассоциаций посредством визуальных наблюдений

Генетические признаки, изучаемые при восстановлении обстановок осадконакопления.

Генетические признаки			
петрографические	породы		разрез вертикальные и лагеральные переходы
	палеонтологические	физико-химические	
1. Структура (форма и размер зерен, сортировка) 2. Текстура (слоистость и др.) 3. Минерально-петрографический состав 4. Цемент (состав и тип цементации) 5. Конкреции (состав, форма, распределение)	1. Состав органических остатков (животных и растительных) 2. Сохранность 3. Распределение и количество 4. Условия обитания и захоронения	1. Цвет 2. Пористость 3. Состав поглощенного комплекса 4. Другие физические и химические особенности	1. Строение разреза (макротекстуры, характер чередования слоев, ритмичность и др.) 2. Мощность слоев и ее изменения на площади 3. Характер границ раздела между слоями (размыта и др.) 4. Знаки на поверхности слоев 5. Условия залегания 6. Боковые границы (характер выклинивания, расщепления и др.) 7. Форма слоев в плане 8. Изменение разреза на площади 9. Генетические признаки разреза, замещающего изучаемый

строния осадочных комплексов в естественных обнажениях или в керне из скважины.

На этом исходном и важнейшем для литолого-фациального анализа этапе работ главной задачей исследователя является составление *послойных описаний разрезов* крупных регионально-стратиграфических единиц – *свит* или их фрагментов (*подсвит, пачек, горизонтов*). Послойные описания ни в коем случае не следует сводить только к формализованному перечню названий породных разновидностей, что обычно делается при производственных работах. В текстовой характеристике строения разреза должна быть отражена вся информация, перечисленная внутри таблицы 3 из предыдущего раздела.

Затем на основе этой информации выделяются (и показываются справа от литолого-стратиграфических колонок буквенными либо графическими обозначениями) наиболее характерные *литотипы, генетические и фациальные типы* исследуемых отложений. А потом анализируются их сочетания и взаимоотношения в вертикальных разрезах и на площади развития одновозрастных породных горизонтов, пачек, подсвит или свит. Составляются так называемые *фациальные профили и карты фаций*, на основе которых впоследствии строятся *карты (или схемы) палеогеографические*.

Прежде, чем конкретизировать все вышесказанное, мы вынуждены будем задержаться на базовой терминологии, которая, к сожалению, литологами разных школ трактуется не одинаково. Начнем с термина «фация». Ее родоначальник – А. Грессли (см. в главе 2) понимал фаии как «модификации стратиграфического горизонта», свидетельствующие о свособразии условий осадконакопления на исследуемой площади. Если вникнуть в смысл данного понятия, то можно прийти к выводу, что в его основу заложены три признака: 1 – вещественный, т.е. состав пород и присущих им органических остатков, 2 – принадлежность их к единому стратиграфическому интервалу и 3 – генетическое содержание. Развивая данную концепцию, Г.Ф. Крашенинников привел такую формулировку: «Фаия – это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка» [Крашенинников, 1971, с. 16]. И далее: «Главное назначение учения о фаиях – помогать палеогеографическим реконструкциям. Делается это с помощью *фациального анализа*. Суть фациального анализа заключается в выявлении в пределах

стратиграфической единицы генетических комплексов отложений (фаций), в прослеживании их на площади и в выявлении перехода в другие разновозрастные образования» [Крашенинников, 1971, с. 24]. Такой методический прием позволяет восстанавливать с большой степенью надежности генезис любого комплекса пород с неясными первичными признаками при условии очевидности способов формирования двух соседних с ним (фациально замесивших его) комплексов.

Сейчас большая группа литологов трактует базовую терминологию несколько по-иному. Связано это с тем, что еще в конце XIX века, главным образом вслед за работами 1893-1894 гг. австрийского геолога И.Вальтера, зародилось иное, отличное от первоначального «ресслиевского», толкование сущности фаций – вне зависимости от их возрастных соотношений. Последователи И.Вальтера акцентировали свое внимание только лишь на генетическом и ландшафтно-палеогеографическом аспектах. Их фации служили признаками изменчивости физико-географических обстановок во времени (то есть выделялись они прежде всего в разрезе и необязательно на простирании изучаемых осадочных комплексов).

Такого «ландшафтно-генетического» понимания фаций с различными вариациями и деталями своих формулировок придерживались: академики Д.В. Наливкин и Н.М. Страхов, профессора Н.В. Логвиненко, Ю.А. Жемчужников и его ученик и последователь П.П. Тимофеев [1969]. Им под фацией *подразумевается комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате которых сформировались осадки, и сами осадки, обладающие сочетанием первичных признаков (условия + осадок)*. Каждая фация представлена парагенезом генетических типов.

Под генетическим типом (ГТ) *осадка П.П. Тимофеев понимает один или несколько литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих совокупностью родственных (первичных) признаков, которые отражают общность условий их накопления*. В наименование ГТ включается перечень основных признаков, несущих информацию об условиях накопления исходного осадка: седиментогенных структур и текстур, включений фауны или флоры, цвета и др. В своих более ранних работах П.П. Тимофеев выделял по тем же признакам литогенетические типы (ЛГТ), именуя так литифицированные образования – породы, в которые превращены осадки к моменту нашего наблюдения их.

Далее в процессе раскрытия парагенетических сочетаний выделенных нами ЛГГ или ГГ осуществляется переход к представлениям о фациях. Проверка их достоверности основывается на трех главнейших методических приемах. Первый – общеизвестный метод актуализма, но ограниченный требованиями второго и третьего методов. Второй – это «метод исключения», при котором из нескольких вариантов возможного генезиса отложений отвергаются наименее подходящие к конкретной общегеологической обстановке, синхронной объекту наблюдения. И третий (главный) прием заключается в анализе парагенетической связи различных групп ГТ как в разрезе, так и на площади, по известному принципу: всегда со значительной долей вероятности можно высказать предположения о генезисе малопонятного типа отложений, зная происхождение двух смежных с ним образований.

Выделенные вышеупомянутым способом комплексы сопряженных фаций, отвечающие крупным участкам ландшафта, рассматриваются как макрофации, а сочетание макрофаций характеризуют особенности гидродинамического или иного режима палеоландшафтных зон.

Макрофации и фации, отмеченные условными значками справа от литостратиграфических разрезов, коррелируются между этими разрезами (обязательно с учетом положения реперных уровней – конкретно датированных стратиграфических горизонтов). Такая работа продлевается уже целиком в камеральной обстановке, где на основе вышеупомянутых фациальных корреляций вычерчиваются фациальные профили и (или) фациальные схемы применительно к территориям развития отдельных изученных горизонтов либо свит – в зависимости от детальности добытых в поле сведений. Этим завершается особо важный этап литолого-фациального анализа, после чего приступают к построению ландшафтно-палеогеографических карт.

