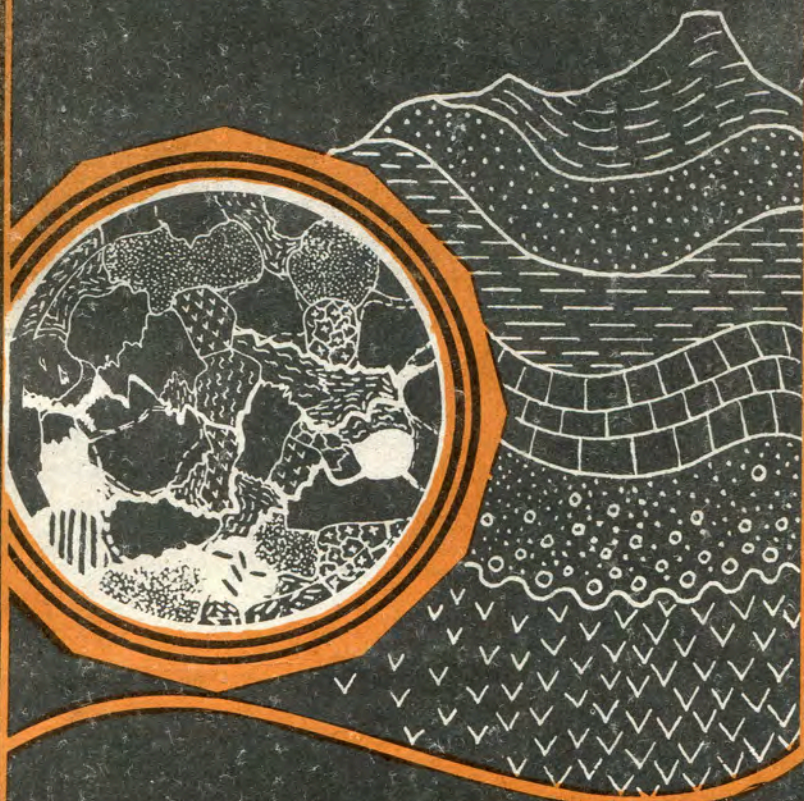


О.В. ЯПАСКУРТ

**СТАДИАЛЬНЫЙ
АНАЛИЗ
ЛИТОГЕНЕЗА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

О.В.Япаскурт

СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛИТОГЕНЕЗА

Учебное пособие

Евгению Юрьевичу
Барышникову-кавалеру
Дмитрию 21.IX.95

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1995

ББК 26.325
Я69
УДК 552.14

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор *Б.А.Соколов*
доктор геолого-минералогических наук, профессор *В.Т.Фролов*

Я 69 Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1994. — 142 с.: ил.

ISBN 5-211-03343-4

В учебном пособии рассматривается современная методика стадиального анализа, который позволяет ретроспективно воссоздавать этапы последовательных изменений вещества осадка по мере его превращения в породу и во время пребывания породы в стратисфере. Показываются некоторые приемы расшифровки минеральных и структурно-текстурных преобразований, соответствующих различным стадиям литогенеза и раннего метаморфизма с помощью оптической и электронной микроскопии, а также способы синтеза таких наблюдений на генетической (литолого-фациальной и формационной) основе, излагаются теоретические представления о механизмах многофакторных процессов осадочного породообразования, о проблемах их типизации и взаимосвязей с рудогенезом.

Для студентов геологических специальностей вузов, магистрантов, аспирантов и научных работников широкого профиля.

077(02)–95 Заказное

ББК 26.325

ISBN 5-211-03343-4

© О.В.Япаскурт, 1995

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие написано на основе лекций и лабораторных занятий по специализированным курсам «Стадиальный анализ литогенеза» и «Генетическая минералогия осадочных образований континентов и океанов» студентам геологического факультета МГУ, обучающимся по специализациям «Литология» и «Геология морей и океанов» в рамках специальности «Геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых». Вышеупомянутые курсы были внедрены в учебный процесс недавно, в 1985–1988 гг., на кафедре литологии и морской геологии МГУ. Они отвечают насущной потребности углубления знаний многих специальностей в области фундаментальной науки об осадочных горных породах – литологии.

В учебном пособии рассматривается один из важнейших разделов литологии, представляющий собой методы расшифровки условий и стадий превращения осадка в породу и последующих преобразований породы, включая ее раннеметаморфические изменения. Процессами таких превращений обусловлены многие физико-механические и коллекторские свойства пород – вместилищ подземных вод, нефти, газа, а также перераспределение и возникновение повышенных концентраций многих рудных элементов: полиметаллов, сурьмы, меди, золота и др. Это определяет актуальность стадиально-литологических исследований. Кроме того, умение выполнить такие исследования необходимо для проведения палеогеографических реконструкций, отвечающих современному уровню развития науки. В первую очередь это относится к дислоцированным и претерпевшим многократные вторичные изменения образованиям складчатых поясов.

За последние 30 лет методика стадиального анализа литогенеза вышла на качественно новую ступень развития. Ей посвящена обширная отечественная и зарубежная научная литература, однако в большинстве учебников их описанию отведено слишком мало места.

Разрозненные сведения о ней содержатся во многих публикациях, опираясь на которые составить цельную картину для восприятия студентами и аспирантами не представляется возможным без специального пособия. Этот пробел был отчасти восполнен в книге Н.В.Логвиненко и Л.В.Орловой [15], а также в книге автора [35]. Но многие вопросы стадияльных исследований еще нуждаются в детальном освещении.

В большинстве учебников по литологии главный акцент делается на процессы и обстановки современного и древнего осадконакопления (седиментогенеза). Однако правильно расшифровать эти обстановки можно только при условии, если исходить из познания закономерностей формирования минеральных и структурно-текстурных парагенетических ассоциаций на всех последующих стадиях породообразования (литогенеза). Этому и посвящена предложенная книга.

В процессе ее написания автор пользовался ценными советами опытнейших литологов – профессора А.Г.Коссовской, чл.-кор. РАН П.П.Тимофеева и академика АЕН В.Т.Фролова, за что выражает им свою глубокую признательность. Большое содействие редактированию и оформлению книги оказали также В.Л.Косоруков, Г.И.Рязанова, Н.П.Романова, К.М.Седаева, Н.А.Соловьева, Т.А.Шарданова, М.Н.Щербакова. Автор искренне благодарен им за оказанную поддержку.

СУЩНОСТЬ СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА И ЕГО МЕСТО
СРЕДИ МЕТОДОВ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ1.1 Определение сущности стадийного анализа,
его задач и значения

Стадийный анализ – одна из неотъемлемых составляющих современного литологического исследования. Такое исследование независимо от того, в каких направлениях оно проводится исторично по своей сущности, а идея историчности учения об осадочных горных породах являлась одной из стержневых основ классического труда Л.В.Пустовалов [25]. Еще в 40-е годы нашего столетия им были четко сформулированы принципы стадийно-петрографических наблюдений, развитые впоследствии учениками и учениками учеников этого выдающегося литолога [3-10, 13-15, 18, 20-23, 27, 33-35]. Данные принципы основаны на том, что любая наблюдаемая ныне осадочная горная порода не нечто законсервированное в своей первозданности, потому что ее вещество постоянно претерпевает изменения в стремлении к уравниванию с меняющимися физико-химическими и термобарическими условиями окружающей ее среды на протяжении всей геологической истории существования породы. Следы таких изменений в породе надо уметь видеть, различать их во времени возникновения и по ним реконструировать недоступные для нашего непосредственного наблюдения события геологического прошлого. При их знании решаются многие геологические задачи, в том числе и прикладного характера. Привлекаемые для их решения литологические исследования включают в себя обязательное раскрытие многоэтапных процессов, осуществлявшихся в периоды: мобилизации осадочного

вещества, его транспортировок, накопления (т.е. на стадии осадкообразования, или седиментогенеза), диагенеза, катагенеза и метagenеза (т.е. на различных подстадиях стадии породообразования, или литогенеза).

Каждый из вышеупомянутых этапов оставил прямые или косвенные следы в вещественном составе и структурно-текстурных особенностях осадочной породы*. Такие следы надо уметь расшифровывать и объяснять. К этому и сводится прямая цель стадийного анализа.

Л.В.Пустовалов писал об этом, что в непрерывном движении и изменении возникает в конце концов осадочная порода в том виде, как мы застаем ее в современный геологический момент: она представляет собою продукт чувствительного приспособления к той разнообразной среде, через которую прошли ее отдельные составные части и вся она в целом. Каждый этап, каждый отдельный момент в истории осадочной породы так или иначе запечатлевается в ней. Она приобретает и удерживает в себе черты и особенности, по которым геологи и петрографы-осадочники воссоздают прошлое Земли. Геолог это делает на основе макроскопического и полевого изучения пород; петрограф-осадочник, вооруженный микроскопом и другими вспомогательными орудиями точного наблюдения, должен уметь учитывать всевозможные особенности древних осадков с значительно большей полнотой, чем это в состоянии сделать геолог.

Петрограф-осадочник должен уметь не только видеть прошлое, но как бы и осязать его по тем геологическим документам, которые представляют собой осадочные горные породы [24, ч.1, с.403].

Общий принцип стадийного анализа был сформулирован в методическом пособии по изучению осадочных пород А.Г.Коссовской, В.Д.Шутовым и И.В.Хворовой [18, с.246-266]. Там указывалось, что его задачами являются установление парагенетических минеральных ассоциаций, а также выявление текстурных и структурных изменений, которые характеризовали бы различные стадии (или этапы) истории возникновения и существования породы. Они решаются макро- и микроскопическими наблюдениями. На последних делался главный акцент. Шлифы – это документы, в которых зафиксированы важнейшие этапы образования пород. Задача литолога – уметь расшифровывать эти документы [18, с.158].

Такой метод стал широко применяться литологами. Академик Н.М.Страхов ставил его на второе по значимости место в числе главных задач изучения осадочных пород [29, с.167]: первая задача –

* Конечно не всякие породы прошли через все перечисленные этапы; например, многие из них не были затронуты ката- и метagenетическими преобразованиями. Здесь нами рассматривается самая общая, принципиальная схема.

описательная, вторая – стадильный анализ, третья – фациальный анализ, четвертая – экономическая. Н.М.Страхов конкретно сформулировал *сущность* стадильного анализа следующими словами: «Он (этот анализ - прим. авт.) состоит в распознавании в породе признаков, возникших в эпигенезе (или раннем метаморфизме), диагенезе и седиментогенезе. Признаки эти могут заключаться как в особенностях вещественного состава породы, возникших на разных стадиях породообразования, так и в ее структурно-текстурных чертах. Цель стадильного анализа - восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развилась порода» [29, с. 167].

Данное определение сохраняет свою актуальность. Следует лишь пояснить смысл понятий «первичности» и «вторичности» признаков применительно к осадочным отложениям.

Обратимся прежде к определению «осадочная горная порода», которое, по мнению автора, наиболее лаконично и точно сформулировано Л.В.Пустоваловым [25] и по существу принято В.Т.Фроловым [31]. «...Мы будем считать осадочными породами геологические образования, представляющие собой скопления минеральных или органических или же тех и других продуктов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры» [31, т.1, с.49]. Они состоят из компонентов: аллотигенных, аутигенных, биогенных, вулканогенных и чрезвычайно редких космогенных [28].

Все изменения, произошедшие в составе упомянутых компонентов осадка на стадии литогенеза, равно как и искажения его изначальной структуры и текстуры (именуемые ниже литогенетическими преобразованиями), относятся к категории вторичных признаков в осадочной породе. Их необходимо отличать от первичных или собственно генетических ее признаков - седиментогенных структур, текстур и состава исходного вещества в осадке. Применять на практике это чрезвычайно важно, потому что признаки первичные (в той или иной мере камуфлируемые вторичными) являются главными индикаторами обстановок седиментации. Приведем только один частный пример. Неразмокающий в воде аргиллит гидрослодистого состава может соответствовать либо глинистому осадку сходного с ним вещественного состава, либо изначальной монтмориллонитовой глине; а последняя в свою очередь могла образоваться либо за счет диагенетических изменений пепловой вулканокластике, либо иными путями. Конечный продукт (аргиллит), возникший по завершении диагенетических, начальных и поздних катагенетических преобразований, во всех перечисленных случаях может быть одинаков. А если сказать точнее, он

почти одинаков. Это «почти» заключается в более или менее сохранившихся реликтах первичного строения осадка. Их-то и надо суметь выявить. Всякая неточность при их диагностике может повлечь за собой серьезные ошибки в палеогеографических построениях и, как следствие этого, неточности в оценке условий формирования полезных ископаемых, связанных с осадочным процессом.

В то же время уверенно распознать отличия первичных признаков от вторичных бывает не так просто, как может представиться. Так, во многих песчанниках складчатых областей на стадиях глубокого катагенеза или метагенеза возникают массовые искажения формы и размеров кластогенных компонентов: одни минералы претерпевают частичное растворение под давлением соседних частиц, а другие покрываются регенерационными наростами аналогичных им аутигенных минералов. В итоге произошедших в песчаннике изменений изначальная окатанность многих частиц остается едва заметной только в реликтах на отдельных участках поверхности минеральных зерен. Геолог, не владеющий навыками стадийных исследований, при петрографическом описании не замечает этих реликтов и делает поспешное заключение о неокатанности и несовершенной сортировке обломочного материала в данном литотипе. Не надо далее пояснять, к каким палеогеографическим ошибкам может привести такое или подобное ему скоропалительное заключение. Такого же рода разноречие может возникнуть и при трактовке генезиса доломита, гипса и других минералов в карбонатных отложениях. Не всегда ясно, были ли они первичны, и в таком случае бассейн седиментации характеризовался повышенной соленостью, или они являются наложенными новообразованиями? Решить это и избежать ошибки может только исследователь, который владеет системой определенных практических навыков. Им-то и посвящено данное пособие.

1.2 Методические приемы стадийных исследований

Со времени классических работ Л.В.Пустовалова, Л.Б.Рухина, Н.М.Страхова [25, 26, 29], стадийный анализ постоянно совершенствовался отечественными и зарубежными литологами [2, 10, 15, 28], обретая помимо оптических методов приемы прецизионных исследований, прежде всего с помощью рентгенографии и растровой электронной микроскопии. Таким образом, наметилась одна из тенденций к детализации и углублению познаний об изменениях минеральных компонентов. Одновременно развивалась и другая тенденция:

синтезировать все полученные сведения на макроуровне породных ассоциаций, какими являются фации и формации. Она подробно раскрыта в книге автора [35].

Суммируя все это, можно заключить, что стадийный анализ осуществляется последовательно на разных уровнях проработки фактического материала: начиная от изучения единичного образца горной породы и шлифа из него, которое по возможности следует детализировать прецизионными наблюдениями, и кончая изучением множества препаратов из геологических разрезов и синтезом полученных данных на формационно-палеогеографических профилях или картах. Рассмотрим конкретнее принципы работы для каждого из таких уровней.

1.2.1 Стадийное исследование обособленного образца горной породы и шлифа

Такое исследование в ряде случаев способно дать богатую информацию о всей предыстории формирования данных отложений. Такая возможность предоставляется нам благодаря принципиальному отличию пород осадочного генезиса, экзогенных по своей природе, от пород магматических и глубоко метаморфированных. 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 медленно, не поспевая за темпами изменения термобарических или гидрохимических обстановок в бассейне породообразования. Вследствие этого никогда не достигается равновесия минеральных фаз. А это значит, что в одной и той же осадочной породе обычно сосуществуют минеральные ассоциации, порожденные на разных стадиях седименто- и литогенеза - наложения одних аутигенных образований на другие. Нередко наблюдаются сонахождения как устойчивых ко вторичным изменениям седиментационных компонентов, так и почти полностью разрушенных, трансформированных в иные минеральные виды или сохранившихся только в реликтах.

Сонахождение в единой породе не окончательно уравновешенных между собой новообразований благоприятно для осуществления стадийных реконструкций. Оно дает большие возможности для научно обоснованного суждения о поэтапных изменениях физико-

химических и термодинамических условий на протяжении всего времени существования осадочной породы. Для этого надо сначала разобратся 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 можно добавить и электронно-микроскопические исследования, которые учитывая их специфичность, будут рассмотрены ниже.

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 [12], 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 [12, с.47]. Следовательно, в данном случае растворы не были ювенильными, а возникли в результате катагенетических либо метагенетических преобразований вещества самих 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 (см. разд. 3.3). Вся эта информация конкретизируется и обогаща-

ется путем оптических исследований шлифов с помощью поляризационного микроскопа.

Принципы установления последовательности развития постседиментационных преобразований можно наглядно проиллюстрировать простейшим примером. Если в песчаной породе (рис. 1, а) основной каркас сложен обломочными частицами, 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. 1, а), то источники вещества, необходимого для возникновения каждого из этих минералов, вероятнее всего, были различны. Все вышесказанное справедливо лишь в случаях колломорфной, криптозернистой либо ксеноморфно-гранообластовой 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 приспособляются 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 (рис. 1, 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

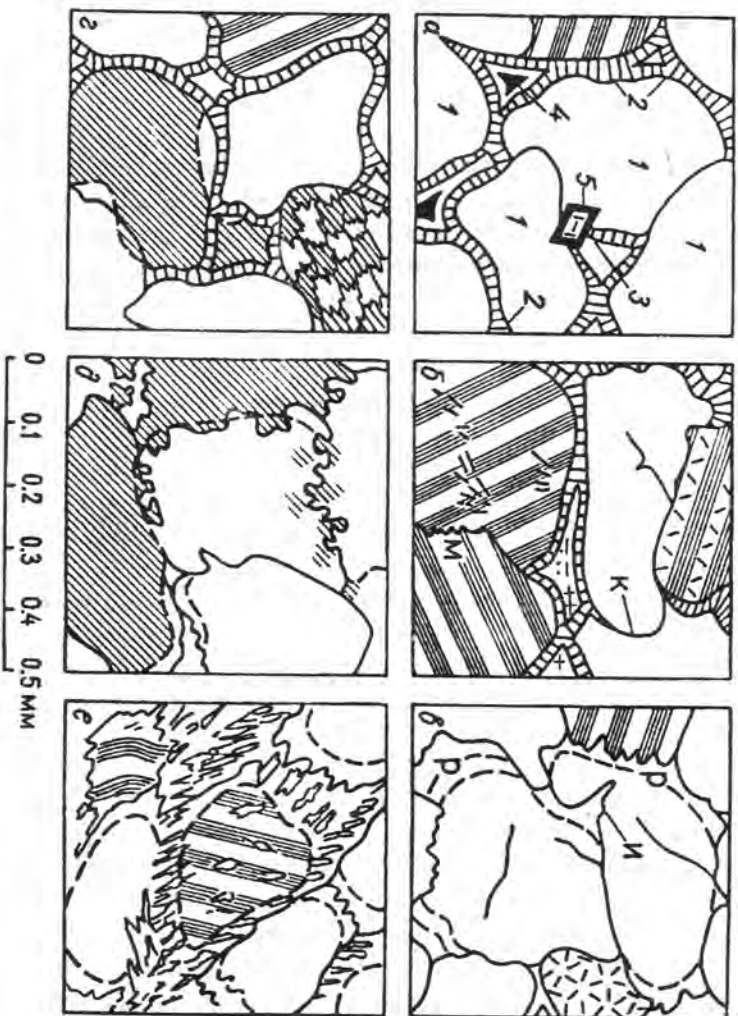


Рис. 1. Принципиальная схема стадийного анализа постсдментационных минеральных и структурных новообразований в песчаных породах (зарисовки шрифтов, наблюдаемых с помощью поляризационного микроскопа); цифровые и буквенные обозначения поясняются в тексте

коррозии) могут быть проявлены по-разному: в виде выпукло-вогнутых контактов, называемых, как было предложено А.В.Копелниovichем [6], *конформными* (см. рис. 1, б, знак «к»), в виде глубоких *инкорпорационных* внедрений (см. рис. 1, в, знак «и»), либо пыльчатых микростилолитовых, или сутурных границ (см. рис. 1, б, знак «м»). Одновременно с этими структурами вокруг некоторых обломков формируются каемки или наросты *регенерационного* цемента (см. рис. 1, 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 каемки. В данном примере регенерационным цементом запечатан явно более ранний пленочный цемент (см. рис. 1, 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, как это следует из рис. 2.. На регенерацию бывают наложены еще более поздние образования – вроски аутигенной серицитоподобной слюды или хлорита (см. рис. 2, д, е), образующие «шиповидную» (по [8]) или «бородатую» (по [14]) вторичную структуру. Эти вроски отличаются от пластины терригенной слюды по форме и соотношениям с обломочными зернами. Пластины терригенной слюды обычно зажаты между обломками кварца и каркасных силикатов, деформированы и приспособляются к их контурам. А аутигенная слюда внедряется и в регенерационные каемки, и внутрь самих обломков, т.е. вырастает 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 (презиционным) исследованиям (см. ниже). 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 «беспристрастном» 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 (см. [6, 13]) и схема эволюции этих рядов снизу вверх по геологическому разрезу в исследованной осадочной толще (см. [6, 8, 35]).

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 разновидностей. Она выявляется только в процессе массовых оптических наблюдений.

В качестве простейшего примера можно привести филогенетический ряд терригенного биотита, многократно описанный в работах [6, 8, 14] в разрезах терригенных осадочных формаций самого разного возраста (от мезозоя до позднего докембрия). 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: биотит $\rightarrow$ гидроокислы железа + тонкоигольчатый рутил $\rightarrow$ вермикулит $\rightarrow$ гидрослюда (ди- и триоктаэдрические) + анатаз либо брукит. Далее, по мере углубления преобразований, могут наметиться две цепочки превращений: 1) триоктаэдрическая гидрослюда $\rightarrow$ опал + монтмориллонит $\rightarrow$ хлорит; 2) диоктаэдрическая гидрослюда через ее политипные модификации $1M_d$ - $1M$ - $2M$. Гидрослюда постепенно совершенствуется 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 несколько иных условиях (о которых будет сказано ниже) вместо хлоритизации и гидрослюдизации биотита осуществляется его полная или частичная каолинизация.

Другими примерами схемы филогенетического ряда могут послужить изменения терригенных плагиоклазов: 1) кислый плагиоклаз $\rightarrow$ гидрослюда диоктаэдрическая $\rightarrow$ серицит; 2) кислый плагиоклаз $\rightarrow$ альбит (регенерационный); 3) средний плагиоклаз $\rightarrow$ цоизит + альбит + кальциевые цеолиты (продукты деанортитизации) $\rightarrow$ диакрит 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, как показано на рис. 3. Здесь наглядно выделяются уровни стадиональных преобразований вещества.

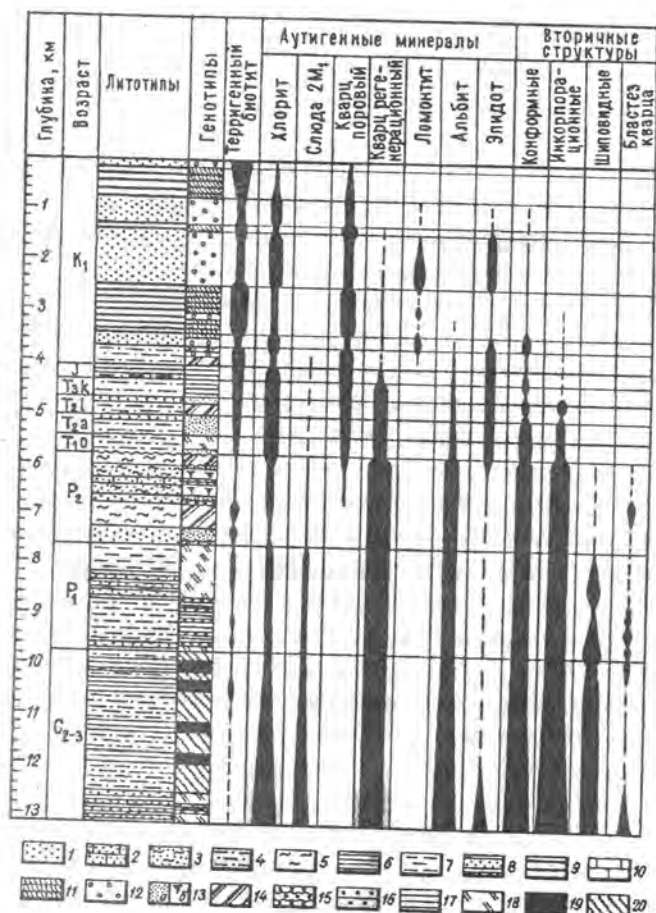


Рис. 3. Фрагмент обобщенной схемы зональности постседиментационных преобразований пород в разрезе верхоянского комплекса между низовьями р. Лены и Хараулахским хребтом (по [35]):

1-10 – литотипы: 1 – песчанников, 2 – песчанников известковистых, 3 – смешанных глинисто-алевритов-песчаных пород, 4 – алевритов с прослоями песчанников, 5 – тонкочередующихся алевритов и аргиллитов, 6 – аргиллитов алевритистых, 7 – флишевого переслаивания алевритов с аргиллитами, 8 – то же с песчаниками, 9 – углей, чередующихся с алевритами и песчаниками, 10 – известняков; 11-20 – группы генетических типов отложений: 11 – нерасчлененных аллювиальных (русловых, пойменных) и болотных, 12 – дельтово-русловых, 13 – открытого подвижного морского мелководья (а – алевритов-песчаных аванделиты, б – песчано-алевритов-глинистых приливно-отливной равнины), 14 – заливно-лагунного мелководья, 15 – песчаных баров и кос, 16 – песчаных зерновых потоков, 17 – глинисто-алевритовых западинно-шельфовых, 18 – турбидных, 19 – гемипелагических алевропелитовых, насыщенных C_{org} , 20 – подводно-оползневых на склонах котловин

1.2.2 Установление зональности стадияльных преобразований в разрезах осадочных толщ

Это 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 близки 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 (см. гл. 4).