В литологической практике существуют несколько иные способы анализа фактического материала и синтеза генетических данных, рассмотренные в книгах В.Т. Фролова [1995]. Не вдаваясь в детали, заметим, что принцип группировки литотипов у В.Т. Фролова несколько иной сравнительно с вышеописанным: *его литотипы (ЛТ) по существу отвечают ЛГГ* из схем П.П. Тимофеева. Согласно В.Т. Фролову (1981г.) «литотип – это типичная порода или слой, а также пачка сходных слоев (многослой), характеризующаяся устойчивым комплексом литогенетических признаков (свидетельствующих о сходном способе, или

условиях, образования) и отличающаяся от смежных литотипов достаточно четкими границами». Для тех случаев, когда ЛТ представлял собой «многослой», его элементы В.Т. Фролов обособлял в петротипы. В них можно усмотреть аналоги ЛТ из схем П.П. Тимофеева.

В.Т. Фролов называет свои ЛТ «пробрами генотипов», возникших в результате проявления экзогенного геологического процесса определенного рода, чаще всего в результате той или иной динамической формы аккумуляции осадка, зависящей от местных условий. Здесь следует обратить внимание читателя на то, что В.Т. Фролов четко различает понятия: способ осадкообразования (или генезис в прямом смысле этого термина) и условия, или обстановки – отвечающие ландшафтно-климатической среде седиментации. В данной трактовке ГТ отражают только способы: *«Генетические типы – отложения, возникшие в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, т.е. порожденные тем или иным доминирующим способом [разрядка наша – авт.] накопления – вулканическим, биологическим, химическим или чисто механическим, проявляющимся в определенных, чаще всего динамических формах аккумуляции или их модификациях, зависящих от местных условий»* [Фролов, 1995, с. 162-163].

Классифицируя ГТ, В.Т. Фролов ввел для них трехуровневую иерархию: элементарный ГТ – группы ГТ – генетические ряды (или вид – род – класс). Так, например, отдельные ГТ отвечающие: пролювию, аллювию, речным выносам в море, отложениям вдольбереговых течений, а также донных шельфовых течений, донных абиссальных течений, турбидитов и контуритов – относятся к потоководной (флювиальной) группе. Другие ГТ: озерные, болотные, лагунные, западинно-шельфовые и пелагические – относятся к застойно-тиховодной группе. А обе вышеназванные группы вместе с еще несколькими группами (делювиальной, элювиальной и др.) – объединяются в ряд механогенных образований. Выделяются также ряды: хемо-биогенный, вулканогенно-осадочный, космогенный и техногенный, включающие в себя по несколько групп и множество элементарных ГТ.

Размышляя над путями переходов от практических описаний разрезов к теоретическим построениям, В.Т. Фролов предлагал еще одну категорию понятий, не нашедшую всеобщего признания, но много нам объясняющую: парагенотип (ПГТ) – это естественная элементарная ассоциация слоев (конкретный ПГТ) или генетических типов отложений

(абстрактный ПГТ), возникающая в одних и тех же условиях (обстановке), или одном и том же месте морского дна. Нам представляется, что по сути своей ПГТ – это категория, почти *тождественная фациальному типу* отложений в трактовке последнего по П.П. Тимофееву. С таким выводом согласуются недавно опубликованные строки самого автора термина ПГТ: «Парагенетические ассоциации генотипов можно типизировать как раз по *обстановке* их формирования и называть *парагенотипами*. Они полностью эквивалентны *фациям* [здесь и ниже разрядка наша – авт.] как географическим типам отложений и поэтому могут заменить и это употребление термина «фация» [Фролов, 1995, с. 245]. Здесь уместно сделать пояснение о том, что фации В.Г. Фролов выделял применительно только к разновозрастным отложениям, то есть следуя классическому принципу А. Грессли.

Все вышеизложенное мы воспроизвели с тем, чтобы, во-первых, предоставить читателю право выбора методики теоретического синтеза результатов полевых литологических описаний и, во-вторых, надеясь облегчить взаимопонимание между сторонниками разных методологических подходов к решению одной и той же проблемы: расшифровке генезиса осадочных отложений и реконструированию палеогеографических обстановок для времени накопления изученных осадочных толщ.

Авторы не берут на себя роль ментора или оценщика достоинств и недостатков вышеупомянутых методик, каждая из которых на практике неоднократно доказала свою эффективность. Разные подходы способны одинаково привести к положительному результату. Выше мы хотели показать, что, несмотря на существенные различия в терминологической базе рассмотренных методик, коррелировать их результаты вполне возможно. Исследователь вправе сам избрать ту схему обобщения и интерпретации своих материалов, которая ему импонирует. Но он при этом обязан конкретно написать, в каком понимании употреблен им тот или иной основополагающий термин для того, чтобы не ввести в заблуждение оппонента и читателя.

Геолог-практик, обобщающий материал литологических наблюдений, как правило, может выполнить только лишь фрагменты трудоемких операций литолого-фациального анализа. Но в любом случае геологу необходимо ранжировать и группировать все встреченные в разрезах разности пород в литотипы согласно их наиболее заметным

первичным признакам, и условно индексировать их (цифровыми либо буквенными символами), а затем анализировать сочетания литотипов в разрезах и по простираанию, аргументируя их генетическую природу.

На завершающем этапе таких работ наблюдения и определения, полученные исследованиями на макроуровне, синтезируются с наблюдениями микроуровня. Этот синтез выполняет несколько функций. Во-первых, он дает возможность дополнить и уточнить генетическую аргументацию применительно к выделенным ранее фациям. Микроскопические наблюдения позволяют увереннее отличить первичные признаки пород от вторичных. В частности, они позволяют нам обосновать первичность либо вторичность цвета литотипов; много информации получается также относительно первичности или вторичности текстур и структур изучаемых отложений. Все эти сведения нужны для того, чтобы конкретизировать литолого-фациальные построения и получить дополнительную аргументацию за или против генетической интерпретации изначально выделенных литотипов. Наконец, синтез макро- и микронаблюдений очень продуктивен в прикладных целях, давая возможность понять природу физико-механических свойств и, в том числе, коллекторских свойств комплексов пород определенной генетической принадлежности. Этот же синтез чрезвычайно важен и для интерпретации данных стадийного анализа – второго по значимости (после литолого-фациального анализа) метода фундаментальных литологических работ.

6.3. Принципы стадийного анализа постседиментационных преобразований. Постседиментационные преобразования вещественного состава, структур и текстур осадков, именуемые иногда в литературе «вторичными изменениями осадочных пород» [Пустовалов, 1940; Логвиненко, 1984] в последнее время являются предметом пристального внимания литологов и в особенности – исследователей коллекторских свойств осадочных отложений, вмещающих горючие или металлические (стратиформные) полезные ископаемые. Кроме того, развитие седиментологического направления исследований нуждалось в выработке критериев, необходимых для диагностики минеральных и структурно-текстурных новообразований различных стадий литогенеза, которые в той или иной мере камуфлируют генетические (первичные) признаки осадка, но зачастую принимаются за таковые наблюдающими породы геологами.

Ввиду того, что обстановки литогенеза, в противоположность седиментогенным, прямому наблюдению не доступны (по причинам своей

глубинности и длительности), приходится для их познания прибегнуть к специфическому методу – стадийному анализу (СА). Ему в свое время Н.М.Страхов придавал очень большое значение. В перечне задач литологических исследований он писал: “Вторая задача – стадийный анализ пород; он состоит в распознавании в породе признаков, возникших в эпигенезе (или раннем метаморфизме), диагенезе и седиментогенезе. ... Цель стадийного анализа – восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развивалась порода” [Методы..., 1957, с. 27].

Начиная с середины XX века, СА получил широкое признание у отечественных литологов – А.В.Копелиовича (1965г.), А.Г.Косовской (1962г.), Н.В.Логвиненко [1964], В.Д.Шутова (1975г.) и др. – см. в книгах А.А. Махнача [2000] и О.В. Япаскурта [1995]. В зарубежной литературе данный термин не принят, хотя соответствующие ему исследования активно ведутся.

Содержание СА к настоящему времени существенно эволюционировало. Изначально оно сводилось главным образом к оптическим наблюдениям прозрачных шлифов пород, иногда дополняемым данными растровой электронной микроскопии. Главная цель таких наблюдений состояла в доказательстве этапности зарождения, развития или исчезновения в породе конкретных минеральных и текстурно-структурных парагенетических ассоциаций, а также корреляции этих ассоциаций (в ретроспективной последовательности) с историко-геологическими событиями за весь период эволюции исследуемого участка земной коры. Такой способ исследования историчен по своей сути. Его большие информативные возможности объяснимы взаимной неуравновешенностью полигенетичных и неодновременных минеральных фаз большинства осадочных образований, потому что на дометаморфических стадиях литогенеза эндогенный термобарический (P-T) режим бывал недостаточно напряженным для обеспечения фазовых равновесий компонентов системы. Благодаря этому в обособленном образце породы как правило сосуществуют седиментогенные компоненты с неодинаковыми степенями изменности (от почти не затронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы нескольких генераций (в том числе и такие, которые могли формироваться при существенно разных рН, Eh и P-T режимах).

Однако возможности СА не исчерпываются вышесказанным. Литологами за последнее 10-летие стал применяться новый подход к стадийным исследованиям, подробно раскрытый в работах [Япаскерт, 1995, 1999]. Новизна его состояла в том, что СА стал осуществляться с и с т е м н о – на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фациальном и формационном (прежде исследователи ограничивались обычно первыми двумя уровнями).

Рассмотрим подробнее конкретные приемы наблюдений для каждого из названных уровней в отдельности.

Стадийное исследование обособленного образца горной породы и шлифа. Такое исследование в ряде случаев способно дать богатую информацию о всей предыстории формирования отложений, благодаря принципиальному отличию пород осадочного генезиса, экзогенных по своей природе, от пород магматических и глубоко метаморфизованных. Последние характеризуются относительно равновесными соотношениями их минеральных фаз. В осадочной породе процессы постседиментационного преобразования на любой дометаморфической стадии, как правило, не доходят до окончательного завершения. Коррозия, рекристаллизация кластогенных компонентов и формирование аутигенных новообразований осуществляются нередко медленнее темпов изменения термобарических или гидрохимических обстановок в бассейне породообразования. Вследствие этого почти никогда не достигается полного равновесия минеральных фаз, что очень благоприятно для осуществления стадийных реконструкций и обоснованного суждения о поэтапных изменениях физико-химических и термобарических условий на протяжении всего времени существования осадочной породы. Для этого надо сначала разобраться в ретроспективной последовательности разрушения одних минеральных компонентов, кристаллизации других, а также изменений, произошедших с органогенными компонентами и со структурно-текстурными особенностями изучаемого образца породы.

В этом гораздо большую информацию дает петрографическое изучение шлифа, нежели визуальные наблюдения, хотя без последних обходиться не рекомендуется. Макро- и микроскопические исследования всегда должны быть взаимодополняющими, освещающими разные уровни организации вещества. К ним нужно

добавить и электронно-микроскопические исследования, которые выполняются непременно в комплексе с оптическими наблюдениями.

Начнем со стадийных визуальных наблюдений. Наше зрение дает возможность наблюдать искажения крупно- и среднемасштабных седиментогенных текстур (например, биотурбирование, стилолитизацию, кольца Лизеганга и др.), макроструктур (участки перекристаллизации), а также наличие вторичной трещиноватости, брекчированности или прожилкования. В последнем случае важно описание соотношения прожилков с текстурными плоскостями и между собой, а также внутренней структуры прожилков. К этому аспекту исследований недавно возник повышенный интерес, потому что вещество прожилков отражает ту гидрохимическую среду, которая была на стадиях глубинного катагенеза или метагенеза. Минеральный состав прожилков уточняют микроскопические и аналитические исследования, однако макроскопические наблюдения позволяют оценить относительное время возникновения прожилков разной генерации (более поздние пересекают предшествующие). Кроме того, очень важны наблюдения над зальбандами: имеют ли место там вторичные изменения во вмещающей породе. Если таковых нет, то это означает, что отсутствие околожильных метасоматитов обусловлено одинаковой температурой вмещающих пород и газоводных термальных растворов и наличия химического равновесия между ними в результате насыщения растворов компонентами боковых пород. Следовательно, в данном случае растворы не были ювенильными, а возникли в результате катагенетических либо метагенетических преобразований вещества осадочных пород.

Макроскопические наблюдения могут также дать ценную информацию относительно времени формирования конкреционных включений. В этом смысле очень ценны наблюдения над характером соотношений между конкреционными телами и плоскостями напластования. Вся эта информация конкретизируется и обогащается путем оптических исследований шлифов с помощью поляризационного микроскопа.