В любом из этих случаев удается 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 [8], В.Д. Шутов [34] и А.В. Копелиович [6] внутри глинисто-алеврита-песчаных, монотонных по составу толщ соответственно верхнего палеозоя-мезозоя Западного Верхоянья, а также рифея-нижнего палеозоя Приднестровья. Позднее появилось много подобных исследований (см. гл. 2).

Остановимся на примере из работы [8]. Описываемые в ней терригенные отложения верхоянского миогеосинклинального комплекса и разновозрастных с ним комплексов пород восточной окраины Сибирской платформы характеризуются суммарной мощностью свыше 12 км. Изучив такой разрез, можно сравнить стадияльные преобразования пород, побывавших на очень больших, на средних и малых глубинах, а потом (после позднемезозойской складчатости и кайнозойского орогенеза) снова выведенных на земную поверхность. Сравнивать 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 [35]. В ней конкретные методические приемы сводились к тому, что на основании стадияльного 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 стадияльной терминологии, см. ниже), либо метабенеза 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 исследователей [8].

1. Зона неизмененного глинистого цемента (имелись в виду песчрик, унаследованный от стадии седиментации его состав и несовершенная кристаллическая структура аутигенных минералов) - верхнй 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 слудистого («шпювидного») цемента - P_1 и ниже.

Перечисленные зоны отвечали, по мнению А.Г.Коссовской [8], стадиям: 1) начального эпигенеза*, 2) глубинного эпигенеза, 3) раннего метабенеза, 4) позднего метабенеза 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, подобных тем, что описывались в конце предыдущего раздела (т.е. 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 эпигенеза и метаморфизма, опираясь на которые и сопоставляя их с палеотектоническими и палеогеографическими картами, можно было анализировать влияние различных факторов (фацальных, седиментогенно-вещественных, тектонических, палеотемпературных) на интенсивность и другие особенности изменений состава исследуемых

* Термину «эпигенез» А.Г.Коссовской отвечает «катагенез», принимаемый ныне большинством литологов и используемый ниже.

комплексов пород. Практический выход полученных таким путем заключений для дальнейшего прогноза нахождения горючих или металлических полезных ископаемых показан в работах [34, 35 и др.].

Следует добавить, что детальность и масштабность подобного рода исследований могут быть различными, и они позволяют раскрывать по мере детализации разные аспекты бесконечно сложных процессов породообразования. Так, через 20 лет после работ А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова в том же регионе и за его пределами автором 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 (подробнее см. гл. 2 и 5).

Глава 2

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТАДИЯХ И ПРОЦЕССАХ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Прежде чем рассматривать стадияльные преобразования минеральных компонентов, структур и текстур осадочных пород, напомним о современном состоянии представлений об этапах осадочного породообразования. О них необходимо знать, чтобы яснее представлять те диагностические признаки и критерии, на основании которых эти стадии реконструируются. Относительно таковых у литологов различных школ нет единодушного мнения. Поэтому исследователь должен учитывать различные точки зрения и, отталкиваясь от них либо опираясь на них, аргументировать свои выводы конкретным результатом стадияльных наблюдений.

Любая наблюдаемая нами осадочная порода может быть представлена как геологическое образование, принадлежавшее (в период его изучения) конкретному этапу в цикле осадочных процессов. Весь этот цикл осуществляется непрерывно-прерывисто или стадийно. Он включает в себя, как известно, две главные стадии: осадкообразование (седиментогенез) и породообразование (литогенез), которые в свою очередь объединяют ряд стадий более дробных порядков.

Седиментогенез начинается мобилизацией осадочного вещества (осуществляемой гипергенными либо вулканогенно-осадочными процессами) и затем реализуется на последующих стадиях транспортировки этого вещества и накопления его в виде осадка. Все это осуществляется в экзогенных условиях зоны осадконакопления в пределах конкретного *седиментационного бассейна* [24]. Им именуется участок земной поверхности, на котором накапливаются осадки (включая как область конечного осадконакопления, так и площади мобилизации и транспортировки вещества).

Затем в случае, если тектоническое опускание не позволяет вновь

повториться данному циклу седиментации, т.е. если осадок более или менее стабильно погружается под покров все более молодых отложений, начинается осадочное породообразование (собственно литогенез), включающий стадии: диагенеза, катагенеза (начального, среднего и позднего или глубокого), а также метагенеза (раннего и позднего).

Все это совершается в *бассейне породообразования*, представляющем собой крупную отрицательную тектоническую структуру, заполненную осадочными отложениями. Осадочная оболочка Земли в целом названа *стратисферой* [24]. Она включает в себя множество бассейнов породообразования. Их вещественное наполнение не представляет собой нечто неизменное после завершения седиментогенеза. «Медленно и долго могут протекать реакции между составными частями осадка; уже в виде горной породы выходит осадок на поверхность Земли в то время, когда внутри него все еще не установилось подчас полного равновесия и его составные части продолжают взаимодействовать друг с другом. Но здесь вплетаются в историю осадочной породы новые элементы, присущие той новой среде, в которую он попал в результате своих перемещений. И вещество осадочной породы, помимо стремления к устранению внутренних противоречий, начинает вырабатывать равновесие с новой окружающей средой» [24, с. 403].

Процессы литогенеза либо завершаются превращением осадочной породы в метаморфическую, либо на любой из упоминавшихся стадий они прерываются вследствие нового воздымания, эрозии и вовлечения в последующий очередной цикл седименто- и литогенеза.

Названия отдельных стадий литогенеза, параметры и границы между ними принимаются исследователями до сих пор неоднозначно. Так термин «диагенез» впервые употребили в 1883-1888 гг. немецкие геологи К.В.Гюмбель и И.Вальтер. Использованное ими слово этимологически означает «перерождение», или «преобразование», что позволяет трактовать его двояко. Одни исследователи (в основном зарубежные [2]) имеют в виду всю совокупность изменений вещества от момента седиментации до метаморфизма. В их понимании диагенез и в нашем литогенез являются синонимами. Другие (преимущественно отечественные [1, 15, 29, 32]) считают диагенезом только начальные этапы таких изменений, которые происходят в практически одинаковых с зоной осадконакопления термобарических условиях и приводят к превращению осадка в осадочную горную породу.

В соответствии с определением Н.М.Страхова [29], диагенеза понимается как стадия биохимического и физико-химического уравнивания компонентов осадка, представляющего собой, как пра-

вило, обводненную и неравновесную систему, в той или иной мере насыщенную органическим веществом (ОВ) – живым (бактерии) и мертвым. Различия проявлений диагенеза в зависимости от менявшихся фациально-ландшафтных и климатических условий подробно описаны в его же работах, а также П.В.Зарицким, Н.В.Логвиненко и Л.В.Орловой, Ж.Милло и др. [5, 15, 19].

Анализируя эту информацию, можно убедиться в том, что *многофакторность* и тесную взаимосвязь между собой процессов физических, химических и биологических следует всегда учитывать литологу, приступающему к стадияльным исследованиям. До сих пор же, когда речь шла о диагенезе, многие геологи чаще всего имели в виду в основном лишь физико-механические изменения осадка: его уплотнение и переориентировку 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. Н.В.Логвиненко и Л.В.Орлова так писали об этом: «В период диагенеза 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» [15, с. 35]. Перечисленные 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.

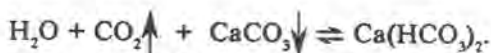
Возникшие при этом новообразования могут осуществляться следующими пятью способами.

1. Трансформация минералов – обломочных, седиментогенных или раннедиагенетических. Понятие *трансформация* было введено французским исследователем Ж.Милло [19] 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 гидрослюду (осуществляемые, правда, в основном ниже зоны диагенеза при катагенезе [3, 4]). В ходе диагенеза прежде всего трансформируются частицы фемических слюд группы биотита, которые частично или полностью превращаются в хлорит (в одних обстановках) либо в монтмориллонит и другие глинистые минералы (в иных условиях) [6, 8]. К этой же группе процессов относятся гидрослюдизация 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, «внутрислойное растворение»), иногда сопровождаемое замещением их новыми фазами. Растворяются при диагенезе обычно минералы, нестойкие к воздействию экзогенной среды, в первую очередь фемические каркасные силикаты – оливины, пироксены и амфиболы. Явления коррозии можно установить оптическими наблюдениями. Например, А.С.Запорожцева в 1960 г. описала в слабоизмененных песчаных породах нижнемеловой угленосной формации на северо-восточной окраине Сибирской платформы терригенный гранат со следами интенсивных коррозионных углублений [35]. 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.

3. Хемогенная 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 минеральной 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 известная обратимая реакция «жесткости воды»:



При удалении из системы CO_2 реакция, согласно принципу Ле-Шателье, 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). То же относится не только к кальциту, но и к иным карбонатам, например к сидериту. В результате подобных процессов возникают либо рассеянные в породе (и частично скрепляющие ее компоненты в виде пленочного или порового ступчатого цемента) кристаллически-зернистые карбонаты, либо их стяжения в форме разнообразных конкреционных тел. Таким образом, получается перераспределение карбонатного вещества: из одних слоев оно полностью удаляется (см. выше), а в соседних с ними слоях - концентрируется. Если бы мы пожелали привести еще примеры, то они заняли бы очень много места. Следовало бы коснуться условий кристаллизации сульфатов, фосфатов, оксидов и гидроксидов Fe и Mn, цеолитов и других минеральных образований. Подробнее с этим можно ознакомиться в учебных пособиях [15, 24] и монографиях [2, 220, 34].

4. Образование коллоидов в процессе сорбции - коллоидов окислов и гидроокислов Si, Al, Fe, Mn и других, коллоидов некоторых глинистых минералов и др. Следует заметить, что на стадии диагенеза (особенно на ее начальных этапах) эти процессы количественно преобладают над вышеописанными.

5. Синтез новых минералов из соосадившихся разнородных коллоидных фаз. Возникновение совершенно нового минерала из растворов, питаемых за счет коррозии и разрушения других, неустойчивых к данной среде минералов, Ж.Миллю [19] предложил именовать новообразованием, что мы и будем делать в дальнейшем (противопоставляя его минеральным трансформациям). Примером могут служить *новообразования* кристаллически-зернистых цеолитов в порах некоторых разнородностей изначально бедных ОВ песчаных осадков фаций дельт и лагун, накопившихся в щелочных или нейтральных и вместе с тем окислительных обстановках (а именно такие обстановки, как известно, благоприятствуют синтезу цеолитов при наличии в растворах SiO_2 , Al_2O_3 , катионов Ca и других элементов [9, 35]). Но следует помнить, что различить новообразованные и трансформированные аутигенные минералы бывает не просто, и не всегда удается сделать это с уверенностью. Конкретные примеры приведены в трудах [34, 35] и будут рассмотрены в гл. 3.

Вернемся к стадиям литогенеза. Уже из краткого перечня диагенетических перерождений осадка в породе следует, что 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, эти 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, по [29], а в осадках океанических глубин, по новейшим 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 Г.И.Бушинский в 1954 г. оценивал нижнюю границу зоны диагенеза. А.В.Копелевич [6] обратил внимание на то, что скорость диагенетических преобразований различна в зависимости от структуры и состава осадков. 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. Н.М.Страхов и Н.В.Логвиненко (1959), отмечая огромную роль в процессах диагенеза жизнедеятельности бактерий, считали, что одним из признаков завершения этой стадии служит исчезновение живого ОВ. Это принципиально важный рубеж литогенеза. Однако точно выявить уровень исчезновения жизнедеятельности бактерий на практике бывает не просто.

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 одних исследователей именуется эпигенезом [6, 22, 24-26] или региональным эпигенезом [8, 27, 33, 34], а у других — катагенезом [14, 15, 23, 28, 30, 32, 33]. Последний представляется наиболее предпочтительным. Прежде всего потому, что слово «эпигенез» издавна использовано геологами-разведчиками гидротермально-метасоматических рудопроявлений с совершенно иной смысловой

нагрузкой (для обозначения наложенных, вторичных околожильных или околорудных изменений в любой породе). Применение его в стадильной терминологии может повлечь за собой нежелательное смешение разных понятий.

Образования начального катагенеза во многом унаследованы от диагенетических, но они продолжают их на качественно иной основе. Как уже говорилось, биогенно-химические процессы утрачивают свою прежнюю роль, уступая чисто химическим. Активизируются процессы трансформаций, а также коррозии минералов в сочетании с множеством новообразований. Коллоидная фаза раскристаллизовывается либо растворяется. И, как следствие этого, активизируются изменения начальных структур породы.

Всему вышеупомянутому способствуют заключенные в поровых промежутках водные растворы и газовые флюиды, а также существенно усиливающееся воздействие глубинного теплового потока и давления вышележащих толщ на погружающуюся породу. Как известно, повышение температуры всего на 10° ускоряет течение химической реакции примерно вдвое. А неравномерно распределяемое внутри пласта давление способствует на одних участках сильной активизации реакции растворения минералов (в точках многократно повышенного давления - там, например, где соприкасаются и вклиниваются друг в друга два обломочных песчаных зерна), а на других участках - привносу и концентрации этого растворенного вещества (в данном примере - внутри межзерновых поровых промежутков, ориентированных перпендикулярно к вектору давления). Это широко известный «принцип Рикке» - принцип дифференциации вещества, наиболее ярко проявляющийся на начальных этапах метакатагенеза (в процессе формирования кливажа) и при метаморфизме пород. Однако такие же по существу процессы возникают с самого начала катагенетической стадии, только тогда они менее заметны. Но наблюдать их последствия можно и относительно не трудно даже с помощью обычного поляризационного микроскопа.

Кроме вышеописанных, еще более существенные перераспределения вещества реализуются благодаря межпластовым миграциям газоводных флюидов. На важнейшую роль гидрохимических обстановок при катагенезе осадочных пород обращал внимание в своих работах В.Н.Холодов (1982, 1983). Им, например, была описана теоретическая модель (подкрепленная осуществленными на практике наблюдениями постседиментационных преобразований в мощных толщах отложений кайнозоя и мезозоя) специфического катагенеза в особо быстро погружающихся бассейнах породообразования - так называемого катагенеза элизонного типа (греч. «элизия» - выталкивание,

опускание).

Суть этого явления заключается в том, что при уплотнении пород глинистые пачки служат своеобразными «компрессорами» — из них отжимаются флюиды в соседние с ними пласты относительно пористых пород (песчаных, известковых) или в зоны сместителей разрывных нарушений. Отжимается не только пропитавшая глину вода. Водные растворы выделяются также в процессе трансформаций глинистых минералов и др. В частности, на глубинах около 3–4 км важнейшую роль приобретает дегидратация глинистых пород в результате трансформации смектитов через смешанослойные образования в гидрослуду (см. ниже). Гигантские количества воды, выделившиеся при этом, приносят в пласты-коллекторы растворенный кремнезем (избыток его порожден отчасти той же трансформацией) и другие компоненты, из которых могут кристаллизоваться в межзерновых промежутках песчаных пород кварц и некоторые другие аутигенные минералы.

Большое значение имеет также миграция углекисло-сероводородных вод (вследствие перестройки молекулярного состава включенного в глины ОВ). Отток углекислого газа по ослабленным зонам тут же вызывает кристаллизацию аутигенных карбонатов более поздних генераций по сравнению с карбонатами диагенетическими. О том, как различать их, см. гл. 4.

Наряду с элизионными выделяются также иные гидрохимические типы катагенеза: инфильтрационный, гравитационно-рассольный и смешанные (см. [17] и работы В.Н.Холодова).

Особо обратим внимание на то, что катагенетические преобразования осадочной породы представляют собой результат совокупного проявления множества разных по своей генетической природе глубинных и экзогенных процессов. Каждый из них не обязательно синхронен остальным. Он может прямо или косвенно влиять на характер и интенсивность проявления прочих процессов и в то же время сам подвергаться их влиянию. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены в пределах единой стадии породообразования. Помимо термобарических и гидрохимических условий катагенеза очень многое зависит от исходного минерального состава осадка, от его изначальных структурно-текстурных особенностей (определяемых конкретными условиями седиментации), от количества и компонентного состава рассеянного в осадке ОВ и от тектонического режима в данном осадочном бассейне.

Многофакторность рассматриваемой стадии чрезвычайно затрудняет разработку простых и ясных критериев для распознавания рубежей и моментов ее начала и завершения. Но существуют общие

признаки, позволяющие выявлять эту стадию литогенеза и даже расчленять ее на более дробные подстадии, или градации, несмотря на некоторую «размытость» их границ.

Вначале рассмотрим, на основании каких критериев можно определить понятие о данной стадии. Первое и наиболее широкое определение ей дал А.Е.Ферсман в 1922 г., который катагенезом называл всю совокупность преобразований породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна новым слоем осадка, и вплоть до того момента, когда она сделалась поверхностью материка, т.е. оказалась на границе с атмосферой (при этом исключались процессы, связанные с действием высокой температуры и давления, т.е. исключалась вся область контактового и глубинного метаморфизма).

Конкретные параметры катагенетической стадии приведены Н.В.Логвиненко и Л.В.Орловой [15]. Несколько перефразируя и уточняя их формулировку, можно сказать, что катагенезом называется стадия изменений вещественного состава и структуры осадочных отложений в стратисфере при повышенных давлениях в диапазоне от 10 до 200 МПа и температурах от 25 до 200°C ($\pm 25^\circ\text{C}$), в присутствии и при активном участии подземных вод и (или) поровых растворов. Дополнительно подчеркивалось, что «эти изменения еще не сильны, так что породы не теряют своего осадочного облика, и эту стадию можно назвать стадией бытия осадочных пород» [15, с. 34].

К последнему высказыванию следует относиться с осторожностью, так как оно может ввести нас в заблуждение, принижая представления о реальных масштабах катагенетических преобразований. Во-первых, в действительности известны примеры коренных изменений состава и структуры породы при катагенезе (например, 100%-я доломитизация известняка с полной утратой им всех первичных признаков). Во-вторых, столь же сильные изменения вещественного состава осадка (например, полная трансформация всех его глинистых компонентов) могут, напротив, показаться с первого взгляда малосущественными только потому, что сохранились слабо искаженными седиментогенные структуры.

Фразу «изменения еще не сильны» следует воспринимать в прямом ее значении только применительно к сравнениям катагенетических образований с глубокометаморфизованными. Если же отвлечься от сопоставления с метаморфизмом, то преобразования рассматриваемой здесь стадии литогенеза следует признать весьма существенными (к сожалению, до сих пор они все еще недооцениваются многими геологами).

На самом деле у претерпевшей катагенез породы вещественный состав, как правило, является совсем не таким, или не совсем таким,

как у исходного осадка. Впечатление же о слабой изменчивости вещества по прохождении им через стадию катагенеза создается благодаря тому, что седиментогенные структуры преобразуются не настолько контрастно, чтобы макроскопически заметно изменить гранулометрические параметры 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. 2, *г-е*). Это коррозионные углубления и регенерационные наросты (см. гл. 3). 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.Копелновичем [6, с. 202, 203], 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.

Итак, носящие несколько замаскированный характер катагенетические преобразования породы (в особенности это относится к ранним этапам катагенеза) с первого взгляда могут ввести невнимательного исследователя в заблуждение относительно кажущейся «вылости» или статичности дометаморфических этапов породообразования. Об этом не следует забывать в практической работе.

И еще надо всегда учитывать одну из важных особенностей процессов катагенеза: анизотропии интенсивностей преобразования пород, залегающих рядом в единой толще. Одни из них по различным (не всегда даже понятным) причинам оказываются легко податливыми к изменениям и состава, и структуры, а другие остаются как бы «законсервированными» в своей первозданности. Некоторые закономерности такой анизотропии рассмотрены в работах автора, посвященных проблеме влияния изначальной фациальной принадлежности осадка на его диагенетические и катагенетические перерождения [35].

Можно привести пример анизотропии в преобразованиях углистого и минерального веществ вмещающей уголь породы. Давно известно, что угли чутко реагируют на температурные изменения в породном бассейне, и поэтому их марочный состав служит наиболее наглядным параметром интенсивности постседиментационных преобразований. Еще в 1974 г. геологи-угольщики, в том числе Ю.Р.Мазор и А.К.Матвеев обратили внимание на то, что «метаморфизм» углистого вещества, как правило, сильно опережает все структурно-минеральные преобразования, происходящие при этом в песчано-алеврито-глинистых породах. Исследованиями автора и профессора Г.Ф.Крашенинникова в 1972-1977 гг. в Ленском угольном бассейне было показано, что не во всех тектонических обстановках удается устанавливать прямую коррелятивную зависимость между степенью катагенеза породы и степенью углефикации ОВ в той же породе [35]. Так, в тектонически активных зонах сочленения восточной окраины Сибирской платформы с Верхояно-Колымской складчатой системой мезозоид часто фиксируется большой разброс значений степени измененности углей и вмещающих пород. В зонах надвигов (т.е. интенсивных стрессовых воздействий) преобразования песчаных пород местами даже опережают степень углефикации по сравнению с преобразованиями тех же отложений в соседних платформенных условиях. Это объясняется тем, что аномальное давление и меняющийся под его воздействием гидрогеологический режим активно влияют на породы, тогда как главным фактором углефикации служит температурная обстановка. Поэтому в самой складчатой системе, где возникали палеотемпературные аномалии, углефикация ОВ снова резко опередила темпы измененности прочих пород.

Учитывая вышеизложенное, нами предполагалось раздельное картирование зональности структурно-минеральных преобразований различных пород и углистого вещества с последующим синтезом полученных таким путем данных на единой историко-геологической основе [35].

Выше было сказано о различиях в интенсивностях катагенетических преобразований. Но в чем заключается мера их интенсивности? Для углей она давно установлена – это повышение степени их карбонизации, уменьшение содержания летучих компонентов и другие преобразования, согласно правилу Хильта: от бурых к длиннопламенным, затем к газовым, жирным, коксовым, отощенно-спекающимся и др. Для рассеянного в породе ОВ тоже установлены конкретные, выявляемые лабораторным путем, параметры усиливающегося преобразования, описанные в работах Н.Б.Вассоевича и других литологов-исследователей [28]. А для большинства пород индикаторами интенсивности

катагенеза служат в первую очередь *парагенезы* аутигенных минералов и отчасти изменения в их составе некоторых кристаллохимических параметров минералов-индикаторов стадийности литогенеза [3, 4, 34].

С целью облегчить корреляции катагенетических преобразований А.Г.Коссовской, В.Д.Шутовым и Н.В.Логвиненко в начале 60-х годов было предложено выделять *фации регионального эпигенеза (катагенеза)*: сообщества пород близкого химического состава, характеризующиеся совокупностью новообразованных структурно-минералогических признаков, возникших и устойчиво существующих на определенных этапах постдиагенетического развития пород. У таких сообществ, в отличие от фаций метаморфизма, минеральные компоненты *метастабильны*. Например, для исходных кварц-каолинитовых терригенных пород, литокластов и аркозов на подстадии начального катагенеза выделялась единая фация «обломочного вещества унаследованного состава», где набор новообразованных минералов полностью унаследован от стадии диагенеза. На подстадии глубокого (позднего) катагенеза упомянутым семействам пород уже отвечают совсем иные фации: кварц-каолинитовым породам – фация кварц-дикситовая», литокластам и аркозам – «гидрослюдисто-хлоритовая», а вулканомиктовым грауваккам – «ломонитовая» [15, 33, 34].

Таким образом, стадия катагенеза расчленялась, как минимум, на две подстадии. Их образования характеризуются комплексом не универсальных различий. Они зависят от состава и строения конкретной осадочной толщи, однако включают обычно некоторые общие признаки. К ним (помимо вышеотмеченной смены минеральных фаций) относятся: 1) превращение всех глин в неразмокающие в воде аргиллиты, 2) трансформации большинства смектитовых компонентов в хлорито-гидрослюдистые или гидрослюдистые, 3) совершенствование кристаллической структуры у значительной части аутигенной гидрослюды (начало смены политипов 1М на 2М), 4) массовое развитие конформных или инкорпорационных структур гравитационной коррозии обломочных частиц во многих разновидностях песчаников и др.

Появление в породах признаков глубокого катагенеза осуществляется постепенно и не одновременно в различных литотипах. Поэтому между образованиями слабого (начального) и глубокого (позднего) катагенеза существует переходная зона, «растянутая» в геологическом разрезе на многие сотни метров. Ее наличие дало основание применить трехчленное деление катагенеза, как предлагал автор [35], а до него М.Е.Каплан (1970) и др.

В их схемах начальный катагенез отчасти коррелируется со стадией бурых углей, или протокатагенеза ОВ (ПК, по Н.Б.Вассоевичу);

средний катагенез – приблизительно со стадиями длиннопламенных и отчасти газовых углей, или с начальными градациями мезокатагенеза ($МК_1$ – начало $МК_2$); поздний – с марками газовых, жирных и коксовых углей, или с конечными градациями мезокатагенеза (конец $МК_2$ – $МК_3$) [28]. Но данная корреляция действительна в основном для тех тектонических впадин, которые непрерывно погружались на протяжении всего их существования. Для бассейнов породообразования, подвергавшихся тектоническим инверсиям, а тем более складчатости, она заметно нарушается (см. выше и [35]).

При вхождении данной системы в еще более напряженные термобарические условия (глубже изотерм $250 \pm 50^\circ$ и давления свыше 200° МПа) элизионный режим гидрохимических процессов сменяется иным – диффузионно-метасоматическим. В этих напряженных термобарических 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. Происходят массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков зерен полевых шпатов, полное разрушение (серицитизация, хлоритизация и др.) терригенных биотитов. Появляются ветвистые швы гидроразрывов (рис. 4). Возникают принципиально новые структуры: рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца [27], дифференциального скольжения линзовидных микроблоков из крепко сцементированных обломков и косонаправленных к их краям вростков серицитоподобной гидрослоды политипа $2M_1$ (см. рис. 2, д, е).

Такого рода новообразования, относимые (многими отечественными литологами [8, 15]) к типоморфным признакам метagenеза или «анхизоны» (зарубежными исследователями [2, 4]), легко диагностируются методами обычной оптической микроскопии. Наличие вышеупомянутых новообразований означает, что элизионные процессы сменялись принципиально иными. Главенствующее значение начинают приобретать реакции между минеральными компонентами в породе – диффузионно-метасоматические, а при достаточно высокой термальной активизации – рекристаллизационно-бластические. Слабопроницаемые блоки пород являются своего рода реакторами, где происходит дегидратация, а ограничивающие эти блоки системы трещин служат коллекторами, по которым транспортируются выделенные флюиды. Вынос флюидами части растворенного кремнезема, вероятно, обусловил массовое развитие кварцевых жиллок альпийского типа. Вместе с кремнеземом могли перемещаться и рудные компоненты.

№ 5871



№ 5775



Рис. 4. Структуры позднекатагенетической инкорпорации (И) и регенерации обломочного кварца (Р) усложняются наложенным на них рекристаллизационным (РК) и рекристаллизационно-грануляционным (Г) бластезом кварца и шиповидными (Ш) образованиями стадии метазенеза в песчанике триаса Тюменской сверхглубокой скважины (вверху); микростилолитовые швы флюидоразрыва там же (внизу), по О.В.Япаскурту, В.Т.Фролову, В.М.Горбачеву и А.Диковскому (1992):

1-11 - обломочные компоненты: 1 и 2 - кварц в состоянии просветления и погасания при скрещенных николях, 3 - гранообластовые кварцевые агрегаты с мозаичным погасанием, 4 - плагиоклазы, 5 - сильнохлоритизированный биотит с включениями непрозрачных рудных минералов (черные), 6 - глинистые породы, 7 - алевролиты, 8 - кремни, 9 - эффузивы кислые, 10 - эффузивы средние или основные, 11 - жильные породы с афанитовой структурой (кислого состава); 12-17 - аутигенные компоненты: 12 - серицитовоподобная гидрослюда (в шиповидных вросках в кварц или плагиоклазы), 13 - то же в беспорядочных скоплениях, 14 - хлорит в крустификационных оторочках, 15 - доломиты, 16 - кальцит, 17 - сидерит, 18 - кварц регенерационный; над рисунками - номера конкретных пород

Формируются толщи массивных песчаников, мраморов и глинистых филлитовидных сланцев, у которых парагенезы аутигенных минералов свойственны зеленосланцевому метаморфизму, но равновесие их в большинстве слоев все еще метастабильно. Название «метагенез» для такого рода преобразования пород в 1957 г. предложили А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов и Н.В.Логвиненко. Однако этот термин до сих пор не является общепринятым и несет в себе неоднозначную смысловую нагрузку у разных исследователей. Он, в частности, предлагался Н.Б.Вассоевичем (1957) для переименования всей стадии метаморфизма для единообразия в системе стадийальных терминов: седиментогенез–диагенез–катагенез и т.п., но в такой трактовке распространения не получил. Тогда же Н.М.Страхов включал в стадию метагенеза как ранний метаморфизм, так и катагенез, а некоторые литологи – А.В.Копелювич [6], Л.Б.Рухин [26], М.Е.Каплан (1970) – вообще не выделяли метагенез как стадию. Большинство же литологов [15, 27, 30] приняло его в трактовке А.Г.Коссовской и др.

Автор указал на двойственную генетическую природу послекатагенетических новообразований: в осадочных бассейнах с изначально высокими термическими градиентами, ставших впоследствии складчатыми сооружениями, имеют место два конвергентно схожих, но генетически разных вида метагенеза. Первый относится к ряду погружения, второй – динамотермальной активизации [35].

Метагенез погружения возникает до главного этапа складчатости. Его продукты постепенно, с несколько размытой границей сменяют в низах разреза зоны глубинно-катагенетических преобразований. Второй вид метагенеза отличен от первого совершенно иной структурно-тектонической приуроченностью – не обязательно к самым низам стратиграфического разреза осадочной толщи, но непременно в форме ареалов вокруг ослабевающих проявлений зонального метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой стадий, которые в свою очередь тяготеют к определенной системе глубинных разломов с раздвиговой составляющей в происходивших по ним смещениях. Время возникновения таких ареалов коррелируется с историко-геологическими этапами активизации тектонического режима в бассейне породообразования.

Именно такие (второго вида) новообразования в породах надо относить к категории раннеметаморфических, следуя учению А.А.Маракушева [16] о том, что метаморфизм осуществляется при температурах, повышенных по сравнению с фоновыми (геотермическими) соответствующих фаций глубинности. Само погружение закрытой для оттока флюидов системы не приводит к региональному метаморфизму, так как 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 системе затруднены из-за высоких парциальных давлений H_2O и CO_2 , препятствующих дегидратации и декарбонатизации минералов. Но если проявляются тектонические дислокации глубинного заложения, то они увеличивают проницаемость пород, что создает условия неравного давления ($P_s > P_f$) и способствует образованию восходящих флюидных потоков подкорового происхождения, стимулирующих развитие метаморфизма. Последний генетически связан с термическими аномалиями в земной коре. Возникновению флюидных потоков могут способствовать деструктивные дислокации в самом осадочном бассейне, превратившие бассейн в складчатую систему.

Таким образом, для регионального или локального наложенного метаморфизма осадочных пород необходим мощный эндогенный тепловой импульс, порождающий всевозможные гидроразрывы и другие пути оттока сконцентрированных в бассейнах породообразования собственных (петрогенных) флюидов в направлении пониженных давлений.

Отток флюидов, стимулирующий метаморфогенные процессы, и механизм взаимодействия «флюид-порода» стали объектами специальных исследований зарубежных петрологов — Б.Дж.Вуда, Дж.В.Уолтера, Дж.М.Ферри и др. Неординарность данного подхода к проблеме подчеркнул А.А.Маракушев: рассмотрение метаморфизма главным образом в аспекте его физических T - P -параметров, которые влияют на мобилизацию летучих компонентов (H_2O , CO_2), первично содержащихся в породах. При подогреве снизу они могут образовывать конвективные ячейки (при небольшой глубинности) или (при большой глубине метаморфизма) отгоняться вверх в виде одноразовых флюидных потоков. В анализ метаморфизма при таком подходе к нему включаются количественные соотношения метаморфизируемой породы и содержащихся в ней флюидных компонентов. Здесь новизна в исследовании раннеметаморфических образований, потому, что до сих пор петрологами, как правило, эти соотношения не учитываются, так как метаморфизм они связывают с воздействием на породы не только температуры и давления, но и ювенильных флюидов глубинного (подкорового) происхождения, тогда как последние могут сыграть роль только *стимуляторов* активизации собственных энергетических ресурсов осадочных породных бассейнов. Характеристика этих процессов будет продолжена в гл. 5.

Рассмотренный нами ряд непрерывно усиливающихся преобразований (в направлении от диагенеза к начальному метаморфизму)

находит свое отражение в виде определенной зональности сменяющихся в разрезе минеральных парагенетических ассоциаций, наиболее отчетливо выраженной в мощных толщах терригенных пород. Классические описания такого рода зональностей сделаны для отложений: верхоянского складчатого комплекса и синхронных ему толщ верхнего палеозоя и мезозоя Вилуйской синклизы Сибирской платформы [8], карбона Донецкого бассейна [13, 14], рифея, венда и нижнего палеозоя Приднестровья [6], мезозоя Северо-Востока и Дальнего Востока России [7], мезозоя Западно-Сибирской плиты [22] и др. В каждом из названных регионов литогенетическая зональность несколько различна (в наборе конкретных аутигенных минералов, в мощностях отдельных зон и глубинах их нахождения в разрезе), но при этом повсеместно отчетливо улавливалась общность многих признаков, характеризующих вышеописанные стадии и подстадии катагенеза и метагенеза. Эти признаки детализированы в гл. 4.

Однако не следует считать, что везде можно увидеть такую же стройную последовательность стадийных преобразований. Во многих местах она чрезвычайно усложняется всевозможными локально наложенными процессами. Их продукты относятся к категории образований *регрессивного эпигенеза* [26] или *регрессивного катагенеза* [25]. Они бывают свойственны таким разновидностям бассейнов породообразования, которые испытывали прерывистые погружения в перемежку с инверсионными воздыманиями либо латеральными тектоническими смещениями отдельных блоков.

Такие неустойчивые тектонические режимы оказывают влияние на изменения инфильтрационных режимов глубинных вод (в том числе артезианских). Проникновение в какой-либо участок бассейна воды с чужеродными местной среде гидрохимическими свойствами нарушает химическое равновесие растворов с минеральным веществом. В особенности это относится к таким проникающим извне водам, которые прежде контактировали с разрушающейся нефтяной залежью, а потому они насытились растворенной в них углекислотой и углеводородами и имеют резко пониженные значения pH.

Упомянутые воды способствуют активному корродированию терригенных и аутигенных минералов, вплоть до возникновения зон децементированных, вторично разрыхленных пород, которые при беглом их осмотре можно ошибочно принять за слабо измененные, якобы не подвергавшиеся процессам катагенеза. Но реликты предшествующих новообразований катагенеза погружения все же удастся увидеть с помощью стадийных микроскопических наблюдений. О том, как выявляются, например, уровни массового растворения седиментогенных карбонатов в цементе песчаников (что ведет к повышению их

пористости и улучшению коллекторских свойств), подробно рассказано Н.А.Минским [20].

За этапом коррозии может последовать другой этап, связанный с выделением из воды CO_2 и уходом ее вверх по трещинам, тектонически ослабленным зонам. Уход CO_2 стимулирует массовую кристаллизацию растворенных в воде карбонатов. Они имеют более поздний генезис относительно остальных минеральных компонентов и «безразличны» к изначальной фациальной принадлежности вмещающей их породы. Если этого не учесть, то можно допустить серьезную ошибку при генетическом анализе осадочной толщи. О том, по каким признакам следует различать карбонаты нескольких генераций, см. в главе 4.

Проявления регрессивного катагенеза, помимо коррозии и затем новой кристаллизации карбонатов, на начальных этапах характеризуются также массовой каолинизацией (чему способствуют низкие значения pH в первую очередь). Каолинит может замещать путем трансформаций более ранний аутигенный хлорит, а также развиваться по терригенным биотитам и плагиоклазам.

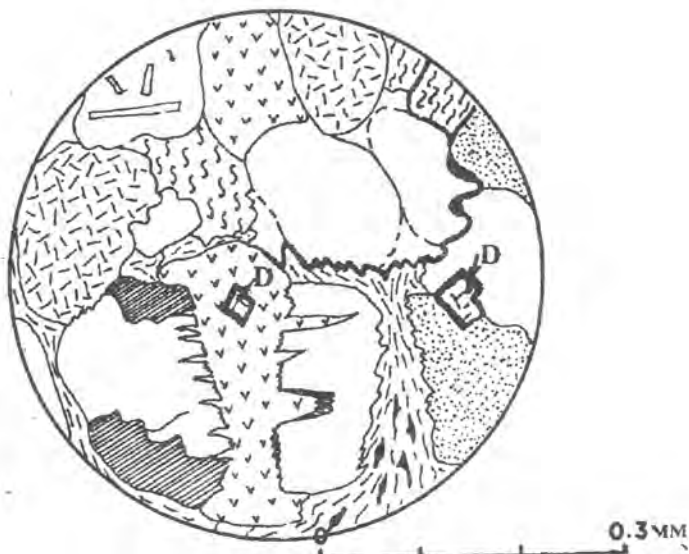
Зоны массовой вторичной каолинизации приобретают пластово-линзовидный характер [22], отчего они в ряде случаев ошибочно принимаются за погребенные коры выветривания. Для того чтобы отличить последние, надо детально исследовать весь их профиль и преобладание его от подстилающих пород. Зональность упорядочения структур глинистых новообразований снизу вверх по разрезу, присущая корам, отличается от хаотичного смещения разнотипных регрессивно-катагенетических изменений пород. Но не всегда, к сожалению, признаки их различия очевидны. Критерии для их диагностики предстоит еще изучать в дальнейшем.

Чаще всего регрессивно-катагенетические изменения наложены на все остальные в менее заметной форме - рассредоточенных пятнистых включений карбонатных порфиробласт (см. рис. 1, а; рис. 5, верхний). Такого облика образования распространены в терригенных породах горно-складчатых областей (в юрских породах Кавказа, позднемезозойских и раннемезозойских Верхоянья и др.). Возникли они, очевидно, на этапах блоковых воздыманий пород, бывших прежде глубокопогруженными, при массовой дегазации находящихся там порово-трещинных вод.

Регрессивно-катагенетические новообразования всегда имеют наложенный характер, а потому относятся к категории вторичных изменений*. Их отличие от раннеметаморфических изменений, которые

* В литературе вторичными изменениями нередко называются все продукты катагенеза, что, по нашему мнению, неправильно. Естественно развивающиеся при погружении пород процессы следует называть преобразованиями.

№ 5775



№ 5618

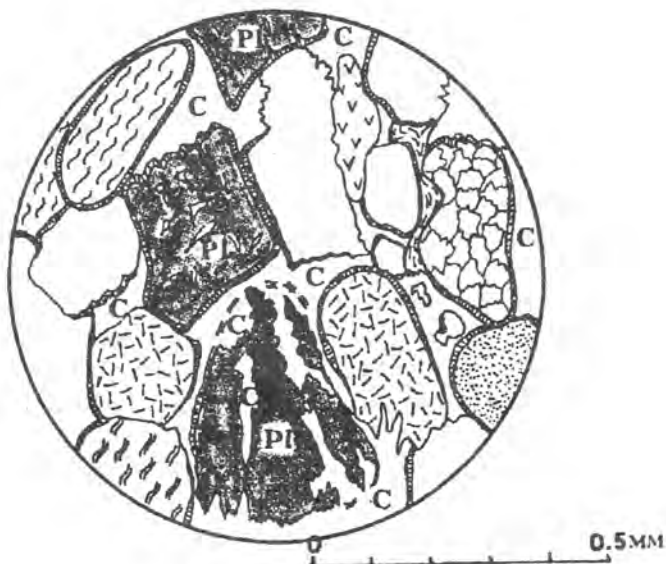


Рис. 5. Глубокая инкорпорация терригенных зерен вблизи шва флюидоразрыва, на которую наложена поздняя доломитизация (вверху); аутигенный кристаллически-зернистый кальцит, глубоко корродирующий зерна среднего плагиоклаза и кварца (внизу) в песчанике триаса Тюменской скважины; условные обозначения см. на рис. 4

тоже генетически связываются с дегазацией и с дислокациями пород, состоит в высокотемпературности последних и низкотемпературности регрессивно-катагенетических процессов, местами смыкающихся с процессами гипергенными.

Здесь мы вплотную подошли к важной теоретической проблеме - уточнения закона о физико-химической наследственности осадочных пород, сформулированного Л.В.Пустоваловым. Суть закона сводится к следующему. «Во всякой осадочной горной породе, заключающей в себе сингенетичные минералы, продолжают господствовать физико-химические, а следовательно, и геохимические условия, царствовавшие в момент формирования осадочной породы, или же, вернее, условия, весьма близкие к таковым» [24, ч. 1, с. 396].

Л.В.Пустовалов, опираясь на этот закон, подчеркивал, что при всех своих приспособлениях к изменяющимся условиям окружающей среды внутри стратисферы порода все же сохраняет, как правило, больше признаков сходства с исходным осадком, нежели отличий от него. На данной основе базируются практикуемые ныне палеогеографические построения и все петрохимические реконструкции состава регионально-метаморфизованных образований.

В глобальном масштабе это положение справедливо для не достигавших состояния полных минеральных равновесий катагенетических и, возможно, метагенетических *преобразований* в преимущественно *погружавшихся* породных бассейнах.

Однако в условиях инверсионно-блоковых и складчатых дислокаций и сопутствующих им *вторичных изменений* пород (низкотемпературных – регрессивно-катагенетических или высокотемпературных – метаморфических) природа может внести в данный закон свои коррективы.

Доказано, что регрессивно-катагенетические новообразования афациальны. Например, вторичная карбонатизация и каолиннизация могут быть присущи таким отложениям, для которых, по условиям седиментации и диагенеза, упомянутые минералы принадлежали к «запрещенным» для конкретной фациальной среды. И наоборот, хорошо известны уровни вторичной декарбонатизации [20, 32] или вторичных растворов и удалений из породы седиментогенных компонентов SiO_2 и др. В таких случаях весь спектр, характеризующий эти литотипы, будет существенно отличным от изначального. А если такая порода оказалась впоследствии подвержена метаморфизму, то что покажет нам результат петрохимического перерасчета ее состава? Исходный ли осадок или нечто иное? Конечно, в этом случае получают сведения о породе в ее предметаморфическом состоянии, далеком от первичного состава.

Следовательно, существуют условия, при которых физико-химическая наследственность пород может быть существенно камуфлированной, а возможно, даже полностью нарушенной. Раскрыть их можно только благодаря приемам стадийного анализа.

СТАДИАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ СТРУКТУР, ТЕКСТУР И МОРФОЛОГИИ КОНКРЕЦИОННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДАХ

Начинающему исследователю постичь структурно-текстурные изменения в породе бывает, как правило, легче по сравнению со скрупулезной диагностикой минеральных индикаторов стадийности литогенеза. И хотя последние относятся к главным показателям условий и этапов породообразования (см. гл. 4), знание вторичных структур, текстур и морфологии конкреций является необходимым для окончательных выводов об этих условиях.

3.1 Вторичные структуры

Структурные новообразования - это изменения формы, размеров породообразующих компонентов и характера их контактов между собой. Они доступны наблюдению в основном оптическими и электронно-микроскопическими методами (рис. 4-6). 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 минеральной частицы каймой того же состава - как бы в стремлении восстановить кристаллы в свойственной ему форме (регенерация), 5) в результате кристаллобластеза, проявленного в нескольких разновидностях (рекристаллизация, грануляция, порфиробластез).

3.1.1 Коррозионные структуры

Они бывают присущи обломочным, вулканогенно-обломочным и органогенным компонентам, искажая их формы на разных стадиях литогенеза. Чаще всего проявляются на стадиях диагенеза и начального катагенеза, а также свойственны наложенным регрессивно-катагенетическим изменениям пород. Под микроскопом их можно легко узнать по мелким клиновидным углублениям («коррозионным заливам»), нарушающим плавные очертания среза минерального зерна или скелетного остатка ископаемой фауны. Корродированное зерно может приобретать в шлифе амёбовидную и ситовидную форму (см. рис. 5, верхний). В препарате для сканирующего электронного микроскопа коррозионные структуры проявлены еще рельефнее, в виде ямчатых и мелкоячеистых поверхностей (см. рис. 6).

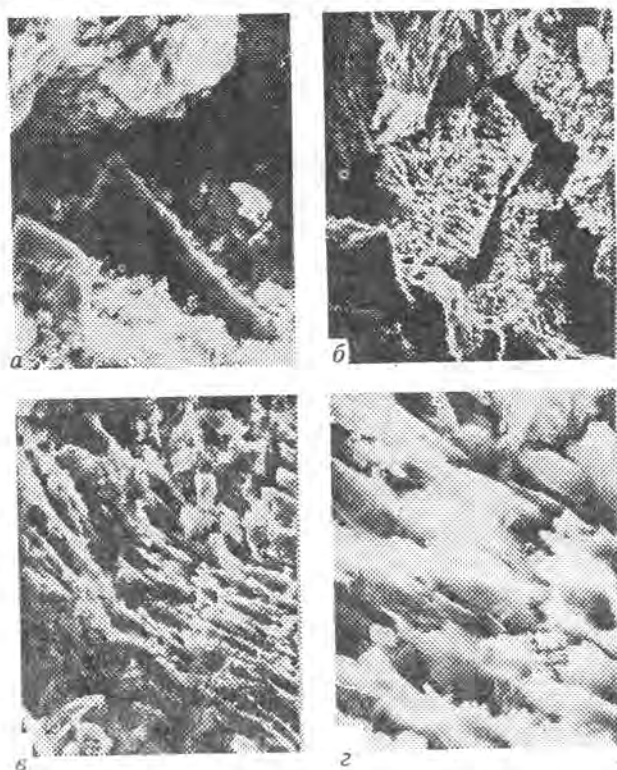


Рис. 6. "Внутрислойное" растворение терригенного плагиоклаза в песчанике хатарыкской свиты нижнего мела низовьев р. Лена (по [35]); растровый электронный микроскоп, увел. 1000 (а, б), 3000 (в) и 1000 (г)

3.1.2 Структуры механического уплотнения

Обычно наблюдаются в песчаниках полимиктового состава, насыщенных обломками изначально пластичных (в основном глинистых) пород. В такие обломки вдавливаются, как стержни в пластилин, более твердые минеральные частицы. В срезе шлифа наблюдаются выпукло-вогнутые контакты, именуемые конформными. Конформность может быть обусловлена также химическим растворением (см. ниже), а потому, описывая данные образования, следует подчеркивать, что это «механическая конформность», возникающая на ранних стадиях катагенеза.

3.1.3 Структуры сочетания механического уплотнения с растворением твердых минеральных частиц

В литературе именуются иногда «структурами гравитационной коррозии» [6, 8, 35]. От предыдущих отличны тем, что возникают на контактах не уплотняемых механически твердых зерен (кварца с кварцем, кварца с полевым шпатом или другим каким-либо минералом). В данном случае при сильной внешней нагрузке давления вышележащей толщи пород и в присутствии межзерновой водно-флюидной фазы начинаются процессы растворения твердых минеральных частиц. Частицам свойственна анизотропия физических свойств на разных направлениях. Благодаря ей даже при сдавливании двух одинаковых минералов, обращенных друг к другу разными кристаллографическими осями, один из них всегда окажется менее устойчивым и более податливым к растворению. Последнему содействуют также возможные дефекты кристаллических решеток, микротрещиноватость и другие типоморфные особенности корродируемого зерна. Механизм таких процессов был подробно проанализирован А.В.Копелиовичем [6]. Им же предложены названия для трех разновидностей структур гравитационной коррозии: *конформных*, *инкорпорационных* и *микростилолитовых*, которые описывались выше (см. разд. 1.2.1 и рис. 1, 2, 4, 5). Данные структуры могут возникать на подстадии начального катагенеза, но массовое развитие получают на подстадии позднего (глубокого) катагенеза, где они парагенетически связаны со структурами регенерации обломочных минеральных частиц.

3.1.4 Структуры регенерации

Регенерацией кристалла называется процесс восстановления им своей нормальной (плоскогранной и прямореберной) формы при его нахождении в среде перенасыщенных растворов соответствующего состава. В осадочных толщах таким процессом бывают обычно затронуты обломочные минеральные зерна в песчаниках или гравелитах (кварца, полевых шпотов, карбонатов, эпидота, граната и др.) или фрагменты некоторых скелетных остатков в детритовых известняках (в основном членики криноидей кальцитового состава).

Главным условием регенерации является 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 регенерационных наростов. Но источник вещества возможен и иной. Растворы могут приносить вещество извне. А потому данные структуры свойственны не обязательно только глубокому катагенезу, а бывают присущи начальному катагенезу и даже диагенезу. Об их морфологических отличиях для разных стадий будет сказано в следующей главе (см. разд. 4.1).