Принципы установления последовательности развития постседиментационных преобразований можно наглядно проиллюстрировать простейшим примером. Если в песчаной породе (рис. 38. а) основной каркас сложен обломочными частицами,

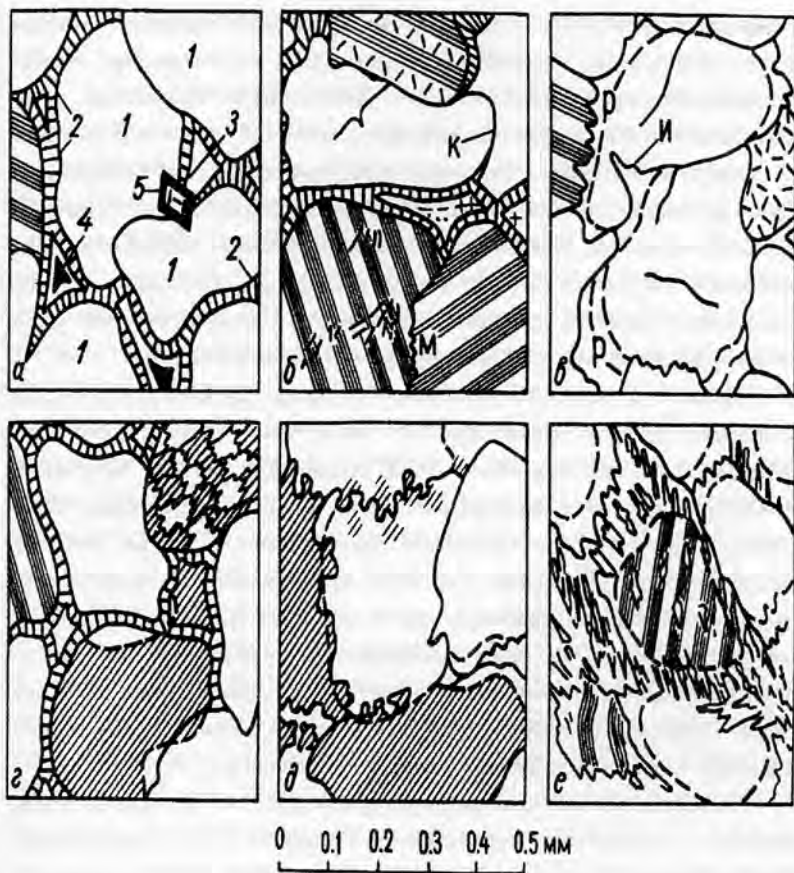


Рис. 38. Принципиальная схема стадийного анализа постседиментационных минеральных и структурных новообразований в песчаных породах (зарисовки шлифов, наблюдаемых с помощью поляризационного микроскопа); цифровые и буквенные обозначения поясняются в тексте [Япаскурт, 1992].

накопленными в процессе седиментогенеза (обозначены цифрой 1), а межзерновые промежутки заполнены вторичными (аутигенными) минеральными агрегатами (2-4), то ближайшие к обломкам минералы сформированы раньше тех, что находятся в более отдаленных участках межзернового пространства, т.е. минерал 2 возник раньше минерала 3, а тот в свою очередь более ранний, нежели минерал 4. Учитывая эту центробежную последовательность заполнения цементом все более

сокращавшихся поровых ячеек, надо учитывать также характер контактов между аутигенными новообразованиями. Так, если границы между минеральными агрегатами 2-3 или 3-4 в нашем примере постепенные, то не исключено, что 3-й минерал сформировался за счет 2-го или 4-й за счет 3-го путем перекристаллизации, трансформации кристаллической решетки или других процессов. Если же границы между ними резкие (см. рис. 38, а), то источники вещества, необходимого для возникновения каждого из этих минералов, вероятнее всего, были различны. Все вышесказанное справедливо лишь в случаях колломорфной, крингозернистой либо ксеноморфно-гранобластовой структур у минеральных агрегатов.

Бывают и иные соотношения. Например, аутигенный минерал, обладавший большей силой кристаллизации, чем остальные (обозначен цифрой 5, см. там же), образующий порфиробластические включения изоморфной или почти изоморфной формы, может, находясь даже возле границ с обломочными частицами, принадлежать к более поздним выделениям по отношению ко всем предыдущим. В этом случае порфиробластические включения такого минерала бывают наложены на разные образования, не приспособиваются к границам раздела между ними, но пересекают эти границы. А если и упомянутый минерал, и более ранние пересечены прожилком, заполненным иным минеральным агрегатом, то тогда последний является самым поздним.

Рассмотрим более сложный пример (см. рис. 38, б), когда песчаник претерпел предельное уплотнение, побывав в напряженных термобарических условиях глубокого катагенеза или начального метagenеза. В этом случае многие его обломочные частицы в значительной мере утрачивают признаки исходной формы, претерпев частичное растворение под давлением и последующую регенерацию. Структуры растворения зерен под давлением (или вторичные структуры гравитационной коррозии) могут быть проявлены по-разному: в виде выпукло-вогнутых контактов, называемых, как было предложено А.В.Копелиовичем, *конформными* (см. рис. 38, б, знак "к"), в виде глубоких *инкорпорационных* внедрений (см. рис. 38, в, знак "и"), либо пильчатых микростилолитовых, или сутурных границ (см. рис. 38, б, знак "м"). Одновременно с этими структурами вокруг некоторых обломков формируются каемки или наросты *регенерационного* цемента (см. рис. 38, в, знак "р"), имеющего тот же вещественный состав, что и исходное обломочное зерно (т.е. кварцевый вокруг кварцевого обломка, альбитовый

– вокруг полевошпатового, карбонатный – вокруг карбонатного зерна и т.п.).

Характерной особенностью любого цемента регенерации является одинаковая с обломочным минералом оптическая ориентировка регенерационной каймы, благодаря чему при наблюдениях со скрещенными николями поляризационного микроскопа хорошо виден эффект одновременного “погасания” и “просветления” у обломочного зерна и у обрастающей его каймки. В данном примере регенерационным цементом запечатан явно более ранний пленочный цемент (см. рис. 38, в), которым были окаймлены обломочные частицы еще до их коррозии и регенерации. Благодаря реликтам пленочного цемента мы получаем возможность судить о степени окатанности этих частиц в исходном осадке. Таким образом, структуры гравитационной коррозии и регенерации – это явные вторичные признаки, которые в данном случае существенно исказили первичную седиментогенную структуру и, если их не учитывать, то можно допустить большую ошибку в оценке формы и сортировки терригенных частиц осадка.