Здесь же отметим 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 он имеет вид пленки или отдельных отростков и может выглядеть наподобие обыкновенного цемента пленочного или порового типа (см. рис. 1, 2, 4). Но от последних регенерационную кайму отличает общность ее оптической ориентировки с ориентировкой окружаемого ее кристалла. Это легко проверить, включая и выключая попеременно анализатор в микроскопе и поворачивая предметный столик. Погасание и просветление у зерна и регенерационных наростов будут синхронными.

3.1.5 Структуры обрастания минеральных частиц

Они отличаются от регенерационных тем, что наросты на минеральном зерне имеют, как правило, отличный от него вещественный состав. Это могут быть пленки из чешуек глинистых минералов или

мельчайших кристалликов карбонатного, фосфатного, кварцевого и другого состава. Чаще всего они ориентированы перпендикулярно к слабо корродированной поверхности кластогенного компонента породы. При массовом их скоплении под микроскопом видны каемочки со строением тонких щеточек – *крустификационные* оболочки. Если их много, то в породе выделяется крустификационный тип цемента. Развитию крустификации благоприятствуют обстановки рассредоточения обломочных частиц и наличия свободных промежутков между ними. А потому она возникает до существенного уплотнения отложений и относится к числу признаков ранних стадий литогенеза – диагенеза или самого начала катагенеза.

Известен также иной вид структур – глубокого встраивания новообразованных минералов в направлении от поверхности глубоко внутрь регенерированного обломочного зерна. К нему относятся вроски слюды или хлорита в края частиц кварца и плагиоклазов в метапесчанике (см. рис. 2, 7). Такие структуры появляются синхронно с бластическими. Они характеризуют начало метagenеза и сохраняются до раннеметаморфической стадии включительно. Для них применяют иногда специальные термины: *шиповидные* (по [8]) и *бородатые* (по [14]). Между собой они различаются лишь тем, что у вторых шиповидные вроски не рассредоточиваются по всему периметру кластогенной частицы, а концентрируются только на двух полярно-противоположных участках в виде двух пучков, или «бород». Такое их расположение объясняется «принципом Рикке»: в направлении вектора давления на минеральное зерно активизируются процессы его коррозии, а в поперечном сечении – условия благоприятствуют процессам кристаллизации. Там и развиваются «бородатые» минеральные наросты. Они служат, таким образом, отчетливым индикатором высокого одностороннего давления (стресса). Поэтому «бородатые» структуры наблюдаются только в областях развития геосинклинальной складчатости [15, 35] в парагенезе с текстурами кливажа (см. ниже).

«Шиповидная» структура может наблюдаться в шлифе, который сделан в плоскости развития «бород» либо она развивается в местах с более или менее равномерным распределением нагрузок давления на породу.

Известна еще одна разновидность типично метagenетических структур, родственная двум предыдущим. Это структуры *дифференциального скольжения* (по [28]). Выглядят они следующим образом. Два плотно прижатых друг к другу и предварительно подвергавшихся гравитационной коррозии минеральных зерна (или два микроблока, из которых каждый включает по несколько объединенных регенерационным цементом зерен) пронизаны поперек границы их раздела

удлиненными чешуйками слюды. Каждая чешуйка внедряется в оба зерна одинаково, будучи ориентированной не строго перпендикулярно, а под некоторым углом к простиранию границы между зернами (или между микроблоками). Все чешуйки слюды оказываются наклоненными в одном и том же направлении и под примерно одинаковыми углами. Под микроскопом они напоминают перекошенные ступени положенной набок деревянной лестницы.

Описанные соотношения новообразований свидетельствуют о нескольких, по крайней мере трех, этапах формирования данной структуры. Первый этап - это предельное уплотнение с инкорпорацией и регенерацией седиментогенных минеральных частиц. Второй - кристаллизация поперечных шиповидных вrostков слюды. Третий - смещение скрепленных этими вrostками микроблоков в породе (их дифференциальное скольжение) под действием продольных напряжений. Очевидно, что за все это время направление вектора давления менялось дважды или трижды.

Такого рода структуры также, как и «бородатые», сопричастны квиважу. Они описывались И.М.Симановичем [27] в местах интенсивной складчатости сегозерских кварцитовидных метепесчаников докембрия Карелии, а также автором в зонах начала метаморфических преобразований песчаных пород карбона и пермиверхоянского комплекса [35].

3.1.6 Структуры бластические

Бластез - это процесс перекристаллизации в твердом состоянии порообразующих компонентов (без фазовых переходов). Минералообразование в каждый данный момент приурочивается к небольшому участку породы.

По полноте своего проявления бластез может быть зачаточным (на границах контактирующих между собой отдельных зерен или внутри подвергшихся раздроблению, т.е. грануляции), неполным и полным.

Полнобластические структуры чаще всего бывают трех разновидностей, в зависимости от состава и морфологии кристаллических частиц: *гранобластовые* - если частицы сложены кварцем либо каркасными силикатами; *лепидобластовые* - если срастаются листочки слюдоподобных минералов, и *нематобластовые* - если срастаются игольчатые кристаллы таких минералов, как актинолит, силлиманит или ангидрит. Бывают структуры смешанные - лепидогранобластовые,

нематогранобластовые и др. (в конце наименования ставится преобладающий вид структуры).

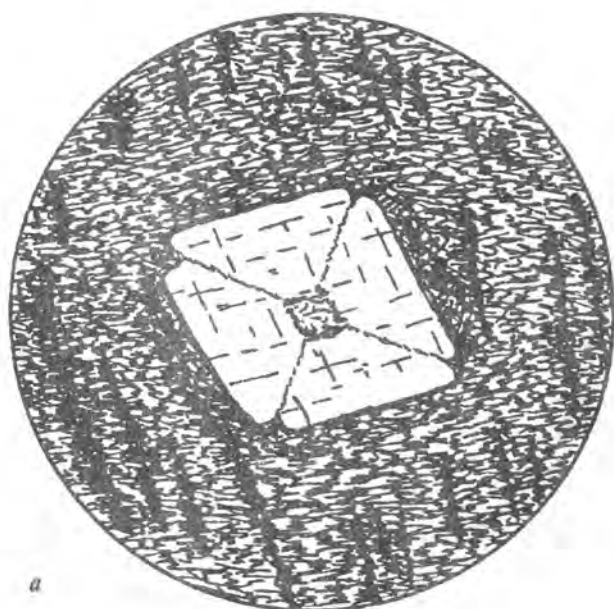
Все эти категории характеризуются неправильными формами минеральных частиц, с зубчатыми или извилисто-петлеобразными формами их сочленения друг с другом. Объясняется это одновременностью процесса кристаллизации и помехами в создании совершенных кристаллических форм со стороны соседних перекристаллизуемых частиц.

Но бывает и так, что какой-либо минерал имеет существенно большую силу роста кристаллов по сравнению с его соседями. Тогда могут возникнуть структуры *порфиробластовые*.

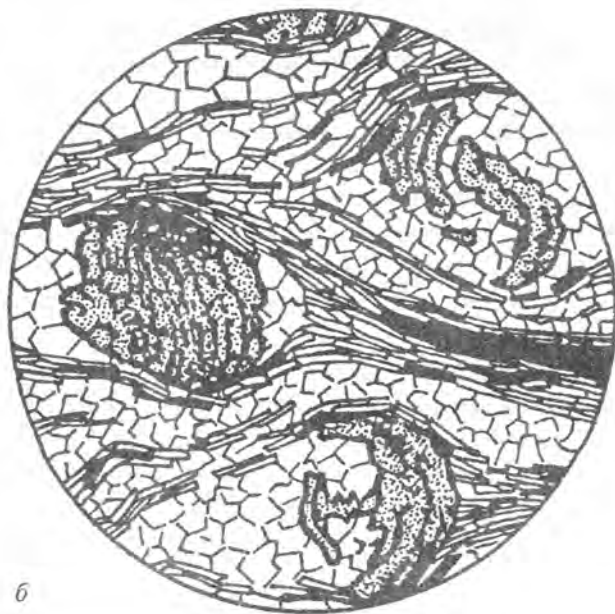
Порфиробласты (рис. 7) отличаются от остальных компонентов породы обособленностью, крупностью (на несколько порядков большей, чем остальные частицы) и правильностью своей формы, которая в одних случаях может быть близка к идеальной огранке кристалла, в других — к шарообразной либо эллипсоидной. Последняя разновидность порфиробластовой структуры именуется *очковой* (см. рис. 7, б).

Соотношения порфиробластических включений с прочими породообразующими компонентами бывают двойными. В одних случаях они поглощают последние, и тогда такое строение их называют *пойкилитовым*. В других случаях порфиробласты расталкивают вмещающие их компоненты, сгуживая их вблизи своей поверхности. Тогда под микроскопом наблюдается облекание порфиробласт некоторым подобием тонких каемочек микрозернистого строения.

А.А.Годовиков (1973) показал, что упомянутая выше двойственность соотношений порфиробласт со вмещающим веществом определяется способами их возникновения. Так, если метасоматически растущий кристалл встречается с другим минералом более ранней генерации, то его реакция на их встречу определяется прежде всего наличием или отсутствием между ними прослойки кристаллизационной среды. В случаях, когда ее нет, растущий кристалл поглощает встретившуюся минеральную частицу, и она становится пойкилитовым включением в нем. А если между обоими минералами есть прослойка кристаллизационной среды, то тогда порфиробласт продолжает расти, отталкивая встретившуюся ему частицу. Возможность образования прослойки кристаллизационной среды определяется удельными поверхностными энергиями обоих кристаллов. А поскольку механическая энергия для разных граней одинакового кристалла различна, то бывают такие условия, при которых механическая примесь захватывается одними гранями и отторгается другими. Примером служит секториальное распределение углеродисто-пелитовой примеси в порфиробластах хнаголита в ороговикованных глинистых породах. Другим примером



a



б

Рис. 7. Порфиροобласты в метаморфических породах: *a* – киаболита со включениями графита в слюдяном сланце, *б* – граната в кварцево-слюдяном сланце, по X.Вильямсу, Ф.Дж.Тернеру и Ч.М.Гилберту (1985)

может быть «бородатость» вростков слюды в кварц.

Всем вышесказанным А.А.Годовиков объясняет разное отношение одного и того же минерала порфиروبластического включения к разным примесям, а также разных минералов к одинаковой примеси. Так, растущие кристаллы гипса расталкивают и уплотняют глинистые частицы, но поглощают в виде пойкилитовых включений песчинки кварца, полевых шпатов и других каркасных силикатов. Кристаллы астраханита, напротив, поглощают глинистые чешуйки, а кристаллы эпсомита — раздвигают их.

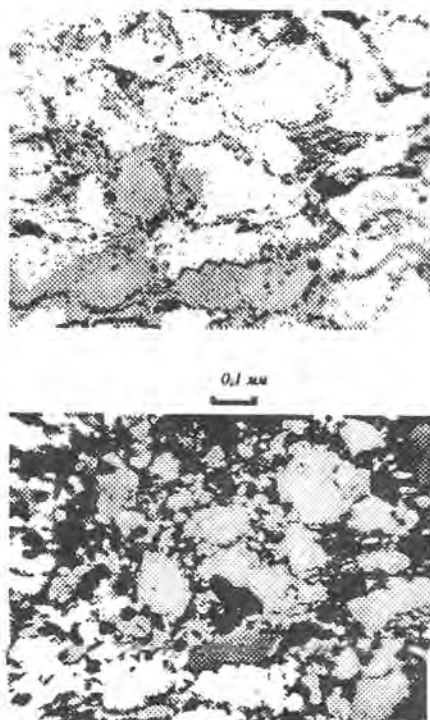
Порфиробласты обычно полистадийны. Классические их проявления известны в метаморфических породах, но они могут возникать до метаморфизма — на стадиях диагенеза, раннего катагенеза (как в названных случаях с включениями гипса, астраханита, эпсомита), а также регрессивного катагенеза (порфиробласты карбонатных минералов).

В последних двух случаях порфиробласты относятся к категории структур неполнобластических (см. ниже). Полнобластические структуры (грано-, лепидо-, нематобластовая) хотя и типичны для стадий метаморфизма, но необязательны. Они могут возникать и задолго до метаморфизма. Например, в отложениях солей они формируются изначально, а в породах карбонатных — на стадиях катагенеза и метагенеза. И наоборот, известны породы, сложенные равновесными парагенезами метаморфогенных минералов, но более чем на 50% сохранившие свои дометаморфические структуры, т.е. с неполнобластическим строением [35].

Неполнобластическое строение наблюдается, когда сохраняются заметные реликты прежних структур. Для того чтобы отразить их в названии, подчеркивая при этом локальное наличие бластеза, наименование структуры начинают с приставки «бласто-». Структуры *бластопсаммитовые*, *бластоалевритовые* означают, что бластезу были подвержены не все песчаные или алевритовые частицы (рис. 8) и что порода изначально имеет обломочный генезис. Структуры *бластопорфировые* (не путайте с порфиробластовыми!) означают, что мы имеем дело с частично перекристаллизованной вулканогенной либо вулканогенно-обломочной породой. *Бластопелитовые* — отвечают изначально глинистым породам.

Зачаточно-бластические структуры определяются с помощью оптической микроскопии в качестве важного признака перехода вещества породы в качественно новую стадию своего развития. Примеры см. в гл. 4, в описании бластеза кварца песчаников на стадии начального метагенеза.

Рис. 8. Блестопсаммитовая структура в углеродисто-серицито-кварцевом сланце кумолинской свиты среднего протерозоя западнее пос. Карсакпай (Центральный Казахстан): без анализатора благодаря остаточным оторочкам тонкораспыленного графита обломочное строение видно отчетливо (вверх), а при скрещивании николей многие обломки представляются как единый микрогранобластовый агрегат (внизу)



3.2 Вторичные текстуры

Седиментогенные текстуры оказываются значительно «консервативнее» структур, вследствие чего многие из них сохраняются даже при глубоком региональном метаморфизме. Выполненные в 50-70-х годах исследования школы академика А.В.Сидоренко по литологии докембрия доказали, что во многих гнейсах и кристаллических сланцах докембрия, относящихся к амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма и характеризующихся полным бластезом с многократной сменой одних минеральных парагенезов другими, все же сохранились отчетливо выраженными многие виды слоистости, морфологически ничем не отличающиеся от текстур неметаморфизованных осадков (например, слоистости: многопорядковая ритмическая, градиационная, косая однонаправленная и разнонаправленная и др.). Вещественный состав каждого слоя в отдельности не сохранял никаких реликтов седиментогенного вещества, но макротекстура сохранялась, потому что каждый слой, перекристаллизовываясь и становясь иным, продолжал отличаться от своих соседей новыми признаками: насыщенностью или отсутствием какого-то минерала,

разномерностью кристаллов, преимущественной гранобластовостью или лепидобластовостью и др. Вторичная кристаллизационная сланцеватость в одних случаях (и довольно часто) наследовала главную ориентировку слоистости, а в других - имела с ней секущие контакты. Теперь хорошо изучены признаки, по которым их можно отличить.

Помимо кристаллизационной сланцеватости, которая начинает зарождаться на стадии катагенеза, но господствует при метаморфизме регионального типа, имеется целый спектр других вторичных текстур, которые надо знать, чтобы не ошибаться при палеогеографических реконструкциях (ибо первичные текстуры относятся к числу важнейших индикаторов способа седиментации, к чему вторичные прямого отношения не имеют). Сюда относятся: кольца Лизеганга - джеслоистость, возникающая под действием гипергенных процессов; стилолитовые и сутурные швы, формируемые на стадиях катагенеза, и похожие на них швы флюидоразрыва при процессах метабетических; швы кливажа разных типов, а также текстуры брекчирования и милонитизации в зонах повышенных стрессовых нагрузок на породы и др. Многие из них (в особенности первые из названных видов) подробно описывались в учебной литературе по петрографии осадочных горных пород: М.С.Швецова (1958, 1963), Л.В.Пустовалова [24], Л.Б.Рухина [26], Н.В.Логвиненко (1984), Б.К.Прошлякова и В.Г.Кузнецова [23], В.Т.Фролова [30] и др. Поэтому, упомянув о них кратко, остановимся в основном на текстурах кливажа и сланцеватости.

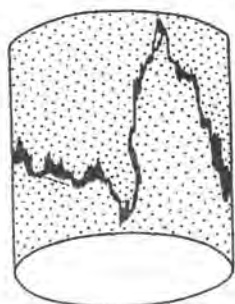


Рис. 9. Стилолитовый шов в известняке; образец керна, уменьшен в 4 раза. По Г. Ф. Крашенинникову, А.Н.Волковой и Н.В.Ивановой (1984)

3.2.1 Стилолиты, сутурные швы

Стилолитами называют хорошо заметные невооруженным глазом волнисто-шиповидные (в разрезе) или клиновидно-столбчатые внутрипластовые швы, покрытые тонкой глинистой пленочкой, утончающейся к концам их выступов. Чаще всего своим внешним обликом они похожи на швы соединения черепных костей или на синусоиду, сильно усложненную искривлениями меньших порядков (рис.9).

Амплитуда их выступов может колебаться от нескольких сантиметров до 1-1,5 м. Более мелкие разности (вплоть до видимых только под микроскопом) именуется сутурными швами. Чаще всего наблюдаются

внутри пластов известняков, доломитов, мергелей, а реже известковистых алевролитов и песчаников. Кроме того, сутурные швы наблюдались в шлифах кварцитовидных песчаников зоны метабазита [27], а также в кристаллических сланцах из керна Кольской сверхглубокой скважины [35].

Возникновение стилолитовых швов в карбонатных толщах объяснялось М.С.Швецовым (1958) их растворением под нагрузкой вышележащих толщ, а неровности объяснялись анизотропией структуры этих пород. Пелитовое вещество внутри швов относилось к нерастворимому остатку. Зная его количество в единице объема, а также процент примесей такого же вещества внутри стилолитизированной карбонатной породы, можно вычислить толщину растворенного прослоя. Таким путем было показано, что мощности некоторых платформенных карбонатных формаций вследствие стилолитизации были уменьшены почти на четверть от их изначальных величин.

Дальнейшие исследования показали, что процесс стилолитизации, помимо растворения, связан еще и с локально повышенным флюидным давлением и что сутурные швы (по крайней мере в зонах глубокого катагенеза и последующих преобразований) генетически представляют собой швы флюидоразрыва. В такой модели давление вышележащих пород можно сопоставить с предохранительным клапаном парового котла, захлопнувшимся вслед за выходом избыточных флюидов.

Источниками для избыточных флюидов могут оказаться различные процессы. Прежде всего это трансформация смектитов в гидроспуду (или хлорит) на границе между подстадиями среднего и глубокого катагенеза (см. о смектитах в гл.4). Затем это могут быть различные метаморфогенные реакции. Как отмечали исследователи Кольской сверхглубокой скважины А.А.Кременецкий и Л.Н.Овчинников (1986), зона вторичного разуплотнения (с текстурами флюидоразрыва) совпала там с резкой границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями. Объяснялось это тем, что повышение температуры в закрытой системе привело к увеличению флюидного давления по принципу автоклавного эффекта и обусловило протекание реакций дегидратации высоководных минералов (актинолита, хлорита и др.) в исходных зеленосланцевых породах с выделением свободной воды. Их расчеты показали, что на тех глубинах (ниже 4,5 км) для сохранения своего первоначального объема выделившаяся вода должна быть сжата в 1,65 раза, что требует давления 3,0 ГПа. Поскольку последнее достижимо лишь в мантийных условиях (90-100 км), а прочность местных пород существенно ниже (порядка 5-10 МПа), дегидратация неизбежно должна была сопровождаться

микрогидроразрывами, приводившими к увеличению общей глубинной пористости метаспород.

Как видим, фиксация рассмотренных текстур важна для понимания механизма постседиментационных полистадийных процессов.

3.2.2 Текстуры кливажа

Морфология их на уровне оптической микроскопии в терригенных породах подробно описана Н.В.Логвиненко [14] и автором [35], а генезис исследован М.А.Гончаровым (1970), В.А.Галкиным (1988) и И.В.Талицким (1983, 1992). Отметим, что суть новых представлений о данных текстурах состоит в том, что это не продукты простого механического расщепления на плиточки деформируемых в складки пород как представлялось в некоторых пособиях по структурной геологии. В действительности это сложные минеральные преобразования в породе, обусловленные перераспределением вещества флюидами в результате деформаций пород.

В.А. Галкин (1988), исследовав петрохимию данных процессов предложил новую морфологическую классификацию кливажных текстур. Согласно ей *межзерновой кливаж* (в прежних классификациях кливаж течения, разлома, раскола) – это плоскопараллельная микротекстура, образованная чередованием уплотненных тонкодисперсных агрегатов различных слоистых силикатов, рудных минералов, ОВ (кливажных зон) и участков породы, содержащих в себе крупные обломочные зерна с цементом разнообразного минерального состава (микролитоны). Главная его черта – четкая дифференцированность кливажных зон и микролитонов по строению.

Примером служат описанные автором метапесчаники среднего верхнего карбона Северного Верхоянья [35, с.119-121] (рис.10). у них при выключенном анализаторе микроскопа хорошо заметны волнисто-изогнутые или ветвящиеся кливажные зоны, которые заполнены пелитоморфным агрегатом ОВ либо оксидов железа. Поэтому они выглядят как черные или бурые нитевидные полоски. При включении анализатора отчетливо видно, как вдоль этих полосок развиты сростки и скопления чешуек метаморфогенного мусковита с высоким двулучепреломлением ($N_g - N_p = 0,045$). Кливажные зоны изгибаются по простиранию так, что местами соприкасаются или сильно сближаются, а затем удаляются друг от друга на расстояние до 0,3 мм. В результате этого монолитно литифицированная порода становится разделенной на множество микролитонов линзовидной формы, размеры которых 0,2-0,3 и 0,7-1 мм. Совокупность таких микроблоков придает ей в плоскости шлифа чешуевидный облик.

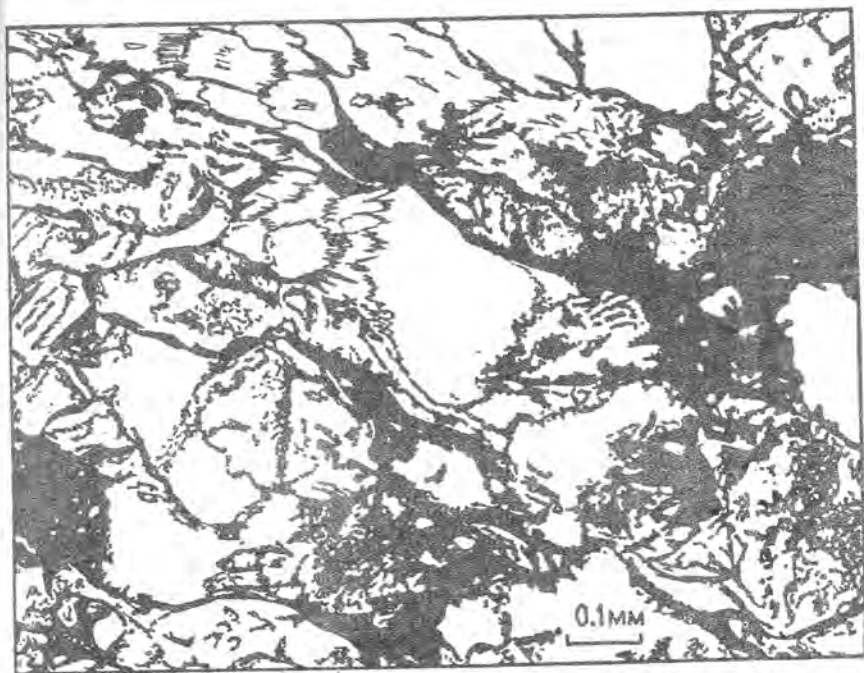


Рис. 10. Зарисовка шлифа кливажированного метапесчанника сетачанской свиты среднего карбона Орулганского хребта (Верхоянье) с отчетливо заметными чешуевидными микролитонами

Между микролитонами отчетливо видны структуры дифференциального скольжения, подчеркнутые изгибающимися и косо направленными поперечными вростками новообразованных слюд. Сами микролитоны представляют собой скопления из нескольких обломочных зерен кварца, реже полевых шпатов, микрокварцитов, промежутки между которыми заполнены аутигенным кварцем и серицитом. Эти зерна в основном сильно регенерированы. Многие из них уплощены в направлении, перпендикулярном к плоскости кливажа, т.е. подвержены интенсивной гравитационной коррозии. На контактах вдавленных друг в друга зерен наблюдаются конформные и инкорпорационные структуры. Наиболее сильной направленной коррозии подвержены обломки кварца, приобретающие вытянутую форму, с однозначной ориентировкой вдоль сланцеватости; в «теневых двориках» кварцевых частиц развиты удлинённые отростки аутигенного кварца вместе с микрочешуйчатым мусковитом, образующие «бородатые»

структуры (см. выше). Это явные признаки перераспределения вещества в породе.

Другой вид – *кливаж плейчатости* (а по прежней терминологии – кливаж скольжения, скальвания) – представляется текстурой, наложенной на предыдущую. Она образована плоскопараллельным расположением в породе зон концентрации слюнистых, глинистых, рудных минералов и ОВ, приуроченных к крыльям микроскладочек более ранней плоскостной текстуры (межзернового кливажа).

Вышеупомянутые микротекстуры бывают тесно связаны с развитием кварцевых прожилков альпийского типа, у которых источником кремнезема являлась сама же толща кливажированных пород.

В.А.Галкин на конкретных объектах доказал, что оба вида кливажа, а также структуры тыльных частей обломочных зерен и включений и минеральные жилы тесно связаны между собой *генетически*. Кливаж – это результат деформации с выносом растворимой (подвижной) компоненты в местах повышенных напряжений. А структуры зон растяжения («бородатые») совместно с минеральными жилами являются результатом деформации с привносом и кристаллизацией вещества. Состав растворенного и кристаллизующегося вещества схож (т.е. отражает единство его источника). Упомянутые минеральные новообразования рассматриваются поэтому как единые структурно-текстурный парагенез.

3.2.3. Кристаллизационная сланцеватость

Это плоскостная микротекстура, образованная параллельно расположенными в породе минеральными зёрнами, удлинёнными или уплощёнными в результате сочетания процессов односторонней коррозии с регенерацией и (или) бластезом. Последние слова следует особо подчеркнуть, потому что известны случаи седиментогенной плоскостной ориентировки изначально «черепитчатых», уплощённых обломков. Такая их ориентировка, внешне напоминающая сланцеватость, к ней не относится, будучи текстурой первичной. Она встречается в песчаных породах, насыщенных терригенными слодами и обломками глинистых или слюнистых сланцев.

Настоящая кристаллизационная сланцеватость развивается начиная со стадии позднего метабенеза. В качестве примера ее можно дать описания автором сланцеватости в слабометаморфизированных алевропелитовых породах карбона Орулганского хребта в Верхоянье [35, с. 122-124]. У этих пород кристаллизационная сланцеватость

наложена на седиментогенную слоистую текстуру (рис. 11). Последняя бывает хорошо заметна в шлифе при выключенном анализаторе, благодаря тому что слои отличаются разным содержанием углеродистого вещества и меняют окраску от почти бесцветной до черной. Кроме того, они отличаются размером частичек кварца, слюд и других минералов. Сланцеватость не всегда совпадает с ориентировкой таких слоев и часто сечет ее под острым углом. Она наиболее отчетливо видна при наблюдениях с включенным анализатором.

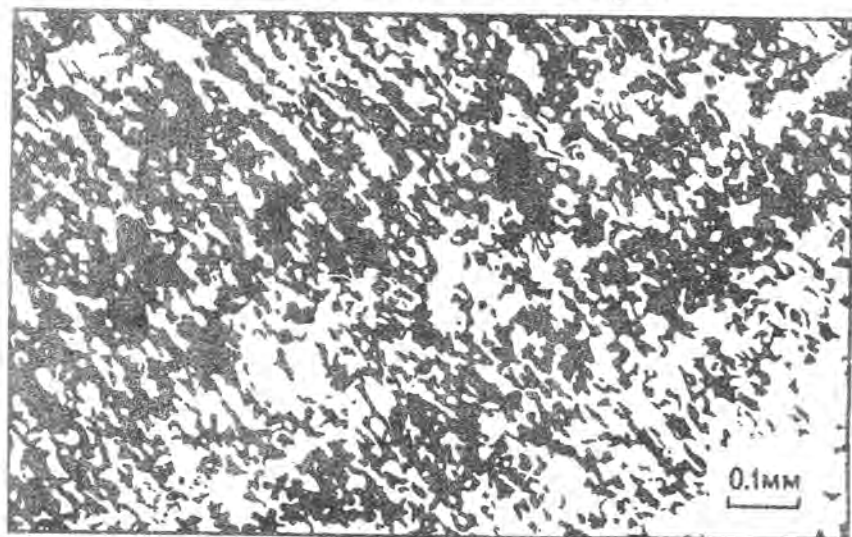


Рис. 11. Кристаллизационная сланцеватость в метаалеврите сетчанской свиты среднего карбона Орулганского хребта, секущая слоистость; последняя вследствие разных концентраций углеродистого вещества имеет вид черно-белых полос; белое - чешуй серицитоподобной слюды и сильнокорродированные линзовидные частицы кварца; зарисовка шлифа, без анализатора, по [35]

Вдоль сланцеватости ориентированы практически все чешуйки новообразованного серицита, так же ориентированы и удлиненные зерна кварца, имеющие линзовидную либо веретеновидную форму. Веретеновидные зерна кварца в основном являются обломочными частями алевритовой фракции, которые претерпели сильное одностороннее растворение под действием стрессовых напряжений. Часть кварца раскристаллизована в «двориках растяжения», что привело к еще большему удлинению описываемых зерен.

В итоге возникли микрогранолепидообластовые агрегаты с реликтами обломочной структуры. На их фоне местами резко выделяются порфириобластические включения овальной формы размером в поперечнике от 0,1 до 0,3 мм, которые раздвигают поверхности

сланцеватости, т.е. являются более поздними образованиями. Их состав бывает разным. Иногда они образованы мусковитом, листочки которого срastaются в лепидообластовый агрегат. Они ориентированы поперек плоскости сланцеватости, а потому в сечении шлифа, сделанном в той же плоскости, этот мусковит имеет низкие, желто-серые цвета интерференции 1-го порядка. В «двориках растяжения» на окраине мусковитовых порфириообласт имеются зубчатые наросты аутигенного кварца. Встречаются также порфириообласты сходной формы, но несколько иного состава. Большая часть их сложена полупрозрачным красно-бурым пелитоморфным агрегатом гидроксида железа, в центре - с включениями мельчайших чешуек мусковита совместно с кварцем. Так или иначе, породы приобретают явно метаморфогенный облик, хотя невооруженным глазом еще очень хорошо заметным остается ее обломочное строение и легко определяется принадлежность ее к тому или иному гранулометрическому классу.

Текстуры кристаллизационной сланцеватости легко отличимы от слоистых при наблюдении в шлифе, а также макроскопически в случаях с частой перемежаемостью разнообразных литотипов. В пачках же пород монотонного состава (в особенности глинистых) эту текстуру могут быть ошибочно приняты одна за другую, если пренебречь петрографическими и стадийными наблюдениями над развитием минеральных новообразований.

3.3 Морфология конкреционных включений

Конкреции могут формироваться на различных стадиях: синхронно процессу седиментации (железомарганцевые желваки на океанском дне), а также при диагенезе и катагенезе пород. Различить их в ископаемом состоянии, уточнить время и этапы формирования помогают наблюдения над их взаимоотношениями с текстурными элементами вмещающей породы, прежде всего с ее слоями.

Чаще всего в древних осадочных отложениях наблюдаются следующие формы соотношений между конкрециями и слоистостью: 1) конкреция как бы раздвигает слои, будучи облегаема ими с обеих сторон; 2) к конкреции прислоняются боковые слои; 3) слои простираются сквозь конкреционное тело без какого-либо искривления их; 4) конкреция своей формой отчасти приспосабливается к простираанию отдельных межслоевых границ и при этом пересекается другими слоями; 5) соотношения неясны в случае беспорядочной текстуры конкрецневместителя. В этот перечень не включены переотложенные

(«перемытые») конкреции, накапливаемые по законам механической дифференциации как всякие аллотигенные компоненты – гальки или валуны, а также остаточные продукты генетических типов «горизонтов конденсации» на морском дне (по [30]), где осадки, вмещавшие конкреции, были вымыты донными течениями.

Рассматриваются только аутигенные образования. Из них первые два вида представляют собой самые ранние по времени их зарождения. Они в деталях охарактеризованы Ю.О.Гавриловым [1] на примерах карбонатных стяжений из чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья. Овальная и шаровидная форма указывает на образование их в обводненном, неуплотненном осадке (рис. 12). Формирование конкреций на различных этапах стадии диагенеза отражено в их взаимоотношении со вмещающей глиной. Ее слои облекают кальцитовые стяжения, значительно изгибаясь. Часть слоев прослеживается внутри такого стяжения, давая возможность наблюдать первоначальную текстуру осадка, «запечатанную» карбонатным веществом (см. рис. 12). Изгиб слоев около уплотненных сидеритовых конкреций незначителен, слоистость в них прослеживается плохо. Зональные стяжения в этом отношении занимают промежуточное положение.

Огибание конкреций слоями вмещающих пород возникло в процессе уплотнения глин. Карбонатное вещество плотно цементировало отдельные участки осадка, которые в последующем уже не изменяли своего объема, в то время как глина постепенно уплотнялась. Разница во времени образования кальцитовых (более ранних) и сидеритовых конкреций привела к различию в их взаимоотношениях с вмещающей породой.

Огибание диагенетических конкреций слоями глин учитывалось при количественной оценке сокращения мощности осадков в процессе их литификации [1, 5] расчетом коэффициента усадки K_y : отношения наибольшего расстояния между огибающими стяжениями слоями к расстоянию между ними на некотором удалении от стяжения. Так, в частности, для среднемоценовых глин, вмещающих сидеритовые конкреции, величина определенного Ю.О.Гавриловым K_y колебалась от 1,4 до 2,5. Он считал это отражением суммарного уплотнения, произошедшего в позднем диагенезе – начальном катагенезе (основная часть уплотнения относится к диагенезу).

В результате наблюдения над изменениями форм конкреций и их соотношений со слоями сверху вниз по разрезу Ю.О.Гаврилов пришел также к выводу о том, что возникали различия в сокращениях мощностей пластов разного литологического состава. Они приводили к разнице давлений между захороненными в них водами, что обусловило

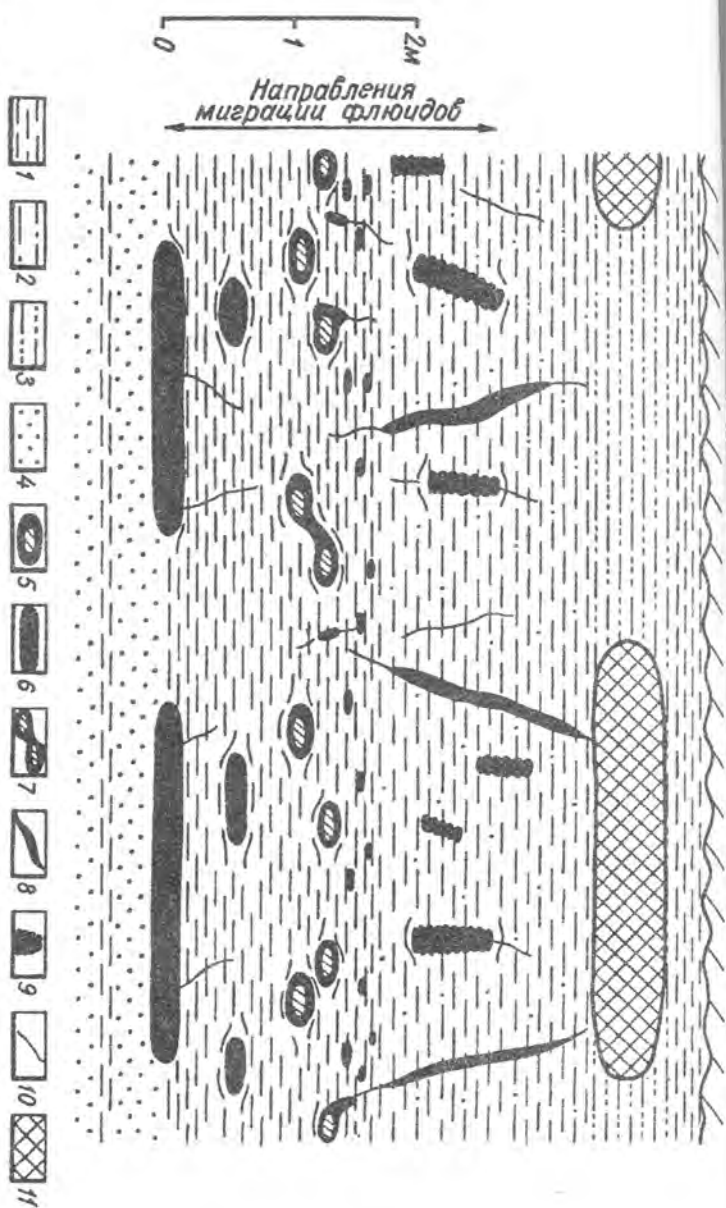


Рис. 13. Зарисовка обнажения с пирамидальными конкрециями и карбонатными дайками, сложенная Ю.О.Гавриловым:
 1 – глина; 2 – алевролитистая глина; 3 – алевролитистый, мелкозернистый песок; 4 – кварцевый песок; 5 – зональные конкреции;
 6 – сидеритовые конкреции; 7 – сростки зональных конкреций, возникшие вдоль трещин; 8 – карбонатные дайки; 9 –
 пирамидальные конкреции; 10 – трещинки в глинах и алевролитистых глинах; 11 – доломитовые линзы

частичную миграцию последних из одних пластов в другие.

Отражением этого процесса миграции вод явилось образование субвертикальных карбонатных стяжений, в частности карбонатных конкреций пирамидальной формы и дайкоподобных тел (рис. 13). Пирамидальные конкреции состоят из нескольких лепешковидных тел диаметром 2–25 см, высотой от 15 см до 1 м, как бы положенных друг на друга. У них можно проследить трещинку, цементированную карбонатом конкреции и проходящую через ее центр, где трещинка раскрывается, образуя каналчик. Другая разновидность субвертикальных стяжений напоминает нептунические дайки высотой 1,5 м, толщиной 15 см, с которыми их роднит прослеживающаяся по центру трещинка (1–2 см), заполненная песчано-алевритовым материалом. Карбонат, слагающий дайку, цементирует как трещинку с песком, так и прилегающую глину. Сверху и снизу субвертикальные стяжения слабо облекаются глиной, что указывает на образование их до полного уплотнения вмещающих пород.

На этом примере видно, как наблюдения над морфологией конкреций и соотношениями их со слоистостью помогают реконструировать динамику процессов литогенеза. Добавив к этому данные петрографических и геохимических анализов, можно получить цельную картину преобразований вещественного состава исследуемых отложений.

Конкреции последиагенетического генезиса характеризуются несогласием своих контактов с плоскостями наложения, хотя и здесь имеет место частично приспособление их формы к последним. Так, если слои проходят сквозь конкреционное тело без отклонения, то для краевой части этого тела иногда характерна ступенчатость, объясняемая разной проницаемостью слоев для миграции пластовых вод. Если какой-либо слой по своим физико-минералогическим свойствам служил водоупором, то конкреция может как бы «лежать» на нем, срезаться им, но пересекаться остальными слоями.

Вышеупомянутые виды раннекатагенетических кальцитовых конкреций были детально описаны Г.Ф.Крашенинниковым и автором в песчанках нижнего мела Приверхоянского краевого прогиба на р. Лена [35, с. 159–166].

Относительно конкреционного анализа существует специальная литература. Это в первую очередь работы А.В.Македонова (1955, 1966, 1976) и П.В.Зарицкого [5], а также [1, 2, 15, 21, 25].

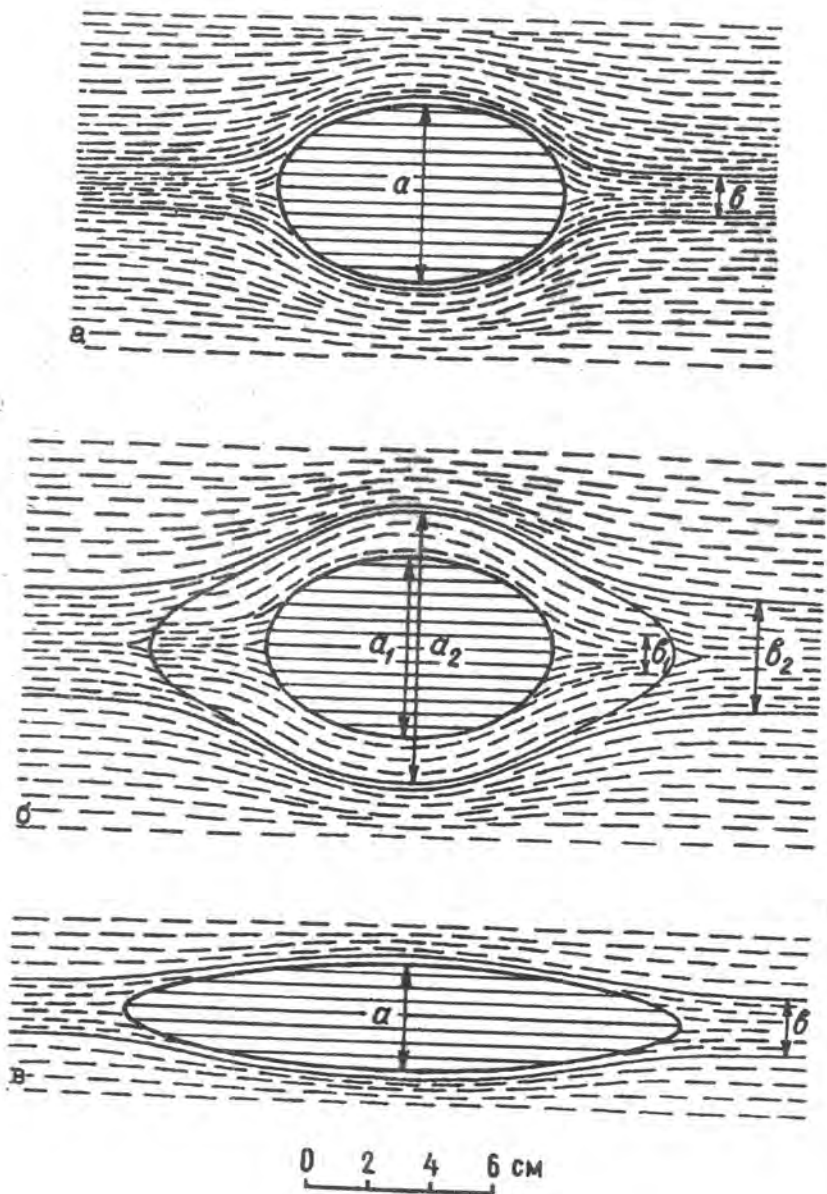


Рис. 12. Взаимоотношение диагенетических коррекций со слоистостью (по [1]) и схема вычисления коэффициентов усадки $K_Y = \frac{a}{б}$; a - кальцитовая коррекция; $б$ - зональная коррекция с кальцитовым ядром и сидеритовой внешней зоной ($K_Y = \frac{a_1}{б_1}$, $K_Y = \frac{a_2}{б_2}$); $в$ - сидеритовая конкреция

СТАДИАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Исследованию минеральных сообществ в данном аспекте положил начало Л.В.Пустовалов, который в первой части своего учебника выделил раздел под названием «История главных первичных минералов в зоне осадкообразования» [24, ч. 1, с. 134-149]. Там были кратко рассмотрены преобразования минералов каолинового ряда, мета- и ортосиликатов, кварца, окислов железа, карбонатов, галонидных соединений и др. В дальнейшем он продолжал уделять большое внимание многочисленным аутигенным образованиям в литогенезе [25]. Его ученики развили эти идеи, создав научное направление, названное ими *геоминералогией*, или *генетической минералогией осадочных образований континентов и океанов* (термин, предложенный А.Г.Коссовской [10]). Это наука о формировании, существовании и преобразовании стадийальных минеральных парагенезов и свойственных осадочным образованиям [10, с. 118].

Исследование минеральных парагенезов (а не только обособленных компонентов), выполненное на фоне литолого-фациальных и формационных построений, раскрывающих историю возникновения и развития осадочного бассейна в целом, т.е. сочетание детального генетического анализа с региональным синтезом многочисленных фактов об объекте исследования; подход к нему как к единой системе, в которой все элементы взаимосвязаны и все процессы взаимообусловлены – вот сущность данного учения. Именно в таких аспектах были написаны монографии В.А.Дрица, А.Г.Коссовской, В.Д.Шутова, В.И.Копорулина, В.И.Муравьева, И.М.Симановича, Р.М.Юрковой, автора и других литологов [3, 4, 7, 26, 27, 33-35]. Здесь

же мы кратко раскроем лишь отдельные стороны геоминералогических исследований, покажем их принципиально важное значение на заведомо несколько упрощенной основе.

Рассматривая главнейшие минералы в осадочном процессе, обладающие неодинаковой устойчивостью по отношению к воздействиям внешней среды и по-разному реагирующие на эти воздействия характером строения своих кристаллических решеток, А.Г.Коссовская предложила разделить их на следующие категории: *минералы-доноры*, *минералы-приспособленцы*, *минералы-свидетели* изменений среды [10]. К первым были отнесены неустойчивые в воздействию органических кислот и других соединений, попавшие в осадок из магматических или глубокометаморфизованных пород оливины, пироксены, амфиболы, основные (существенно кальциевые) плагиоклазы, гранаты и др. Интенсивное их корродирование приводит к высвобождению больших масс кремнезема, глинозема, железа, магния и кальция, идущих на «построение» новых - аутигенных минеральных видов.

К минералам-свидетелям, напротив, относятся более устойчивые виды. Это кварц, кислые (существенно натриевые) плагиоклазы, отчасти калишпаты и мусковит, циркон, рутил, турмалин, сфен и др.

Минералы-приспособленцы - в основном осадочные образования, очень чутко реагирующие на малейшие изменения температуры, давления, рН или Eh окружающих растворов определенными изменениями характера строения своей кристаллической решетки, вплоть до трансформации их в новый минеральный вид. Сюда относятся прежде всего глинистые минералы, а также цеолиты. К той же группе тяготеют карбонатные, сульфатные и галондные минералы.

Бывает так, что различные, улавливаемые только прецизионными методами, особенности кристаллической решетки одного и того же минерала (проявления полиморфизма, различных деформаций решетки, примесей и др.) как бы хранят в «памяти» информацию о разных условиях генезиса и постседиментационных преобразований осадков. Такую ценную информацию надо уметь извлечь. Для того чтобы дать представление о том, как это делается, выборочно охарактеризуем отдельные минералы, принадлежащие к каждой из вышеназванных групп, начиная с одного из самых распространенных в осадочных горных породах - кварца.

4.1 Кварц

Кварц как индикатор процессов седиментогенеза и литогенеза обстоятельнее всего описан И.М.Симанович [27]. Он подчеркивает,

что этот минерал является одним из самых устойчивых к разрушению в осадочном процессе; выдерживает неоднократные переотложения и в соответствующих условиях нередко становится главным минералом песчаных пород. Но несмотря на устойчивость, внутренняя его структура претерпевает в процессе литогенеза определенные преобразования. Учитывая их, исследователь с помощью наблюдений шлифов в поляризационном микроскопе может узнать многое о предыстории этого минерала и о стадийности постседиментационных преобразований породы, в составе которой кварц находится.

Песчаным обломочным зернам кварца, прошедшим через стадию катагенеза, свойственны две наиболее широко распространенные и генетически взаимосвязанные формы преобразования: гравитационная коррозия и регенерация. Первая из них легко опознается в шлифе благодаря конформным (выпукло-вогнутым), микростилолитовым (равномерно-пильчатым) или инкорпорационным (зубчато-клиновидным) границам между плотно прижатыми друг к другу обломочными зернами (рис. 14, 15, см. рис. 4). Растворение кварца требует не только давления, но и температурной активации, а потому массовое появление вышеупомянутых вторичных структур в породе считается одним из типичных признаков глубинно-катагенетической подстадии [34].

Такие преобразования, как правило, сопровождаются регенерацией части кварцевых зерен, обрастающих сплошной или прерывистой каймой, или отдельными, заполнившими межзерновые промежутки «пламеневидными» отростками, цементирующими соседние обломочные зерна (см. рис. 2, в, г; 4, 5). Регенерации обычно подвергаются обломки более мелких размеров (не испытывавшие сильного давления, действующего в первую очередь на крупные зерна в случае их плотной упаковки). Но нередко случается так, что одно и то же обломочное зерно одновременно растворяется под давлением с одной стороны и регенерируется — с другой (перпендикулярной вектору давления). Все это дает основание считать, что растворенная кремнекислота была переотложена тут же, в поровых пространствах.

Массовые конформно-регенерационные или инкорпорационно-регенерационные структурно-минеральные новообразования принадлежат к числу важных и легко опознаваемых индикаторов глубокого катагенетического преобразования исследуемой породы. Однако делать выводы из этого, казалось бы, явного критерия надо с осторожностью, обязательно сверяя их с другими критериями.