Регенерированные зерна кажутся угловатыми и неокатанными, а исходные – могли быть окатанными и иного размера. На регенерацию бывают наложены еще более поздние образования – вростки аутигенной серицитоподобной слюды или хлорита (см. рис. 38, е), образующие “шиповидную” или “бородатую” (по Н.В.Логвиненко [1964]) вторичную структуру. Эти вростки отличаются от пластин терригенной слюды по форме и соотношением с обломочными зернами. Пластинки терригенной слюды обычно зажаты между обломками кварца и каркасных силикатов, деформированы и приспособляются к их контурам. Аутигенная слюда внедряется и в регенерационные каймки, и внутрь самих обломков, т.е. врастает в них, а потому она является в данном случае самым поздним образованием. Следовательно, в рассмотренной породе постседиментационные преобразования проявлены многоэтапно и гораздо интенсивнее, чем в породе из предыдущего примера. Здесь первичные, генетические признаки приходится реконструировать.

Но не все искажающие генетические признаки новообразования можно видеть так же явно и однозначно, как в приведенных примерах. Для их расшифровки приходится прибегать к изучению многих шлифов и не только шлифов. Например, к камуфлированным новообразованиям относятся трансформации, произошедшие в кристаллических решетках

глинистых минералов. Для того, чтобы их постигнуть, следует обращаться к тонким (прецизионным). Выполнив их, надо графически задокументировать полученную информацию, чтобы не утратить ее при исследовании других многочисленных шлифов (из пород на других уровнях разреза) и чтобы нагляднее сопоставить между собой полученные сведения об этапах разрушения или видоизменения одних компонентов и зарождения других.

Важнейшим первичным документом является фотография или зарисовка шлифа. Последняя даже предпочтительнее, потому что на "беспристрастной" фотоснимке крупные формы структуры могут затмить интересные мельчайшие детали. На рисунке же последние изображаются несколько усиленно, чтобы привлечь внимание именно к ним. Такой субъективизм исследователя вполне допустим, так как он не искажает общую картину в принципе, но привлекает внимание читателя к важным для него частностям.

Однако рисунок шлифа – это лишь первый шаг к документированию стадийности продуктов литогенеза. Далее выполняются еще два вида графиков: схема филогенетических минеральных рядов в каждом отдельном литотипе и схема эволюции этих рядов снизу вверх по геологическому разрезу в исследованной осадочной толще [Япаскерт, 1995].

Схема филогенетических минеральных рядов графически воссоздает стадийные изменения главнейших минеральных компонентов. В начале каждого такого ряда обозначается исходный компонент, а в конце – продукт его преобразования. Между исходным и конечным минералами может размещаться целая ассоциация переходных разностей. Она выявляется только в процессе массовых оптических наблюдений.

В качестве простейшего примера можно привести филогенетический ряд терригенного биотита, многократно описанный в работах А.В.Копелиовича (1965 г.) и А.Г.Коссовской (1962г.) в разрезах терригенных осадочных формаций самого разного возраста (от мезозоя до позднего кембрия). Общим свойством данного минерала является его относительно легкая податливость к постседиментационным изменениям, начиная от самых ранних этапов литогенеза. Изменения эти неуклонно нарастают, становясь тем сильнее, чем глубже в разрезе находится порода, вплоть до полного разрушения биотита (на стадии метагенеза). При этом может возникнуть несколько разных филогенетических рядов вследствие

неодинаковости геохимических условий или каких-либо вариаций в составе исходного минерала. Начало одного из самых распространенных рядов таково: биолит → гидроокислы железа + тонкоигльчатый рутил → вермикулит → гидрослюда (ди- и триоктаэдрические) + анатаз либо брукит. Далее, по мере углубления преобразований, могут наметиться две цепочки превращений: 1) триоктаэдрическая гидрослюда → опал + монтмориллонит → хлорит; 2) диоктаэдрическая гидрослюда через ее политипные модификации $1M_d - 1M - 2M_1$. Гидрослюда постепенно совершенствует кристаллическую структуру, вплоть до возникновения мусковита. Такими путями в конечном счете биотит трансформируется в мусковит-хлоритовые пакеты, которые окаймляются или перемешиваются вдоль плоскостей спайности с включениями тонкодисперсных агрегатов минералов – окислов железа и титана, а также SiO_2 . Избыточный кремнезем, выделившийся вначале в форме опала, может постепенно трансформироваться в кристаллически-зернистые кварцевые агрегаты. В нескольких иных условиях (о которых сказано в упомянутых выше работах) вместо хлоритизации и гидрослюдизации биотита осуществляется его полная или частичная каолинизация.

Другими примерами схемы филогенетического ряда могут послужить изменения терригенных плагиоклазов: 1) кислый плагиоклаз → гидрослюда диоктаэдрическая → серицит; 2) кислый плагиоклаз → альбит (регенерационный); 3) средний плагиоклаз → цоизит + альбит + кальциевые цеолиты (продукты деанортитизации) → диккит либо каолинит и другие образования.

Все это показывается в виде прямоугольников или кружков, соединенных стрелками. Для синтеза этих данных в пределах более или менее мощной толщи осадочных пород изображается другая схема эволюции стадийных изменений в разрезе. Для этого вышеперечисленные ряды минеральных новообразований изображаются для наглядности сбоку от литологических колонок. Такие построения помогут нам улавливать определенную зональность постседиментационных преобразований. Точно так же можно фиксировать этапность формирования вторичных структур в породах. Принцип изображения прост: каждая вертикальная графа отвечает определенному виду минерального или структурного новообразования, наличие которого в единичных проявлениях обозначается тонкой вертикальной линией (предположение о наличии – штриховкой); по мере учащения проявлений

линия последовательно утолщается. Там же, где данный объект отсутствует, линия прерывается. Здесь наглядно выделяются уровни стадийных преобразований вещества.

Установление зональности стадийных преобразований в разрезах осадочных комплексов осуществляется путем последовательных выявлений филогенетических рядов минеральных ассоциаций в многочисленных шлифах, взятых на разных уровнях разреза (из керна скважин или в обнажениях). При этом необходимо сравнивать между собой в первую очередь одинаковые или близкие литотипы, приуроченные к разным частям разреза. Если же мы имеем дело с разнообразным набором пород, то обязательно следует учитывать конкретные особенности аутигенного минералообразования в зависимости от различий исходного вещественного состава.

В любом из этих случаев удастся наблюдать, что там, где мощность осадочной толщи была более или менее значительной (не меньше 1-2 км), как правило, сверху вниз по разрезу изменения ее однотипных пород имеют вполне закономерный – зональный характер. Одни из первых классических примеров зональностей постседиментационных преобразований описали в 50-х годах А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов внутри глинисто-алеврито-песчаных, монотонных по составу толщ соответственно верхнего палеозоя – мезозоя Западного Верхоянья. Позднее появилось много подобных исследований (сводку см. в работе [Япаскурт, 1995]).

Остановимся на примере из работы А.Г.Коссовской (1962 г.). Описываемые в ней терригенные отложения верхоянского многоэпиклиналильного комплекса и одновозрастных с ним комплексов пород восточной окраины Сибирской платформы характеризуются суммарной мощностью свыше 12 км. Изучив такой разрез, можно сравнить стадийные преобразования пород, побывавших на очень больших, на средних и малых глубинах, а потом (после позднемезозойской складчатости и кайнозойского орогенеза) снова выведенных на земную поверхность. Сравнить породы оказалось легко, потому что исходный вещественный состав и седиментогенные (первичные) структуры их мало менялись по разрезу. Это связано со спецификой историко-геологического развития региона в позднем палеозое и мезозое, которая подробно описана в книге О.В.Япаскурта [1992]. В ней конкретные методические приемы сводились к тому, что на основании стадийного анализа многих сотен шлифов (дополняемых рентгено-дифрактометрическими и другими методами

изучения состава тонкопелитовой фракции) были выявлены четыре интервала, каждый мощностью от нескольких сотен метров до первых километров. Они отличаются друг от друга ассоциациями аутигенных минералов и вторичных структур. Каждая из них отнесена к определенной подстадии: либо регионального эпигенеза (катагенеза в принятой нами стадийной терминологии, см. выше), либо метагенеза и метаморфизма. Зонам давались наименования по составу наиболее типичных аутигенных минералов цемента песчаников. Перечислим их по возрастанию степени измененности пород, т.е. сверху вниз по разрезу, используя раннюю терминологию А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова.

1. Зона неизмененного глинистого цемента (имелись в виду пестрый, унаследованный от стадии седиментации его состав и несовершенная кристаллическая структура аутигенных минералов) – верх разреза K_1 .

2. Зона хлорит-кварцевого цемента (т.е. песчаников с хлоритовым либо гидрослюдисто-хлоритовым пленочным и кварцевым поровым цементом) – K_1 - J_2 .

3. Зона регенерационно-кварцевого цемента (песчаников с кварцитоподобными структурами) – J_1 - P_2 .

4. Зона регенерационно-кварцевого и слюдястого (“шиповидного”) цемента – P_1 и ниже.

Перечисленные зоны отвечали, по мнению А.Г.Коссовской, стадиям: 1) начального эпигенеза, 2) глубинного эпигенеза, 3) раннего метагенеза, 4) позднего метагенеза и метаморфизма (начало последнего устанавливалось по появлению новообразованного биотита).

Каждая из зон была детально исследована. Охарактеризован весь спектр присущих ей кластогенных и аутигенных минералов, вторичных структур, текстур и степени измененности углистого вещества. Полученные данные синтезированы в виде графиков (где справа от стратиграфических колонок показывалась вертикальными линиями разной толщины вся гамма присущих породам новообразований). Далее делались выводы об истории развития постседиментационных преобразований по мере эволюции осадочного бассейна в целом. Для этой цели данные, полученные по многим опорным разрезам, интерполировались на площадях развития отдельных разновозрастных толщ. Таким способом строились мелкомасштабные карты зональности эpi-, метагенеза и метаморфизма, опираясь на которые и сопоставляя их с палеотектоническими и палеогеографическими картами, можно было анализировать влияние

различных факторов (фациальных, седиментогенно-вещественных, тектонических, палеотемпературных) на интенсивность и другие особенности изменений состава исследуемых комплексов пород.

Следует добавить, что детальность и масштабность подобного рода исследований могут быть различными, и они позволяют раскрывать по мере детализации разные аспекты бесконечно сложных процессов пороодообразования. Так, через 20 лет после работ А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова в том же регионе и за его пределами О.В.Япаскуртом [1992] были выделены 9 зон катагенеза, метагенеза и метаморфизма верхоянского терригенного комплекса. Картирование их дало возможность прийти к новым открытиям. Оказалось, в частности, что взаимоотношения зон начального метаморфизма и литогенеза значительно сложнее, чем представлялось прежде: метаморфизм развивается не столько по мере роста палеоглубин погружения осадочной толщи, сколько на участках термальных аномалий вблизи определенного вида глубинных разломов, и зоны метаморфизма имеют резко секущие контакты по отношению к литостратиграфическим и фациальным границам внутри этой толщи.

В упомянутой работе стадийные наблюдения комплексировались с литолого-фациальными исследованиями, что позволило объяснять многие флуктуации интенсивностей постседиментационных изменений пород в зависимости от генетических особенностей исходных осадков. Обобщения данных СА предварялись анализом первичных признаков отложений с обособлением парагенезов фаций. Применительно к последним анализируются ряды вторичных структурно-минеральных парагенезов. Они наносятся на фациальные профили и схемы, что позволяет разобраться, во-первых, со степенью унаследованности постседиментационных изменений от фациальной принадлежности осадка и, во-вторых, уяснить зависимость его изменений от влияний определенных эндогенных термобарических и гидрохимических факторов.

Эти комплексные методические приемы служат необходимыми элементами научного познания эволюции литогенеза в осадочном палеобассейне. Главная их цель сводится к объяснению причинно-следственных зависимостей между литогенетическими процессами и меняющимися во времени геологическими (и геодинамическими в том числе) условиями развития земной коры и нижележащих геосфер. На основе этих исследований делаются научно обоснованные заключения о генезисе стратиформных руд железа, меди, полиметаллов (см. в главе 5);

объясняются повышенные концентрации в осадочных породах Au, As, Ag, Co, U и др. элементов; объясняются закономерности формирования коллекторских либо экранирующих (флюидоупорных) свойств породных комплексов применительно к оценкам их потенциальной нефтегазоносности.

Сочетание СА с литолого-фациальным анализом – необходимое условие фундаментального и прикладного литологического исследования на современном уровне развития нашей науки.

6.4. Кратко о формационном анализе. Выше описаны принципы двух основополагающих методов литологического исследования: литолого-фациальный и стадийный анализы. По результатам первого строятся палеогеографические карты, которые отражают исчезнувшие ныне палеоландшафты со свойственными им обстановками седиментации. Эти карты важны не только в общетеоретическом аспекте, но имеют большую ценность для прогноза мест локализации различных полезных ископаемых и для объяснения местонахождения и обстановок мобилизации вещества для этих ископаемых. Роль стадийно-литогенетических исследований для этих ископаемых. Роль стадийно-литогенетических исследований отражена в завершающих строках раздела 6.3.

Формационный анализ вбирает в себя результаты использования обоих вышеописанных методов, переводя исследования на качественно иной уровень: объяснения закономерностей формирования и историко-геологического развития крупных структурно-тектонических элементов земной коры, на протяжении длительных эпох.