Осторожность необходима прежде всего там, где мы видим массовую регенерацию обломочных зерен без признаков их растворения

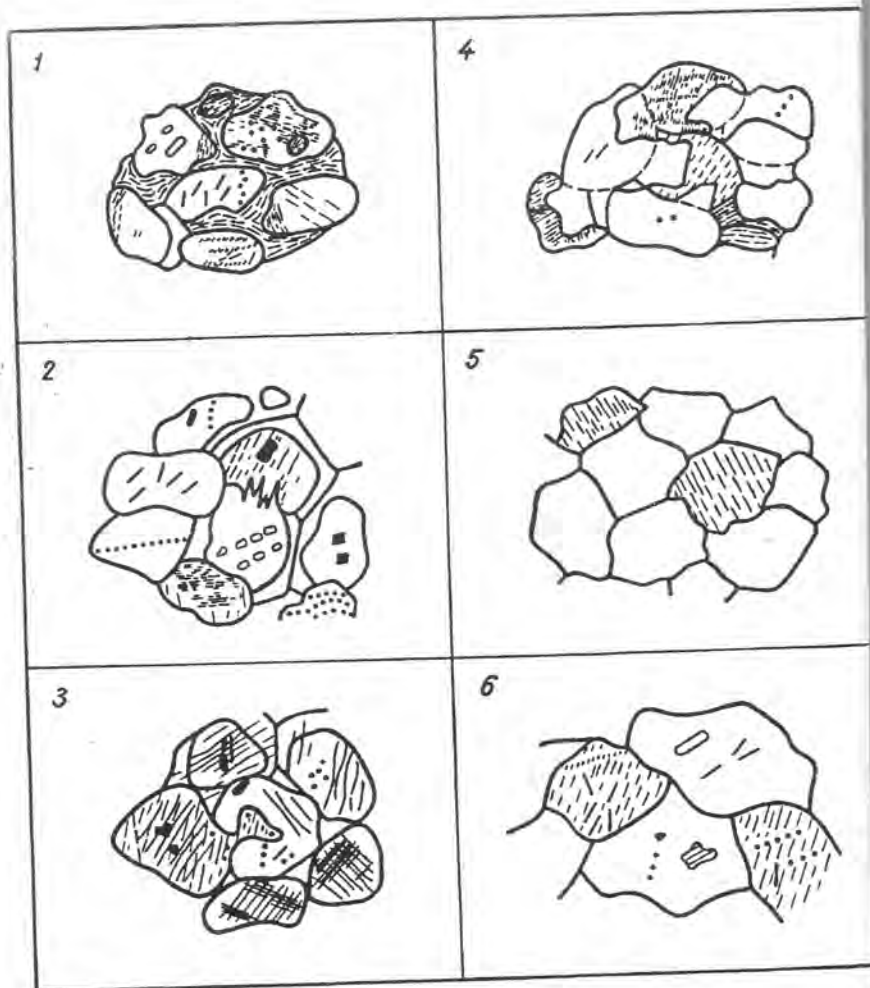


Рис. 14. Прогрессивный ряд структур кварцевых песчаных пород и эволюция внутреннего строения обломочного кварца, по И.М.Симановичу и В.А.Кудрявцеву:

1 – обломочная структура, в кварце – первичные включения (начальный эпигенез); 2 – структуры растворения под давлением, регенерация кварца (глубинный эпигенез); 3 – пластическая деформация кварца и начальный рекристаллизационный бластез (ранний метагенез); 4 – метаморфизм (отжиг кварца, рекристаллизационный бластез (поздний метагенез); 5 – полнообластические структуры, кварц метаморфизован, включения в нем практически отсутствуют (метаморфизм средних ступеней); 6 – полнообластические структуры, в кварце появляются включения метаморфогенных минералов (метаморфизм высоких ступеней)

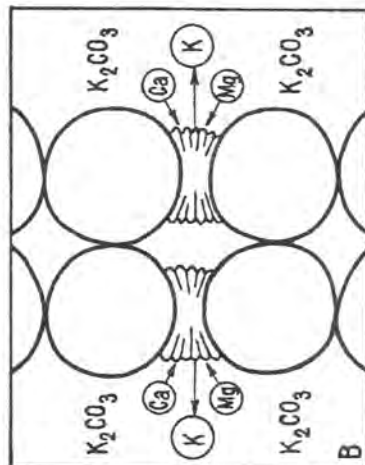
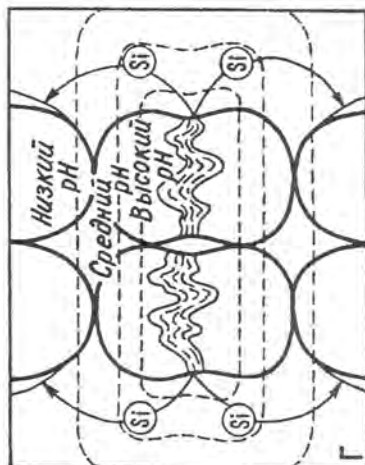
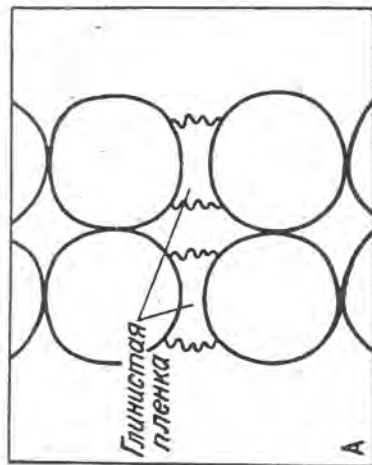
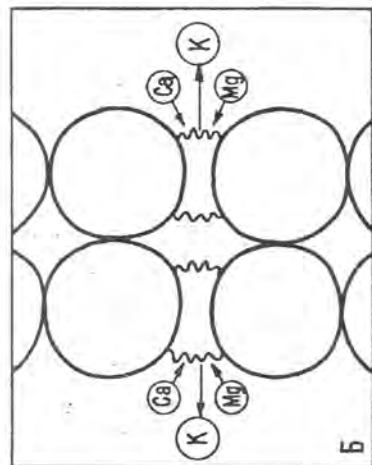


Рис. 15. Схема стадий формирования (А - Г) структур гравитационной коррозии на контактах кварцевых песчинок (кружки) и частичной их регенерации, активизируемых реакциями обмена катионов в межзерновых глинистых пленках по мере роста давления (по [2, с. 76])

под давлением. Известны случаи (описанные, например, В.И.Муравьевым [21]) возникновения регенерационных кварцевых цементов без достаточного уплотнения породы на стадиях начального катагенеза и иногда даже диагенеза. Это объясняется тем, что для массовой регенерации необходимы два главных условия: достаточное количество «зародышей» (в данном случае – кластогенных кварцевых частиц) и перенасыщенность кремнеземом растворов, заполнивших поровые промежутки между ними. И если оба эти условия будут обеспечены до наступления глубинно-катагенетической стадии, регенерация кварца будет ей предшествовать. А обеспечиваются они в изначально насыщенных кремнеземом отложениях, таких, например, как толщи трепелов и опок с подчиненными им глинистыми и песчаными прослоями в составе платформенного осадочного чехла [21]. В данном случае вода, проникающая в поры песчаных отложений через соседние слои трепелов и опок, насыщалась достаточным количеством «строительного материала», необходимого для массового формирования регенерационных кварцевых оторочек на самых ранних этапах литогенеза.

Другим источником SiO_2 , способствующим регенерации терригенного кварца на стадии среднего (но не позднего) катагенеза, могут быть массовые трансформации монтмориллонита в гидроспуду в чередующихся с песчаниками пластах глинистых пород.

Пессимистическое, с первого взгляда, заключение о «сквозном» прохождении через стадии диагенеза и катагенеза явлений регенерации обломочного кварца вовсе не умаляет значения наблюдений за этим явлением в ходе стадийных исследований. Во-первых, прибегнув к электронно-микроскопическим наблюдениям, можно обнаружить признаки отличия диагенетических регенерационных каемок кварца от более поздних образований. Во-вторых, оценить время начала регенерации помогают наблюдения над комплексом стадийных изменений других минеральных компонентов.

Сравнивая регенерационный цемент ранних и поздних стадий литогенеза, В.И.Муравьев [21] заметил, что в первом из них между кварцевым зерном и окружающей его оторочкой видна четкая световая полоска Бекке при выключенном анализаторе поляризационного микроскопа. Казалось бы, так не должно быть, потому что данная полоска появляется на границе двух сред с разными показателями преломления. И ее не видно на границах между регенерационным и обломочным кварцем в породах, измененных при глубоком катагенезе. Но здесь, напротив, при максимальном увеличении обнаруживалась не только яркая полоска, но и ее раздвоение при поднятии тубуса на две полоски, смещаемые в противоположных направлениях (одна в

сторону обломка, другая – к периферии каемки). Это можно было объяснить только тем, что между обломком и каймой заключено какое-то вещество с очень низким показателем преломления. Таким веществом, как показали электронно-микроскопические наблюдения, оказался опал, имеющий ясно выраженную глобулярную коллоидную структуру. Он образует внутреннюю часть пленки, а по направлению к внешней стороне сменяется кристалликами кристобалита. На последний нарастает аутигенный кварц с сохранением оптической ориентировки обломочного зерна. Таким образом, здесь проявлен «эффект дальнего действия» кристаллической структуры ядра на новообразованную часть кристалла [27, с. 44].

В катагенетически измененных песчаных породах внутренняя граница кварцевых регенерационных каемок выглядит иначе. Она прослеживается в шлифах цепочками микроскопических включений минералообразующей среды (при небольших увеличениях в виде точек или штриховатых непрозрачных пятнышек). Включения эти диагностируются при предельном увеличении оптического микроскопа по значительно меньшему по сравнению с кварцем показателю преломления. Обломочное ядро от аутигенного кварца часто отделяется каймой, состоящей из инородных минеральных включений. Так, в шокшинских кварцитопесчаниках (Симанович, 1966) они были представлены окислами железа и глинистыми минералами. Включений между обломочным ядром и регенерационной каймой может и не быть, и тогда обломочные контуры регенерированных кварцевых зерен неразличимы с помощью поляризационного микроскопа.

Помимо вышеописанных типоморфных признаков еще большее значение имеет анализ парагенезов постседиментационных минеральных и структурных новообразований. Парагенез структур гравитационной коррозии обломочных зерен и регенерации служит достаточно надежным признаком позднекатагенетического генезиса последних.

Преобразования кварца еще более информативны для выявления границы между катагенетической и послекатагенетической (метагенетической или раннеметаморфической) стадиями литогенеза. Сильная термальная активация, характеризующая метагенез (начальный метаморфизм), порождает необратимые изменения в кварце, при которых исчезает большинство признаков, приобретенных этим минералом на предыдущих стадиях катагенеза. Прежде всего у кварца кластогенного вместе с аутигенным появляются явные признаки пластической деформации и начальный рекристаллизационный бластез, наложенный на позднекатагенетические конформно-регенерационные структуры. Бластез кварца относительно легко выявляется даже при

средних увеличениях обычного поляризационного микроскопа (см. рис. 1, з, д; 2, з; 4, 14).

Это явление на начальных этапах метазенеза затрагивает в основном периферические участки обломочных зерен и регенерационные кварцевые каемки. Сущность процесса сводится к бластическому замещению кварца кварцем, осуществляющемуся в результате движения границ зерен [27, с. 68]. Это можно увидеть при скрещении николей. В таком случае граница между минеральными агрегатами, имеющими вследствие разных оптических ориентировок разную тональность интерференционной серой окраски, далеко не везде совпадает с изначальными (конформными и инкорпорационно-регенерационными) контурами раздела песчаных зерен, хорошо заметными при включенном анализаторе. Происходит частичный переход оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое, соседнее зерно, совершающийся иногда даже через более раннюю регенерационную кайму между ними. При переменном включении и выключении анализатора представляется, что отдельные кварцевые ядра как бы увеличиваются в размерах, поглощая часть площади своего соседа, которая приобретает одинаковую с этим ядром оптическую ориентировку, «погасая» и «просветляясь» вместе с ним по мере вращения столика микроскопа (см. рис. 14; 1, з; 4).

Причем, если на границах между изначальными зернами были пузырьки жидкости или же мельчайшие примазки глинистого вещества, то они совершенно не препятствуют диффузной миграции границ в процессе рекристаллизации кварца. И.М.Симанович подчеркивает, что для подобного перемещения большеугольных границ минерала требуется энергия активации. Причиной их движения являются внутренние напряжения в зернах кварца или внешне приложенные напряжения (стресс), или стремление к уменьшению свободной энергии самих границ зерен. «В метазенетически измененных кварцито-песчаниках обычно наблюдается лишь редкое осложнение эпизенетических структур рекристаллизационными контактами. С повышением температуры начинает двигаться большая часть границ кварцевых зерен; миграция их происходит гораздо глубже - иногда соседние зерна целиком поглощаются мигрирующей границей. Так формируются granoобластические (гранобластовые) структуры...» [27, с. 70]. А в динамически активной зоне метазенеза рекристаллизационные контакты бывают осложнены грануляцией - развитием на участках контакта разноориентированных мельчайших кварцевых индивидов, угасающих в «шахматном порядке» (см. рис. 1, д; 14). Такие структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза отличны от упоминавшихся выше инкорпорационных

катагенетических структур кажущейся «неразъемностью» контактирующих агрегатов зерен в первом случае.

Помимо структур бластеза, признаком завершения стадии катагенеза являются пластическая деформация, структуры дифференциального скольжения и начало «метаморфизма» (самочищения) терригенного кварца.

Одним из легко наблюдаемых явлений пластической деформации являются так называемые «полоски Бема» – плоскости, ограничивающие деформационные пластинки в кварце, переполненные мельчайшими жидкими включениями, из-за чего они имеют вид бурых нитевидных образований и при малых увеличениях напоминают трещинки спайности, но, как правило, они имеют слегка изогнутые контуры (см. рис. 2, г). Такие образования подробно охарактеризованы в работе [27] в шокшинских кварцито-песчаниках протерозоя Карелии.

Важно напомнить, что само по себе обнаружение полосок Бема внутри обломочного зерна еще не говорит о глубоких динамотермальных преобразованиях всей породы в целом. Зерно может быть переотложено из более древней, претерпевшей начальный метаморфизм породы. Важно, чтобы эти полоски пересекали регенерационные каймы кварца - тогда уже ясно, что они возникли на более поздней стадии интенсивных преобразований в породе. Формирование полосок – это важный шаг к самоочищению кварца от имевшихся в нем примесей (метаморфизма кварца, по И.М.Симановичу), которые полностью удаляются на этапе зеленосланцевого метаморфизма, а при еще более глубоком метаморфизме вместо них в «чистом» кварце появляются совершенно новые включения.

Структуры дифференциального скольжения (см. гл. 3) также относятся к проявлениям пластической деформации кварца. Скольжение по границам зерен нередко ассоциирует с деформационным пластинкованием и другими проявлениями пластической деформации, развиваются на стадии метакатагенеза и искажаются последующим более сильным метаморфизмом пород.

Итак, преобразования кварца дают важную информацию о конечных этапах катагенеза и о переходе к более напряженным термобарическим условиям новой стадии, выделяемой многими литологами под названием метакатагенеза, другими – относимой к началу метаморфических изменений осадочной породы.

Кратко рассмотренные нами стадийные преобразования кварца представляют интерес не только применительно к познанию этапности процессов литогенеза. Полезно также знать, до какой стадии измененности этого минерала возможно использование его

типоморфных признаков для палеогеографических построений. Таковыми признаками служат: характер включений минералообразующей среды, состав минеральных вростков, морфологические разновидности дефектов кристаллической решетки, способы двойникования и др. Как показано в [27], они неодинаковы у кварца разного генезиса. И.М.Симанович разработал специальную методику статистических подсчетов данных признаков посредством наблюдений их в шлифах (желательно просматривать не менее 300 кварцевых зерен на каждый шлиф). По ним удастся четко различать минералы из пород: метаморфических, древних и молодых гранитоидных, кислых эффузивных, жильных и осадочных. Этим способом можно реконструировать состав питающих провинций и направления привноса терригенного вещества в палеобассейн седиментации, не прибегая к трудоемким исследованиям многих аксессуарных минералов так называемой «тяжелой фракции».

Метод, разработанный И.М.Симановичем, удобен для исследования отложений мономинерального состава. Однако он имеет вполне определенные ограничения: применим только до вхождения пород в стадию метagenеза. Это связано с тем, что на упомянутой стадии (в особенности на ее поздней подстадии) происходит процесс самоочищения кварца, при котором большинство первичных признаков утрачиваются, заменяясь вторичными (см. выше).

4.2. Глинистые минералы

Выявить стадийные преобразования глинистых минералов намного сложнее, чем у большинства остальных из-за очень малых размеров. В то же время игнорировать их недопустимо, так как эти минералы принадлежат к наиболее распространенным компонентам осадочных пород. Кроме того, как теперь выяснено, они являются особенно чувствительными индикаторами условий седименто- и литогенеза. Такие их свойства, как изоморфизм, политипия и другие особенности состава и строения кристаллических решеток содержат в себе ценнейшую стадийную информацию. Но извлечь ее практически невозможно, если прибегать к одним только методам оптической микроскопии и не сочетать их с тонкими (прецизионными) физическими и химическими исследованиями. Здесь необходимо выполнять комплекс наблюдений на кристаллохимическом и даже молекулярном уровнях (рентгенографические, электроннографические и др.). Подробнее о

том, как это делается и как интерпретируются получаемые результаты, можно узнать из книг [3, 4, 10].

Минералы группы смектитов особенно интересны тем, что характеризуются легкостью трансформаций, неопределенностью и эфемерностью кристаллической структуры, чутко реагирующей на малейшие изменения окружающей среды. «... Они часто являются той первичной кристаллической фазой, с преобразованием которой начинается история возникновения целой группы породообразующих минералов» [3, с.19].

Смектиты почти вездесущи в осадочном чехле континентов и океанов. Они представлены множеством разновидностей, отличающихся друг от друга формульным составом и деталями структурно-кристаллохимических характеристик. Полная сводка о них и кристаллохимическая классификация содержатся в монографии В.А.Дрица и А.Г.Коссовской [3], краткая информация из которой дается ниже.

Как известно, общим свойством для этой группы минералов является их способность к внутрикристаллическому набуханию при смачивании. Молекулы воды совместно с обменными катионами способны легко проникать в межслоевые промежутки кристаллической решетки смектитов, раздвигая при этом пакеты силикатных слоев, которые не имеют между собой столь прочных связей, какие

свойственны прочим глинистым минералам (рис. 16).

Каждый пакет силикатных слоев состоит из комбинации двух тетраэдрических решеток и одной промежуточной между ними октаэдрической. У каждой из них в вершинах находятся общие с соседними сетками анионы кислорода или гидроксильной группы. Внутри тетраэдров располагается по одному катиону кремния (местами изоморфно замещаемого алюминием). Внутри октаэдра может находиться катион алюминия либо 3-валентного железа. В данном случае электрические заряды сетки сбалансированы при условии

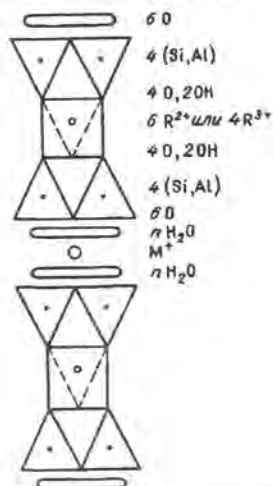


Рис. 16. Распределение анионов (полые кружки), катионов (черные), и межслоевой воды (вытянутые овалы) в элементарной ячейке смектита (по [3])

«заселения» катионами только двух октаэдрических позиций из трех возможных (каждый третий октаэдр остается без катиона). Такая группа минералов называется *диоктаэдрическими*. Если же октаэдрические сетки заполнены 2-валентными катионами, в основном магния или железа, то эти минералы называются *триоктаэдрическими*.

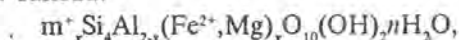
Разделение на ди- и триоктаэдрические разности свойственно не только смектитам, но любым слоистым силикатам с трехслойным строением кристаллической решетки, по типу 2:1 (с двумя тетраэдрическими слоями и промежуточным октаэдрическим).

Что касается смектитов, то в осадочных отложениях господствуют их диоктаэдрические разности. Триоктаэдрические смектиты до недавнего времени к породообразующим не относились, но недавние сведения заставили пересмотреть это мнение. Оказалось, они широко развиты в продуктах гидротермально-гальмиролитического преобразования базальтоидов океанского дна. 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 (см. там же). Таким образом, эти минералы полигенетичны.

Диоктаэдрические смектиты еще более полигенетичны. Их можно встретить в корях выветривания, в почвах, в осадках озер, морей, океанов и среди продуктов наземных и подводных гидротерм. Обобщив все это, В.А.Дриц и А.Г.Коссовская пришли к заключению, что для материковых блоков земной коры наиболее характерны Al и Al-Fe-смектиты; для пелагиали осадочного слоя океанов Fe³⁺-Al-смектиты (формирование которых связывается с разложением базальтовой кластики); для металлоносных осадков рифтовых областей морей и океанов - нонтрониты, или высокожелезистые Fe³⁺-смектиты.

Предложенная ими кристаллохимическая классификация смектитов основана на двух параметрах: величине слоевого заряда и степени железистости.

Прежде, чем выяснить это, напомним, что в составе диоктаэдрических разностей смектитов выделяются: собственно монтмориillonиты, бейделлиты и нонтрониты. Обобщенная формула монтмориillonита такова:

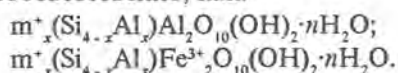


где m одновалентные катионы.

Из этой формулы следует, что все тетраэдры заселены кремнием, а в октаэдрах часть трехвалентного алюминия изоморфно замещается двухвалентными катионами железа либо магния. Следовательно нарушается баланс кристаллических зарядов (он уравнивается

обменным межслоевым катионом M^+) и отрицательный заряд при этом сосредоточен в октаэдрических сетках.

В отличие от монтмориллонита, в бейделлите и нонтроните отрицательные заряды сосредоточены в тетраэдрических сетках вследствие частичных замещений четырехвалентного кремнезема на трехвалентных алюминий. Их формулы в идеализированном виде представляются, соответственно, как:



Все вышеперечисленные минералы подразделяются на две группы: низко- и высокозарядные, при этом в названиях оговариваются только высокозарядные разновидности (у которых общий слоевой заряд на половину ячейки превышает 0,5 валентных единиц), например, «высокозарядный монтмориллонит».

Другим классификационным параметром принята степень железистости z , равная содержанию Fe^{3+} в октаэдрических позициях кристаллической структуры. В зависимости от этой величины все диоктаэдрические смектиты разделены также на две большие группы: монтмориллониты и бейделлиты, с одной стороны (у них $z < 1,2$) и нонтрониты - с другой ($z > 1,5$). В свою очередь, группа монтмориллонитов и бейделлитов разбивается на три подгруппы: алюминиевую ($z < 0,25$), алюминий-железистую ($0,25 < z < 0,5$) и железисто-алюминиевую, или высокожелезистую ($0,5 < z < 1,0$). Представителей первой группы предложено именовать собственно монтмориллонитами и бейделлитами, представителей второй - Al- Fe^{3+} - монтмориллонитами, третьей - Fe^{3+} -Al-монтмориллонитами, и Fe^{3+} -Al-бейделлитами.

Нонтронитовые минералы в отличие от предыдущих бедны октаэдрическими катионами алюминия. Поэтому среди них были выделены подгруппы, в первую очередь, в зависимости от величин общего слоевого заряда. В случаях, когда последний локализован в октаэдрах, соответствующие разновидности предлагалось именовать: тетракремнийнонтронит или высокозарядный тетракремнийнонтронит (железистые аналоги монтмориллонитов и высокозарядных монтмориллонитов). Если заряд концентрировался в тетраэдрах в результате замещения Si на Al, выделялись собственно нонтрониты (железистые аналоги бейделлитов). Если же тетраэдрический заряд обусловлен замещением Si на Fe^{3+} , то такая разность именуется тетраферринонтронитом [3, табл. 6, с.27].

Оказалось, что все кратко перечисленные разновидности смектитов в современных осадках подчиняются определенному фациальному контролю. Прежде всего, состав их октаэдрических

катионов во многом определяется составом исходной породы или исходного минерала-донора. Так, по данным книги [3, табл. 14, с. 63] приводятся пересчеты формул смектитов, возникших за счет разных минералов в коре выветривания докембрийских гнейсов острова Ольхона на Байкале. Оказалось, что в совершенно одинаковых условиях плагиоклазы были замещены монтмориллонитом, а амфиболы - тетраферринонтронитом. Наследование кристаллохимическими характеристиками смектитов состава материнских пород давалось на примере профилей выветривания тропических почв Африки (см. там же) по граниту развивался смектит $(\text{Si}_{3,59}\text{Al}_{0,42})(\text{Al}_{1,33}\text{Fe}^{3+}_{0,49}\text{Mg}_{0,21})$, а за счет базальта - $(\text{Si}_{3,11}\text{Al}_{0,89})(\text{Al}_{0,95}\text{Fe}^{3+}_{0,81}\text{Mg}_{0,28})$.

Другая важная закономерность состоит в том, что распределение и величина заряда 2:1 слоев в структуре минерала зависит от pH среды и температуры их образования.

Все смектиты (будучи в этом отношении антагонистами минералов каолинитовой группы) предпочитают для своего формирования щелочную среду, но величина щелочности, благоприятная для вышеупомянутых разновидностей, неодинакова. Монтмориллониты, содержащие в своих тетраэдрах исключительно катионы Si, формировались в условиях относительно более приближенных к кислым, сравнительно с прочими смектитами. В качестве примера А.Г.Коссовской приводятся монтмориллонитовые глины мезозойской угленосной толщи Якутии [8] и из геотермального месторождения Камчатки, где они тесно ассоциировали с каолиновыми глинами. В каждой из названных ситуаций исходное вещество для монтмориллонита и каолинита было одинаковым, но менялись значения pH и промывной режим минералообразующей среды.

Отсутствие замещения Si на Al в тетраэдрических позициях объяснялось в данном случае наличием такой степени кислотности среды, при которой катионы алюминия в силу его амфотерных свойств могли заселять только октаэдрические позиции кристаллической структуры. Поэтому низкозарядные монтмориллониты представляются «...крайним «кислым» членом Al-смектитов и их можно рассматривать как своеобразные предшественники каолинитов, формирование которых происходило в силу продолжающегося возрастания кислотности среды» [3, с.64].

На примерах изучения тропических почв было показано, что в группе Al-Fe и Fe-Al-смектитов особенно отчетливо проявляется зависимость величин тетраэдрического заряда от менявшихся физико-химических условий окружающей среды. В частности, степень замещения Si на Al увеличивалась по мере переходов от интенсивно промываемых бурых эотрофных почв до слабо промываемых

вертисолой и застойных солодизированных солончаков, где монтмориллониты сменились бейделлитами (см. там же).

Подобные примеры чуткого реагирования на изменения pH можно найти применительно к другой группе - нонтронитов. Среди них обычны минералы с высоким тетраэдрическим зарядом, но разновидность низкозарядных - тетракремниевых нонтронитов оказалась характерной для седиментационно-гидротермальных осадков Красного моря. Отсутствие замещения Si на Al в данном случае связывалось с относительно кислым характером минералообразующих растворов (pH=5,5). При повышении pH до 6,5 такие замещения происходят и формируются обычные нонтрониты.

Помимо величины заряда и степени железистости, к индикаторным признакам рассматриваемых минералов относится состав межслоевых (обменных) катионов. Так, например, океанским смектитам свойственно повышенное содержание межслоевого калия (до 0,05-валентных единиц) при значительно меньших примесях кальция и натрия. Последние характерны для смектитов на континентальных блоках земной коры.

Из этих отрывочных примеров следует, что смектиты можно относить к самым чутким индикаторам условий седиментации и состава исходного вещества. Однако такое заключение справедливо только по отношению к слабо измененным постседиментационными процессами отложениям. Легкость их преобразования по мере повышения температуры и степени минерализации поровых растворов существенно усложняет вышеописанные закономерности на стадии катагенеза.

Кристаллическая структура этого минерала легко трансформируется при изменениях термобарических и гидрохимических условий в бассейне породообразования. Богатейшую информацию о ее трансформациях, усиливавшихся по мере погружения пород, дало нефтепоисковое бурение в платформенных и краевых прогибах. Оказалось, что, как правило, глубже уровня 1,5-2 км в смектитах терригенных пород заметно активизируется изоморфное замещение некоторой части тетраэдрического кремнезема на глинозем, с уравниванием возникшего при этом в кристаллической решетке дефицита положительных зарядов привнесом в межслоевые промежутки катионов калия, магния и др. Такой процесс приводит к превращению смектита в новый минерал из группы слюд (рис. 17) либо хлоритов. Он осуществляется через промежуточные, или смешанно-слойные образования. У них кристаллическая решетка сложена перемежающимися пакетами разного состава - смектитового и слюдяного (либо хлоритового). Сверху вниз по разрезу, обычно на протяжении нескольких сотен метров, но нередко до 2-3 км наблюдается

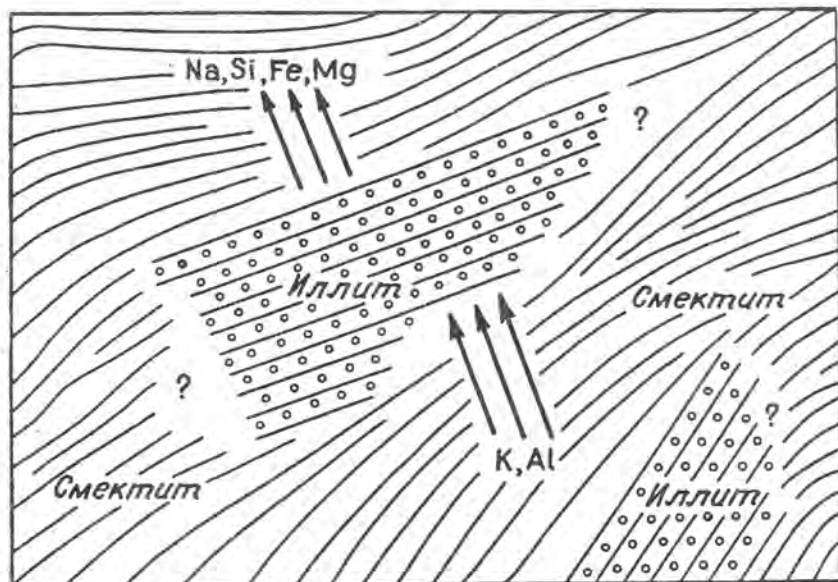


Рис. 17. Схема образования слюдяных (иллитовых) пакетов в смектитовой матрице (по [3])

последовательное сокращение частоты встречаемости смектитовых пакетов вплоть до полного их исчезновения.

Об универсальности данного явления заявили В.Д.Шутов, В.А.Дриц и В.А.Сахоров (1969 г.). Они досконально исследовали его в непрерывном разрезе мощностью более 4 км угленосной формации карбонового возраста Карагандинского бассейна - в тектонической структуре, длительное время непрерывно прогибавшейся без существенных инверсионных перестроек. С тех пор принципиально те же данные, не зависящие от возраста и местонахождения пород, но различающиеся лишь интервалами абсолютных глубин их погружения, были получены многими литологами: Н.В.Логвиненко, И.Д.Зхусом, Г.В.Карповой, З.В.Кривошеевой, Дж.Берстом, М.Пауэрсом, Дж.Хауером и др.

Считалось, что главнейшим активизатором данного процесса являлась температура, наиболее благоприятная для его начала в диапазоне от 60 до 120°C. Потом выяснилось, что на скорость трансформации, помимо температуры, влияет множество иных факторов: геотермальный градиент, возраст породы, составы ее обломочных минералов, органических веществ, флюидов и др. Следует

подчеркнуть важную роль состава обломочных компонентов в содержащей смектиты породе и в соседних с ней пластах. На конкретных объектах было доказано, что такие минералы, как полевые шпаты и биотит являлись главными поставщиками калия и алюминия (извлекаемых в процессе их коррозии, «внутрислойного растворения»). А фемические минералы – роговые обманки, пироксены, эпидот, а также базальтовая гнаукластита служили основными поставщиками магния и железа. И действительно, массовая гидрослюдизация смектитом фиксировалась в толщах пород аркозового состава, а хлоритизация – в толщах вулканомиктово-граувакковых. В случаях же, когда спектр кластогенных компонентов был беден, процесс трансформации смектитов имел незавершенный характер вне зависимости от глубин их залегания и температурных воздействий.

Беские доказательства, еще раз подтвердившие справедливость вышесказанного, дали комплексные исследования Дж.Хауера с соавторами (1976) на скважине, вскрывшей до глубины 6 км непрерывный разрез пород миоценового и олигоценного возраста в заливе Куост шт. Техас в США [3, с. 131-135]. Ими было установлено, что источник привноса терригенного вещества в бассейн седиментации за все упомянутые периоды времени был единым, вследствие чего исходные минералогические и химические составы исследуемых образцов пород оказались стабильными. Это очень важно для подтверждения корректности вывода относительно того, что глубинные изменения глинистого вещества не были обусловлены изменениями состава привносимого в бассейн кластического материала.

Методом рентгеновской дифракции было показано, что концентрация разбухающих слоев в пелитовых фракциях снизилась от 80% на уровне 1000-2000 м до 20% на глубинах 3500-3700 м. В том же направлении постепенно исчезали примеси кальцита, калишпата, альбита, но увеличивались содержания кварца и хлорита (до 10%). Химический состав глин при этом не менялся, за исключением уменьшения количества CaO , объясняемого переходом кальция в раствор. Отсюда следовал вывод о том, что процесс гидрослюдизации (иллитизации) смектита был изохимическим, протекающем почти в закрытой системе, где подвижными были в основном H_2O , CO_2 и Na_2O . По данным химических анализов образцов из фракции размером 0,1 мкм, представленной чистым иллит-смектитом, отмечался по мере углубления неуклонный рост содержания K_2O (от 2 до 5%) и Al_2O_3 (от 25 до 29%) параллельно с некоторым уменьшением количеств SiO_2 , MgO и Fe_2O_3 .

Авторы этого исследования доказывали, что процесс иллитизации являлся твердофазным, произошедшим по схеме:

сметит + K + Al $\rightarrow$ иллит + Si + Mg (и Fe). Побочными продуктами стали аутигенный кварц и хлорит. Это отвечало интервалу температур от 95 до 175°C. Сохранение до 20% разбухающей фазы в таких условиях связывалось с тем, что в конкретно исследуемой формации был исчерпан ресурс катионов калия и для его пополнения требовалось либо более длительное время, либо еще более сильное прогревание.

Интересен еще один из доводов Дж.Хауера с соавторами в пользу версии о постседиментационности механизма гидрослюдизации. Довод основывался на раздельных анализах содержания радиогенного аргона в породе и ее тонких фракциях. В интервале глубин 1880-3700 м кажущийся K/Ar – возраст образцов из глинистых сланцев уменьшался от 150 до 75 млн лет. Это уменьшение связано с потерей радиогенного Ar в грубых фракциях породы, которое происходит не из-за температурной дегазации, так как содержание Ar в тонких фракциях закономерно растет с глубиной. Эти данные можно рассматривать как косвенное подтверждение того, что источником K⁺ для иллитовых слоев в иллит-сметитах являются калиевые полевые шпаты и биотиты. Увеличение в тонких фракциях радиогенного Ar с глубиной свидетельствует о том, что среднее время погружения изученных пород равнялось примерно 18 млн лет [3, с. 133]. Но, по историко-геологическим данным, время захоронения исследованных пород превышало 18 млн лет. Отсюда следовало заключение о том, что процесс иллитизации начался после окончания процесса седиментации, и, следовательно, относился целиком к стадии катагенеза.

Побочными продуктами гидрослюдизации (и хлоритизации) смектитов повсеместно служат массовые выделения свободной воды и SiO₂; возможен также переход в раствор кальция, если только он изначально входил в состав обменных катионов. Масштабы выделения этих веществ могут оказаться грандиозными. Так, В.Н.Холодов, опиравшийся на данные Дж.Берста о том, что на стадии превращения монтмориллонита в гидрослюда модификации 2M₁ количество высвобождающейся воды достигает 10-15% от исходного объема осадка, подсчитал, что из каждого 1 м³ чистой глины третичного возраста в Восточном Предкавказье высвобождалось около 230-250 кг H₂O. Это способствует возникновению зон аномально-высоких пластовых давлений флюидов (там, где в разрезе преобладают глинистые породы над песчаниками или карбонатными); а те, в свою очередь, могут привести к формированию таких вторичных текстур, как негтунические дайки, постседиментационные брекчии, швы флюидоразрыва и др. Кроме того, если учесть большую сорбционную способность глинистых минералов применительно ко многим элементам-примесям и

перегретость выделявшейся воды, то можно допустить потенциальные способности новообразованных водных систем быть переносчиками рудных компонентов [35].

Итак, прецизионные исследования смектитов и продуктов их трансформаций могут дать ценную информацию об условиях и стадиях литогенеза в древнем осадочном бассейне. Даже самая обычная рентген-дифрактометрия может показать уровни смены этих минералов смешаннослойными и другими образованиями в геологическом разрезе. Зачастую эти уровни приблизительно отвечают переходной зоне между слабым (начальным) и глубоким (поздним) катагенезом, выделяемой автором в подстадию среднего (усиленного) катагенеза осадочных пород.

Последнее утверждение, впрочем, надо принимать с некоторыми оговорками. На самом деле уровень гидрослюдизации (или хлоритизации) смектитов имеет «скользящие», не выдержанные в разрезе осадочной формации, границы. Он может мигрировать вверх или вниз под влиянием многочисленных, упоминавшихся выше, факторов. Приведем еще один пример.

В 1962 г. А.Г.Коссовская [8] установила, что гидрослюдизация монтмориллонита в чрезвычайно реакционноспособной среде межзернового пространства песчаных пород значительно опережает такой же процесс, происходящий в прослоях однородного глинистого состава.

Позже И.Д.Зхус (1979) показал, что данный процесс может активизироваться и под влиянием гидрогенезации рассеянного в породе органического вещества (РОВ). Ведь гидрогенезация РОВ происходит отчасти за счет заимствуемого из окружающей среды водорода. Снижение концентрации водородных ионов неминуемо приведет к возрастанию рН. В щелочной среде сильно увеличивается подвижность кремнезема, следовательно повышается вероятность удаления ионов Si^{4+} из тетраэдрических позиций кристаллической решетки монтмориллонита и замещения их менее подвижными ионами Al^{3+} . Дальнейший ход гидрослюдизации зависит только от наличия в растворах катиона K^+ .

В отложениях, изначально обедненных РОВ, трансформации монтмориллонита могут замедлиться и осуществиться ниже по разрезу сравнительно с иными породами. Это позволяет понять в частности, почему в глинах, сформированных путем диагенетической переработки пеплового вулканического материала, трансформации смектитов носили весьма вялый характер. Так, в Виллюйской синеклизе нефтепоисковыми скважинами были вскрыты монтмориллонитовые нижнетриасовые толщи (мономская и таганджинская свиты) на

глубинах 4,5-5 км, т.е. там, где все прочие породы обладают явными признаками глубокого катагенеза. В цементе песчаных слоев из других свит на тех же самых глубинах от смектита оставались едва улавливаемые реликты [35].

По представлениям И.Д.Зхуса данное наблюдение получает удовлетворительное объяснение. В нашем случае глинистые пачки, содержащие монтмориллонит, представляли собой вулканогенно-осадочные отложения (что подтверждается оптическими и электронно-микроскопическими наблюдениями, выявляющими там следы осколков вулканического стекла). Образованные за счет пирокластического материала, накопившегося в геологических масштабах мгновенно, осадки эти были практически лишены РОВ. Отсутствие последнего способствовало консервации монтмориллонита. Немаловажную роль могли сыграть кроме того большие мощности мономской и таганджинской свит (многие десятки метров), потому что в таких однородных по составу толщах глин фильтрация растворов чрезвычайно затруднена. А без нее невозможны трансформации. Отсюда очевидна важность учета и общегеологической обстановки, и соотношений со всеми другими минеральными компонентами пород при стадийных исследованиях.

Здесь мы логически подходим к необходимости рассмотрения следующей группы глинистых минералов.

Минералы группы диоктаэдрических слюд являются самыми распространенными среди прочих глинистых образований. Так же как и смектиты, а может быть и в еще большей мере, они полигенетичны, т.е. присущи отложениям различных геологических обстановок континентальной коры материков; менее широко распространены среди вулканогенно-осадочных комплексов островных дуг и внутренних морей; более редко встречаемы и специфичны в осадках океанов (где присутствуют в основном только железистые слюды).

Для решения наших задач вне зависимости от изменчивого состава слоев кристаллической решетки этих минералов важнейшим параметром служит их политипия.

Гидрослодам политипа 1М соответствует структура, в которой все слои имеют одинаковую азимутальную ориентировку. В слюдах политипной модификации 2М₁ и 2М₂ последовательные слои развернуты относительно друг друга соответственно на 120 и 60°; тогда как в 3Т-модификации каждый последующий слой развернут относительно предыдущего на 120°. Наряду с политипными модификациями в пределах каждой подгруппы выделяются разновидности, отличающиеся составом слоев, которые имеют собственные наименования.

В осадочных отложениях широко распространены гидрослоды полтитипных модификаций 1Md, 1M и 2M₂, в состав которых помимо Al входят в переменных количествах катионы Fe³⁺ и Mg²⁺. Широко распространены Fe³⁺ слоды — глаукониты в морских отложениях. Существуют также промежуточные группы Fe-Al иллитов, свойственные терригенно-эвапоритовым формациям.

В.А. Дриц и А.Г. Коссовская подчеркивают, что общими особенностями гидрослод, образующихся на стадии диагенеза осадков, являются: 1) высокое содержание Si⁴⁺ в тетраэдрах, обусловившее низкий тетраэдрический заряд (0,2-0,6); 2) слабо упорядоченные полтитипные структуры 1Md; 3) присутствие разбухающих слоев в структуре; 4) высокое содержание Mg, Fe²⁺ и Fe³⁺. Все эти особенности могут быть унаследованными от первичной фазы монтмориллонита, которую, по-видимому, проходят все гидрослоды при своем формировании в диагенезе и раннем катагенезе. Хотя не исключается возможность седиментогенной природы некоторых гидрослод, совершенствующих свою кристаллическую структуру при катагенезе.

В различных разрезах осадочных толщ там, где прослеживается смена зон слабого катагенеза глубоким, а затем метакатагенезом, многократно наблюдалась одинаковая тенденция в преобразовании гидрослод. По мере нарастания глубинно-катагенетических преобразований в породах происходит постепенное увеличение тетраэдрического заряда (от 0,55 до 0,9), исчезновение разбухающих промежутков, уменьшение содержания двухвалентных катионов и, что самое существенное, постепенное упорядочение структур 1M и замена их на 2M₁. В зонах позднего метакатагенеза и метаморфизма слоды мусковитового ряда уже принадлежат только к полтитипу 2M₁, величины тетраэдрических зарядов у них не ниже 0,8, и характеризуются существенной «очисткой» октаэдров от окисного железа и от двухвалентных катионов. По мере возрастания температур в тетраэдрах уменьшается содержание кремнезема. Все это отражено на трендах, предложенных для слод [3] (рис. 18).

Преобразования слод улавливаются в основном прицельными методами. С помощью обычного поляризационного микроскопа можно лишь в породах из зон позднематагенетических-раннематаморфических изменений зафиксировать увеличение яркости интерференционных окрасок, сопутствующее превращению иллитов в серпентиновые чешуйки. Однако здесь надо быть очень осторожным, чтобы не отнести на счет признаков постседиментационных трансформаций оптические свойства обычных обломочных слод полтитипа 2M₁. А их бывает много в любом осадке и породе, прошедшей через разные стадии литогенеза. В

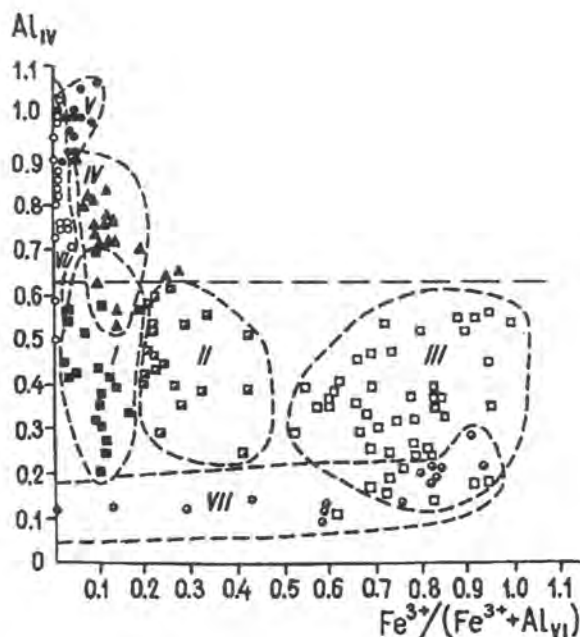


Рис. 18. Кристаллохимическая характеристика диоктаэдрических слюд по [4]; околнурены поля минералов определенного генезиса: I – Al-гидрослюд и иллитов политипной модификации 1M-1Md, неизмененных эпигенезом, II – феррииллиты; III – глаукониты; IV – Al-иллиты 1M-1Md из эпигенетически измененных пород; V – Al-иллиты и серициты из пород начальных стадий метаморфизма; VI – Al-иллиты гидротермального генезиса; VII – лейкофиллиты и селадониты; фигурными знаками нанесены конкретные анализы

особенности тогда, когда на этапе седиментации в областях размыва обнажались граниты или метаморфические сланцы.

Отличить аутигенный серицит (или мусковит) от обломочного возможно только при стадийном анализе, т.е. наблюдениях над структурными соотношениями этой слюды с прочими породообразующими компонентами. Аутигенные слюды образуют вроски в края регенерированных обломков каркасных силикатов или кварца, или внутри регенерационных наростов различных аутигенных минералов, или поперек трещин гидроразмыва, (см. рис. 2, *д*, *е*). В отличие от них обломочные чешуй слюд конформно приспосабливаются к соседним с ними кластогенным или аутигенным минеральным частицам, обычно более крепким, чем слюды. В зонах глубокого катагенеза терригенные слюды бывают причудливо деформированы вдавленными в них зернами других минералов. Облик их несет в себе

признаки «пассивной» приспособляемости к менявшимся динамическим нагрузкам. Конечно, сама по себе обломочная слюда тоже не остается абсолютно неизменной.

В направлении к стадии метаморфизма происходит нивелировка признаков разнотипных слюд в породе. Но, по-видимому, полностью она осуществляется лишь глубже зеленосланцевой ступени. Кристаллохимическая эволюция мусковита, являющегося «проходным» минералом через стадии регионального метаморфизма, может служить важным индикаторным их признаком [10], но данный вопрос выходит за рамки нашего обзора.

Триоктаэдрические слюды – минералы из группы биотита – широко распространены в составе терригенных примесей многих осадков и осадочных пород. Находясь в пелитовой фракции, они обладают большой податливостью ко всевозможным трансформациям, начиная от ранних этапов диагенеза. О том, как эти трансформации осуществляются, можно проследить, наблюдая с помощью обычного поляризационного микроскопа за включениями более крупных минеральных частиц таких, у которых размеры соответствуют алевритовым, песчаным или гравийным фракциям (рис. 19; см. рис. 2, б; 4). Судя по новейшим данным рентгено- и электронографии [4], в пелитовых частицах триоктаэдрической слюды преобразования осуществляются теми же способами, что и в крупных чешуях терригенного биотита, но гораздо интенсивнее и быстрее.

Одними из первых филогенетические ряды преобразований терригенного биотита раскрыли А.В.Копелювич, А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов [6, 8, 34]. Их данные, полученные с помощью оптических исследований, впоследствии нашли полное подтверждение в работах зарубежных литологов и минералогов, применявших рентгенографию и электронографию с высокими разрешающими способностями приборов [4].