Осадочной геологической формацией в понимании большинства российских литологов считается закономерное сообщество (парагенез) фаций и генотипов, приуроченное к крупной палеотектонической структуре (например, синеклизе, рифтогенной впадине, антеклизе, передовому прогибу, перикратонному прогибу; синклинорию или др. структуре тектонически подвижного пояса) либо ее части и отражающее многостадийную эволюцию свойственных ей тектонических режимов и климатических обстановок в геологической истории. Формационный анализ помогает расшифровать эту историю и предсказать закономерности формирования и местонахождение многих видов полезных ископаемых на территории обширных регионов. Конкретные примеры – см. в научных работах П.П. Тимофеева [1969 и др.], учебном пособии В.Т. Фролова [1995] и книге [Япаскурт, 1992].

Исследования осадочных формаций на континентальных и океанических блоках земной коры, в широком возрастном диапазоне – от раннего докембрия до нынешних дней – дали очень много материала для теоретических научных обобщений. Прежде всего, относительно эволюционирования процессов и условий седиментогенеза, литогенеза и осадочного рудогенеза в геологической истории Земли. Результаты исследования упомянутой проблемы обстоятельно освещены в трудах Н.М. Страхова [1963 и др.], кратко – в учебнике П.В. Логвиненко [1984]; а с учетом новейших сведений и достаточно подробно – в последней книге трилогии В.Т. Фролова [1995]. К ней мы отсылаем читателя, пожелавшего вникнуть в эту чрезвычайно важную общегеологическую проблему.

Кроме того, продолжают оставаться актуальнейшими три изначально занимавшие литологов проблемы: 1 – седиментогенез и климат (рассматривались в нашей книге); 2 – седиментогенез, литогенез и геотектонические режимы в земной коре и 3 – цикличность осадочных процессов. Интересующимся 2-й и 3-й из этих проблем мы рекомендуем учебные пособия Г.Ф. Крашенинникова [1971], Р.К. Селли [1981], В.Т. Фролова [1995] и книгу [Ботвинкина, Алексеев, 1991], а желающим подробно ознакомиться с закономерностями влияния палеотектонических факторов на постседиментационные изменения осадочных пород и руд – недавнюю книгу [Япаскерт, 1999].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная книга охватила большинство тем фундаментального краткого курса «Литология». Главы этих книг и их разделы не в точной пропорции следовали объемам параграфов и вопросов, присущих учебной программе курса. Ряд разделов раскрыли их намного шире программных требований, а в иных случаях вопросы освещались только конспективно – со ссылками на другие учебники и книги, в которых необходимые сведения публиковались подробно и обстоятельно. Некоторые вопросы не затрагивались вовсе. Главная цель нашего пособия сводилась не к констатации фактов, а к усвоению читателем курса посредством самостоятельной творческой проработки программного материала и к приобретению читателем навыков и умения извлекать необходимые сведения из литературных научных источников.

Наша книга и лекции должны послужить в этом деле необходимыми путеводителями. Кроме того, в нашей книге акцентировалось внимание читателей на современные актуальные проблемы литологической науки и на конкретные методические способы их решения. Желаем нашему читателю реализовать все это, став профессионалом-геологом.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

- Алексеев В.П.* Литология: учеб. пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГА. 2001. 249с.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник для студентов геол. спец. вузов. М.: Высш. шк. 1984. 416 с.
- Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. Пособие. Минск: БГУ. 2000. 255 с.
- Справочник по литологии / Под ред. *Н.Б.Вассоевича* и др. М.: Недра. 1983. 509 с.
- Фролов В.Т.* Литология: Учеб. Пособие. М.: Изд-во МГУ. Кн. 1 – 1992. 336 с.; Кн. 2 – 1993. 432 с.; Кн. 3 – 1995. 352 с.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М.: Гос. науч.-тех. изд-во лит. по геол. и охране недр. 1958. 416 с.
- Япаскурт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. Пособие. М.: Изд-во МГУ. 1995. 142 с.

Дополнительная

- Авдонин В.В., Кругляков В.В., Пономарева И.Н., Титова Е.Н.* Полезные ископаемые Мирового океана (основные типы твердых полезных ископаемых): Учебник. М.: Изд-во МГУ. 2000. 160с.
- Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ: учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург: Изд-во УГГА. 2002. 147с.
- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: ИГГУРО РАН. 1997. 289с.
- Байков А.А., Седлецкий В.И.* Литогенез (мобилизация, перенос, седиментогенез, диагенез осадков). Ростов-на-Дону. Изд-во СКНЦ ВШ. 1997. 447 с.
- Бактериальная палеонтология / Под ред. *А.Ю. Розанова*. М.: ПИН РАН. 2002. 188с.
- Богатырев Б.А.* Месторождения бокситов подвижных зон земной коры (условия образования и закономерности размещения) //

- Дис...доктора геол.-мин. наук в форме науч. доклада. М.: ИГЕМ РАН. 1999. 84с.
- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука. 1962. 259 с.
- Богатырев Б.А., Жуков В.В., Демина В.Н.* Образование и изменение бокситов на разных стадиях литогенеза // Литология и полезные ископ., 1998. №1. С. 30-41.
- Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Уральского университета. 1991. 335 с.
- Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карношина Е.Е.* Литология нефтегазоносных толщ: Учеб. пособие для вузов. М.: Недра. 1991. 286с.
- Вассоевич Н.Б.* Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука. 1986. 386с.
- Габлина Н.Ф.* Условия меленакопления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука. 1983. 112с.
- Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.
- Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир. 1981. 253с.
- Диagenез и катагенез осадочных образований // Под ред. Г. Ларсена и Дж. Чилингара. М.: Мир. 1971. 464 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука. 1990. 214 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука. 1991. 176 с.
- Еришов Э.Д.* Общая геокриология: Учебник. М.: Изд-во МГУ. 2002. 682 с.
- Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях: Учеб. пособие для вузов. М.: Изд-во Высш. Шк. 1971, 365 с.
- Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В.* Учение о фациях с основами литологии: Руководство к лабораторным занятиям. М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.
- Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифса (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН. 1999. 257с.
- Кузнецов В.Г.* Карбонатные породы. Состав, строение, происхождение, методы изучения: Учеб. пособие. М.: РГУ нефти и газа. 2000. 91 с.
- Лидер М.Р.* Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир. 1986. 439 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.

- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука. 1988. 309 с.
- Лисицын А.П.* Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука. 1991. 271 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра. 1987. 237 с.
- Маракушев А.А.* Петрография. М.: Изд-во МГУ. 1993. 320 с.
- Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника. 1989. 335 с.
- Мейнард Дж.* Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир. 1985. 253 с.
- Милло Ж.* Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра. 1968. 359 с.
- Методы изучения осадочных пород. Том I. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр. 1957. 611 с.
- Муравьев В.И.* Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М.: Наука. 1983. 208 с. (Тр. ГИН; Вып. 360)
- О вторичных изменениях осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 210 с. (Тр ГИН АН СССР. Вып. 5).
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. *Х. Рединга*. М.: Мир. 1990. Т. I – 351 с.; Т. II – 381 с.
- Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) / Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др. Новосибирск: Наука. 1987. 812 с.
- Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра. 1968. 331 с.
- Перельман А.И.* Изучая геохимию ...: (О методологии науки). М.: Наука. 1987. 152 с. (Серия "Наука и технический прогресс")
- Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра. 1981. 751 с.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.-Л.: гос. науч.-тех. изд-во нефт. и горно-топливлит. 1940. Ч. I – 476 с; Ч. II – 420 с.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра. 1981. 439 с.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра. 1981. 370 с.
- Селли Р.К.* Введение в седиментологию. М.: Недра. 1981. 370 с.

- Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 314)
- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Под ред. *В.Н. Шванова*. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Соколов А.С.* Роль биоса в образовании фосфоритов. В сб.: Проблемы фосфатного сырья в России / Отв. ред. *А.С. Соколов*. Люберцы: ЗАО «Горхимпрогресс». 1999. С. 63-71.
- Соколов Б.А.* Новые идеи в геологии нефти и газа: Избр. труды. М.: Изд-во МГУ. 2001. 480 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 212 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат. 1963. 535 с.
- Страхов Н.М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР: Критический обзор. М.: Наука. 1971. 622 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 228)
- Твенхофел У.Х.* Учение об образовании осадков. М.-Л.: Объед. Науч.-тех. Изд-во НКТП СССР. 1936. 916 с.
- Тимофеев П.П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука. 1969. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197).
- Тимофеев П.П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука. 1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 198)
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Атлас микроструктур фациальных типов осадков областей голоценового приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М. Наука. 1996. 77 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 493)
- Трусова И.Ф., Чернов В.И.* Петрография магматических и метаморфических горных пород. М.: Недра. 1982. 272 с.
- Ферсман А.Е.* Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 797 с.
- Ферсман А.Е.* Очерки по минералогии и геохимии. 2-е издание. М.: Наука. 1977. 191 с.
- Фивег М.П.* Как образуются залежи каменной и калийных солей. Новосибирск: Наука. 1983. 80 с.
- Фортулатова Н.К.* Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов. М.: НИИ – Природа. 2000. 249 с.

- Фролов В.Т.* Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: Изд-во МГУ. 1964. 310 с.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья. М.: Наука. 1983. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372)
- Холодов В.Н., Пауль Р.К.* О биохимических закономерностях формирования пеллетовых фосфоритов. // Горный вестник. Спец. вып. 96. 1995. С. 30-40.
- Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 671 с.
- Шило Н.А.* Учение о россыпях. М.: Изд-во Академии горных наук. 2000. 632 с.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука. 1975. 110 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 278)
- Янаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миеогосинклиналей. М.: Недра. 1992. 224с.
- Янаскурт О.В.* Предметаморфические изменения пород в стратифере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС. 1999. 260 с.
- Яхонтова Л.К., Зверев В.П.* Основы минералогии гипергенеза: Учеб. Пособие. Владивосток: Дальнаука. 2000. 336 с.
- Prothero Donald R., Schwab Fred.* *Sedimentary Geology.* New York: W.H. Freeman and Company. 1996. 575 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I. Исходные данные о процессах осадко- и породообразования.....	5
Глава 1. Особенности состава, строения и происхождения осадочных пород.....	5
Глава 2. Краткие сведения о истории литологических исследований	8
Глава 3. Представления о стадийности процессов образования и изменения осадочных пород.....	16
Вводные замечания.....	16
Мобилизация осадочного вещества.....	16
Надстадия седиментогенеза: перенос веществ и накопление осадков.....	24
Надстадия литогенеза.....	38
Диагенез.....	41
Замечания о диагенезе для обучающихся экологической и инженерной геологии.....	46
Катагенез.....	50
Метагенез.....	67
Кратко о надстадии метаморфизма.....	69
Регрессивный эпигенез.....	72
Некоторые выводы о циклах проявления процессов и стадий осадко- и породообразования.....	74
Часть II. Осадочные горные породы.....	75
Глава 4. Компонентные составы и принципы классификации осадочных горных пород.....	75
Вводные замечания.....	75
Генетические признаки породных компонентов.....	77
Основы классификации осадочных пород.....	85
Глава 5. Главнейшие представители осадочных пород, их классификации, механизмы и условия формирования и постседиментационного изменения.....	88
1. Обломочные породы.....	88
2. Глинистые породы.....	89
3. Карбонатные породы.....	104
3.1. Известняки.....	104

3.1.1. Породообразующие компоненты.....	104
3.1.2. Основы классификаций.....	108
3.1.3. Способы и условия формирования известковых отложений.....	109
3.1.4. Еще раз о номенклатуре и классификациях известковых пород в англоязычной литературе.....	121
3.1.5. Постседиментационные преобразования.....	127
3.2. Доломиты.....	128
3.3. Сидериты.....	138
3.4. Магнезиты.....	140
3.5. Смешанные карбонатные, песчано-карбонатные и глинисто-карбонатные породы (мергели).....	141
4. Кремневые породы.....	143
5. Фосфориты.....	151
6. Соляные породы (эвапориты).....	160
7. Осадочные породы - руды алюминия, железа и марганца.....	173
7.1. Глиноземные породы - аллиты.....	173
7.2. Железистые (железные) породы.....	182
7.3. Марганцевые породы.....	189
8. Прочие породы.....	192
8.1. Каустобиолиты.....	192
8.2. Медистые (песчаные и глинистые) породы.....	192
8.3. Цеолитовые породы.....	195
8.4. Вулканогенно-осадочные породы.....	196
Глава 6. Современные аспекты и методы исследования осадочных пород.....	196
6.1. Вводные замечания.....	196
6.2. Принципы литолого-фациального анализа.....	200
6.3. Принципы стадийного анализа постседиментационных преобразований.....	207
6.4. Кратко о формационном анализе.....	219
Заключение.....	221
Литература.....	222

Учебное издание

Япаскурт Олег Васильевич
Карлова Евгения Владимировна
Ростовцева Юлиана Валерьевна

ЛИТОЛОГИЯ
Краткий курс
(избранные лекции)

Подписано к печати 10.06.2004
Формат А4. Гарнитура Times
Печать РИЗО. Усл. печ. л. 11,5
Тираж 150 экз. Заказ № 48

Ордена "Знак Почета" Издательство Московского университета
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Отпечатано с оригинал-макета в отделе оперативной печати геологического
факультета МГУ
119899, Москва, Ленинские горы.