В качестве примера стадийных наблюдений ювелирной точности можно сослаться на работу А.В.Копелювича об эпигенетических (или катагенетических в нашем понимании этого термина) преобразованиях терригенных пород рифея, венда и нижнего палеозоя Приднестровья. Вот, как он описывал наблюдавшиеся сверху вниз по разрезу (по мере усиления степени эпигенеза – от начального к глубинному) изменения, произошедшие с этим минералом. «В песчаниках и алевролитах изменением обычно охватывается большая часть листочек и чешуек биотита, присутствующих в породе. Листочки биотита гидратируются и приобретают всевозможные, гармошковидные, червеобразные формы или структуры «столбики монет». Изменения формы сопровождается то частичным, то почти

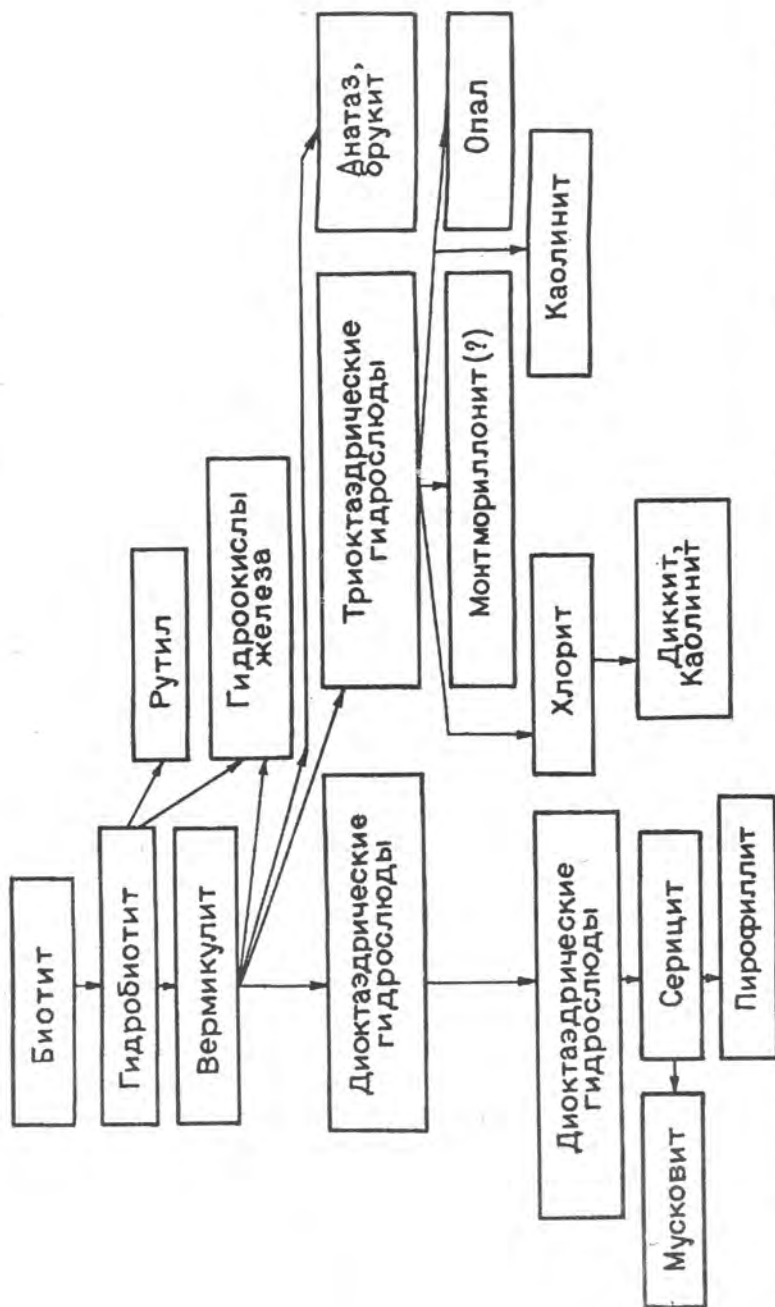


Рис. 19. Филломорфный ряд преобразования биотита, по А. В. Конелешу [6]; пояснения см. в тексте

полным обесцвечиванием пластинок, значительным ослаблением, а иногда утратой плеохроизма, понижением светопреломления и яркости интерференционной окраски. В возникающем гидробиотите обычно остаются лишь реликты исходного минерала в виде волокон или чрезвычайно тонких пластинок, большая часть первичного биотита преобразуется в гидрослюда и вермикулит. Гидратизация иногда сопровождается выделением тонких иголочек рутила. В редких случаях вдоль пинакоидальной спайности возникают пленочные скопления или же комочки гидроокислов железа, но, как правило, такие выделения отсутствуют» [6, с.172].

«Наряду с гидратизацией происходит замещение пластинок биотита и частично гидратированного биотита агрегатом дисперсных и тонких чешуек глинистого вещества, нередко с сохранением исходных форм замещаемой пластинки. Глинистое вещество, псевдоморфозно замещающее биотит, обычно обнаруживает слабый или заметный плеохроизм в буроватых тонах. Между такого типа полными псевдоморфозами и листочками лишь частично измененного биотита можно наблюдать всевозможнейшие постепенные переходы» [там же].

Если биотита в породе было изначально много (такое наблюдается обычно в возникших за счет разрушения гранитов аркозовых песчаниках), то его преобразования приводят к возникновению аутигенного пленочного или даже порового гидрослюдисто-хлоритового цемента (см.рис. 2, б, в). Интересно заметить, что эти преобразования не проходят бесследно для соседних с биотитом минералов. Гидратизация биотита порождает интенсивный вынос щелочей и, как следствие этого, повышение щелочности интерстиционных растворов, что, в свою очередь, способствует активизации коррозии и частичного растворения обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Конкретные стадийные наблюдения подтвердили эту дедуктивную схему. Как правило, зерна вышеозначенных минералов близ из контакта со скоплениями чешуй измененного биотита приобретают зубчатую, неровную огранку, с отчетливыми коррозионными «заливами» на их поверхности. Все это способствует миграции и переотложению в некоторых порах SiO_2 в форме опала, халцедона или криптозернистого агрегата кварца (см. рис. 15).

По мере усиления катагенетических преобразований усиливаются процессы хлоритизации + гидрослюдизации биотитов. Это подробно показано А.Г.Коссовской и В.Д.Шутовым в 1955 г. на примере стадийных исследований мощного (многокилометрового) верхоянского комплекса отложений мезозоя и верхнего палеозоя. Сверху вниз по разрезу комплекса процесс изменений терригенного биотита

нарастал, и все реже в шлифах наблюдались слабо измененные пластинки этого минерала. Наконец, после катагенетической стадии, при глубоких метаморфических изменениях биотит практически полностью разрушается. На его месте остаются реликты в виде темных, полупрозрачных скоплений рудного (железисто-титанистого) тонкодисперсного вещества, иногда с кристалликами сидерита, иногда вместе с анатазом или с мельчайшими игольчатыми новообразованиями рутила (вспомним о том, что при разрушении биотита из его кристаллической решетки выносятся катионы железа и титана). Если наблюдать все это в шлифе песчаника, взятого из зоны глубокого метаморфизма, не видя шлифов аналогичных пород из зон более слабых метаморфических преобразований, то можно с полным основанием усомниться, а был ли здесь изначально терригенный биотит, или мы видим какие-то сгустки крупнозернистых аутигенных компонентов совсем иного генезиса. Однако исследователи, которые хотя бы однажды имели возможность проследить все стадии разрушения биотита внутри мощных разрезов однородных по своему составу терригенных толщ (таких, например, как отложения мела, юры, триаса и позднего палеозоя Западного Верхоянья суммарной мощностью не менее 15-20 км или отложения карбона в Донецком бассейне), обычно легко узнают следы, оставшиеся на месте исчезнувших включений вышеупомянутого минерала. Кроме того, нередко даже в единичном шлифе удается увидеть, как неодинаково поддаются разрушению разные чешуйки биотита. Их можно сравнить с листьями дерева осенью: одни уже засохли, а другие в это же время едва затронуты увяданием. Если биотита в исходном осадке было много, то в породе, прошедшей через стадию глубоких метаморфических преобразований, бывают хорошо заметны не только конечные, но и промежуточные продукты его частичных изменений. Между ними удастся найти переходные разности, убеждающие в том, что биотит в конечном счете превращается в непохожие на него сгустки аутигенных образований.

Подробнее данные вопросы рассмотрены в работах [7, 5, 9, 34], где приведены фотографии шлифов.

Итак, в процессе прогрессивно усиливающихся метаморфических преобразований обломочный биотит в конечном итоге исчезает. Его разрушение (или сохранение в ничтожных по размерам реликтах) считается одним из диагностических признаков подстадии глубокого (позднего) метаморфизма, называемый в зарубежной литературе «анхиметаморфизмом», а у нас иногда «предметаморфизмом».

Интересно, что при дальнейшем вхождении породы во все более

напряженные термодинамические условия на вполне определенной ступени метаморфизма (в конце зеленосланцевой стадии) вновь воссоздается биотит. Но этот минерал обладает уже совсем иными типоморфными свойствами по сравнению с прежним.

Метаморфогенный биотит отличен, прежде всего, своими структурными взаимоотношениями с соседними минеральными частицами. Он образует вроски в края кристаллов полевого шпата или кварца – элементы лепидобластовой структуры. Отличается ярким, обычно коричнево-бурым цветом, очень контрастным плеохронизмом и главное «свежестью» своего облика, благодаря отсутствию признаков замещения его теми аутигенными образованиями, о которых было рассказано выше.

Добавим к вышесказанному, что на трансформации слюд при предметаморфических стадиях литогенеза большое влияние оказывает генетическая принадлежность той породы, в которой эти слюды находятся. Генезисом обуславливаются исходный состав глинистого минерала и состав, а также структуры той среды, в которой он находится. Последние способны существенно ускорить либо замедлить темпы трансформаций. Например, в песчаных отложениях, где на межзерновых контактах под влиянием неравномерно распределенных давлений возникает активная реакционноспособная среда, глинистое вещество трансформируется гораздо раньше (выше по вырезу), чем в слоях однородного пелитового состава. Присутствие ОВ и его генетическая природа тоже активно влияют на характер преобразований глинистого вещества. Подробнее этот вопрос рассмотрен в работах Л.И.Боголюбовой и П.П.Тимофеева (см. ссылки в [10]).

Минералы группы хлоритов в шлифах из осадочных пород выглядят однообразными, подчас слабо заметными из-за не ярких (бледно-зеленоватых) окрасок и очень низких (преимущественно темно-серых) цветов интерференции. Тем не менее, они бывают представлены множеством разновидностей.

Как известно, кристаллическая структура хлоритов отличается от таковой у слюд тем, что в ней пакеты 2:1 слоев упорядоченно чередуются с октаэдрическими бруситоподобными сетками. Последние заселены внутри катионами магния либо железа. В зависимости от валентности катионов, замещающих октаэдрические позиции, бывают четыре разновидности хлоритов: диоктаэдрические, триоктаэдрические, ди-триоктаэдрические и три-диоктаэдрические.

В осадочных отложениях преобладают хлориты триоктаэдрического ряда: $(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)_{4,00}^{+2}(\text{R}^{3+}\text{R}^{2+}_{6-x})_{6,00}^{+2}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, где в состав катионов R^{2+} и R^{3+} обычно входят Mg , Fe^{2+} , Al , Fe^{3+} , причем существует

непрерывная серия изоморфных замещений: $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$. Отсюда следует, что степень железистости является одним из важнейших параметров, характеризующих минерал данной группы. Другой существенной характеристикой служит степень замещения Si^{4+} на Al^{3+} , которая колеблется от 2,34 до 3,45 на формульную единицу.

Источниками вещества для аутигенных хлоритов могут служить трансформации минералов группы биотита (см. выше), внутрислойные растворения амфиболов, пироксенов и других темноцветных минералов, а также преобразования вулканических стекол (основного и среднего состава). По этой причине хлориты особенно широко развиты в вулканогенно-осадочных и терригенных отложениях грауваккового состава. На стадии глубоких катагенетических изменений упомянутых пород усиливающиеся процессы хлоритизации включают рассмотренные выше трансформации смектитов (через промежуточную корренситовую фазу). В данном направлении трансформации осуществляются лишь при условии, что осадочная толща в состоянии «обеспечить» поставку в растворы необходимых количеств магния и железа. А это, в свою очередь, возможно при наличии грауваккового (в особенности, вулканомиктового основного) вещества.

В благоприятных к тому условиях процессы хлоритообразования могут еще более активизироваться на послекатагенетических стадиях, в частности, при термобарических обстановках начального метаморфизма фации зеленых сланцев. Напомним, что название упомянутой фации как раз и было дано из-за широкого развития там зеленоцветных минералов, в числе которых хлорит играет первостепенную роль (сказанное относится, конечно же, только к метаморфизованным меланократовым породам – грауваккам, туфам, диабазам и другим, тогда как кварциты, кварц-серицитовые сланцы, мраморы и ряд других изначально лейкократовых образований при метаморфизме этой фации сохраняют светлые окраски).

Пройдя эволюционный ряд от диагенеза к метаморфизму, хлорит определенным образом меняет свои кристаллохимические свойства. Ранее считалось, что по мере приближения к стадии метаморфизма минерал этот становится все более магнезильным и менее железистым. Но на практике такие представления оказались сильно упрощенными, а в конкретных случаях и вовсе не верными. Все дело в том, что еще до начала катагенеза аутигенные хлориты могут (в зависимости от специфики фациально-ландшафтных условий седиментации) сильно менять степень их железистости, вплоть до зарождения магнезильных разностей в отложениях терригенно-эвапоритовых формаций [4]. Исследовавшая осадки и породы эвапоритовых формаций

Т.Н.Соколова показала, что развитые там магнезиальные хлориты сосуществуют в тесном парагенезе с железистой разновидностью гидроспуд – с Fe-иллитами.

Именно парагенетические сочетания несут основную информацию относительно степени унаследованности минералом его раннелитогенетических признаков в процессе более глубоких преобразований. Из вышеприведенного примера видно, что если в ходе палеогеографических реконструкций осадочной толщи, прошедшей через стадию катагенеза, встречаются устойчивые сочетания Mg-хлоритов с Fe-иллитами, то в данном конкретном случае высокая магнезиальность хлоритов является унаследованной, а не вновь приобретенной вследствие метаморфизации пород. Надо все время помнить о всевозможной конвергентности очень многих, рассматриваемых вне связей с другими, кристаллохимических параметров. Вместе с тем, углубление в методику геоминералогических исследований позволяет иногда находить очень тонкие различия даже и в конвергентно сходных образованиях.

Отметив большую «способность» хлоритов сохранять и наследовать черты их различия при глубоких катагенетических преобразованиях и относя (на этом основании) данные минералы к категории особенно ценных индикаторов условий седиментации, А.Г.Коссовская и В.А.Дриц подчеркнули, что показателями этапности постседиментационных изменений могут послужить сведения о политипии хлоритов. Здесь имеет место некоторая аналогия с исследованием политипии спуд. Однако, если последняя изучена ныне досконально, то первая еще ждет своих исследователей, хотя уже сейчас зарубежными учеными получены в этой области интересные результаты, которые проанализированы в книге [4].

Другим важным параметром новообразований, начавшихся при катагенезе и завершившихся в метаморфизме, является переход в минерале окисных форм железа в закисные. Эту закономерность проследила А.Г.Коссовская на примере связанных с рудоносными формациями Fe-хлоритов, начиная от современных и кончая докембрийскими. Ею описаны ряды постепенной трансформации от Fe-сметитов (нонтропитов и Fe-сапонитов) современных рудоносных отложений Красного моря и Восточно-Тихоокеанского поднятия к «гидроферрихлоритам» с Fe^{2+} и Fe^{3+} в октаэдрах в третичных железорудных месторождениях (в частности, Керченском) и до железистых Fe^{2+} -хлоритов в докембрийских джеспиллитах.

Еще одной важной характеристикой хлоритов может послужить величина суммарного содержания алюминия, локализованного как в октаэдрических, так и тетраэдрических ячеях кристаллической решетки.

Эта величина для хлоритов из осадочных отложений всегда превышает значение 2,2. Она может послужить одним из индикаторных признаков седиментационного генезиса глубоко измененных образований (рис.20).

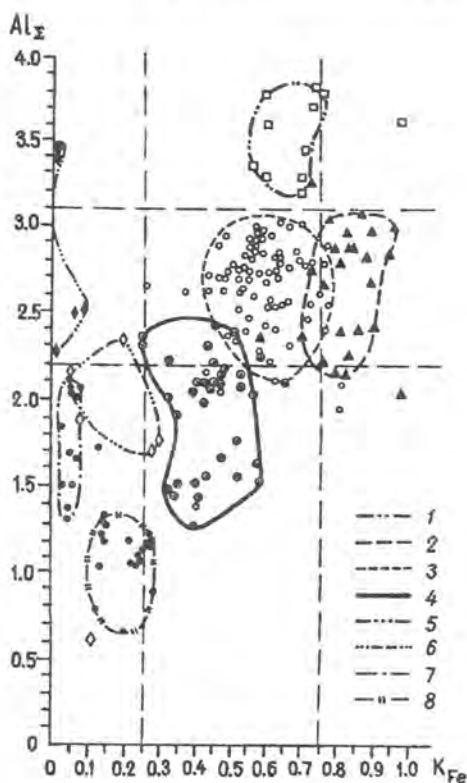


Рис. 20. Кристаллохимическая характеристика хлоритов различного генезиса по [4]:

1 - ди-триоктаэдрические Al-Fe-Mg-хлориты; 2 - Fe-хлориты железных руд; 3 - Fe-Mg-хлориты кластогенных формаций; 4 - Fe-Mg и Mg-Fe-хлориты основных магматических пород; 5 - Mg-хлориты эвапоритовых формаций; 6 - Mg-хлориты из галитов и Mg-K-солей высоких стадий осолонения бассейнов; 7 - Mg-хлориты из кимберлитов; фигурными значками нанесены конкретные анализы

Все вышеизложенное требует применения специфических методик геоминералогических исследований. Но оперирование кристаллохимическими параметрами не должно осуществляться в отрыве от обычных петрографических и электронно-микроскопических наблюдений над формами выделения хлоритов и над характером их

взаимоотношений с другими компонентами в породе. Только эти наблюдения могут с достоверностью показать генетическую природу исследуемого образования, о чем уже упоминалось в разделе о слюдах.

Минералы группы каолинита, тоже распространенные в осадочных образованиях, полигенетичны. Они не столь четкие индикаторы стадийности литогенеза, какими представляются слюды или смектиты, поэтому здесь отметим только самые существенные их особенности.

Каолиниты, особенно широко развитые в породах угленосных формаций, практически «транзитом» проходят через всю стадию катагенеза. Существуют данные В.Д.Шутова (не всеми разделяемые) о том, что в обстановках повышенного стресса на послекатагенетических стадиях метagenеза кристаллическая решетка каолинита преобразуется в решетку минерала с аналогичной химической формулой - диккита. Минералы ряда каолинита-диккита оказываются устойчивыми, по Н.В.Логвиненко (1965), даже в некоторых кристаллических сланцах в зонах регионального метаморфизма. Объясняется это тем, что в каких-то конкретных условиях, а именно, при недостаточном количестве катионов калия, не хватило «строительного материала» для трансформации этих минералов в слюду. В большинстве случаев такие трансформации происходят, и минералы группы каолинита исчезают, сменяясь серицитовыми новообразованиями при начально-метаморфических процессах.

В данном случае говорилось о прогрессивно усиливающихся процессах преобразования пород в ряду: катагенез-метаморфизм. Но бывают и наложенные на них локальные вторичные изменения, при которых каолинизация играет важную роль.

В гл. 2 рассматривались разновидности низкотемпературных изменений осадочных пород, именуемые «регрессивным катагенезом». Он связывается с инверсионными тектоническими воздыманиями бассейна породообразования и перестройками гидрогеологического режима, активизирующего процессы растворения некоторых минералов, и вторичной децементации обломочных пород. Эти процессы активизируются там, где в породы поступают воды из находящихся поблизости разрушающихся нефтяных залежей. Такие воды имеют кислую реакцию (низкие значения pH), создающую среду особо благоприятную для синтеза каолинитовых частиц. И в поровых промежутках между терригенными зернами, образовавшихся вследствие коррозии более ранних аутигенных образований, начинает кристаллизоваться каолинит. Он образует веерообразные, вермикулитоподобные скопления чешуй. С помощью электронно-микроскопических наблюдений удается увидеть, как агрегаты чешуй

каолинита заполняют вторичное поровое пространство, как они вырастают в края корродированных полевошпатовых зерен, как замещают пластины терригенного биотита и других минералов (см. рис. 6).

Такая поздняя каолинизация широко развита в цементе алевро-то-песчаных пород в разрезах с множеством внутриформационных перерывов и несогласий в тектонических структурах платформ и краевых прогибов, испытавших многократные чередования погружений и воздыманий в течение длительной геологической истории (например, Хапчагайский мегавал Виспойской синеклизы и др.).

Регрессивно-эпигенетические изменения чрезвычайно осложняют общую схему зональности постоянно усиливающихся низ по разрезу преобразований в породах. Они создают пеструю, мозаичную картину разнотипных литогенетических новообразований. Для того, чтобы их понять, необходимо выполнить тщательные стадийные исследования. Доказанные с их помощью регрессивные изменения в осадочных толщах имеют важное практическое значение как показатели улучшения коллекторских свойств осадочных пород и возможности нахождения газонефтяных залежей. В то же время они бывают внешне похожими на ископаемые коры выветривания. Но для последних характерна правильная вертикальная зональность строения, не свойственная эпигенетическим образованиям, где каолинизация носит неупорядоченный, «хаотичный» характер.

4.3. Полевые шпаты

Плагноклазы и калишпаты несколько менее информативны применительно к решению задач стадийного анализа, чем слюды, биотит и кварц. Но и они способны дать много ценных сведений в данной области.

Их постседиментационные преобразования становятся наиболее заметными в шлифах песчаных пород, претерпевших преобразования подэтапии глубокого катагенеза и последующего метagenеза, т.е. начиная с этапов массового развития структур гравитационной коррозии (конформных и инкорпорационных сочленений) обломочных частиц. Они сводятся к следующим видам: усиленно процессов серицитизации плагноклазов, альбитизации окраин обломочных зерен плагноклазов и частичному окварцеванию их и калишпатов. Относительно серицитизации бывает трудно решить: унаследована ли она от изначально измененного кластагенного материала или возникла при

катагенезе. В пользу первого варианта свидетельствует наличие в песчанике нескольких разновидностей плагиоклаза - от «чистых» до слюдизированных. Если не все слюдизированы в равной мере, значит такие различия существовали изначально. Доказать наложенный характер серицитизации может только наблюдение над шпидовидными вклиниваниями чешуек слюды, растущих от периферии внутрь зерна (см.рис. 2, д; 4).

Альбитизация, в случаях ее массовых проявлений, придает зернам полевых шпатов зонарный облик. В отличие от магматической зонарности она имеет контуры, повторяющие границы обломков, но не изначального кристалла. Подробно ее морфологические признаки и генезис были описаны А.В.Копелновичем [6]. Он обратил внимание на то, что в случаях, когда терригенный плагиоклаз имел двойниковое строение по альбитовому закону, альбитизация (или деанортитизация, что тоже самое) избирательно развивается преимущественно вдоль одной системы двойников. В итоге при выключенном анализаторе на окраине зерна можно наблюдать чередование двойниковых полосок с резко различающимися показателями преломления, а при скрещенных николях видно, как швы двойников продолжают простираться внутрь аутигенной каймы до ее внешних краев (см.рис. 2, е). Выполненные им на Федоровском столике замеры показали, что в одном из вышеописанных проявлений альбитизации состав деанортитизированной системы двойников соответствовал альбиту с основностью от № 2 до 5 и углом $2V = +80^\circ$, а состав сочетающихся с ними слабо измененных двойников отвечал олигоклазу № 11-14 с углом $2V = -84^\circ$. Очень нечетко выраженная внутренняя граница зоны альбитизации имела при этом заостренно-зубчатые очертания.

Энергетическая «целесообразность» явлений альбитизации обусловлена тем, что ионы с большими радиусами (в данном случае Ca^{2+} и K^+) замещаются ионами меньших размеров (Na^+). Первые, по мере вытеснения их из кристаллических решеток полевых шпатов, могут принять участие в процессах трансформаций глинистых минералов (см.выше), а кальций, кроме того, пополняет в поровых растворах резерв для формирования аутигенных карбонатов (см.ниже). Избирательная альбитизация сказывается на последующих замещениях плагиоклаза кварцем, а иногда также каолинитом или диокситом. Последние предпочтительнее развиваются по плагиоклазу более основного состава, чем по альбиту. Напротив, кварц как бы вклинивается именно в альбитизированную систему двойников, замещая их в первую очередь. Это отчетливо видно на конформно-инкорпорационных границах с соседним кварцевым обломком или с кварцевым регенерационным отрезком. Так же заметно бывает и окварцевание

калишпатов, у которых дугообразно вогнутая граница с соседним кварцем становится очень нечеткой, приобретая «размытый» характер.

Альбитизация полевых шпатов нередко сопровождается также развитием аутигенных цеолитов. Энергетически такой процесс тоже «выгоден», поскольку радиусы вытесняемых в этом случае из решетки ионов кальция и алюминия (соответственно 0,104 и 0,057 Нм) больше, чем у привносимых туда ионов натрия и кремния (0,095 и 0,039 Нм). Кальций и алюминий частично обуславливают изменение состава интерстиционных вод, которое может повлиять на кристаллизацию цеолитовых минералов еще задолго до наступления термобарических условий метаморфизма.

4.4. Цеолиты

Минералы этой группы принадлежат к числу наиболее информативных для стадияльных построений, но присутствуют они далеко не повсеместно. Однако последние многочисленные работы советских и зарубежных исследователей наглядно показывают, что распространенность осадочных цеолитов в природе гораздо большая, чем это считалось прежде. Не броские оптические признаки, мелкоагрегатность и внешняя схожесть с криптозернистыми агрегатами кремнезема или полевыми шпатами - все это способствовало тому, что геологи-производственники часто не замечали их присутствия во многих осадках и породах. Считалось (и считается поныне), что найдя цеолиты, следует искать камуфлированную в осадке пирокластику, за счет которой они формируются. Но есть множество примеров того, как эти минералы развивались вне всяких связей с вулканизмом. В качестве одного из примеров возьмем нижнемеловую угленосную формацию Приверхоянского краевого прогиба, где цеолиты, порожденные благоприятными сочетаниями исходного состава кластогенного вещества (средние аркозы), определенных фациальных условий седиментации и постседиментационных обстановок, развиты там, где нет вулканокластики [35]. Прежде, чем показать это, вернемся к краткой характеристике своеобразия рассматриваемых минералов.

Цеолиты принадлежат к классу алюмосиликатов, а по структуре и химическому составу близки к полевым шпатам. Однако отличаются они своеобразной, только им присущей структурой каркаса кристаллических решеток. Он представляет собой объемный каркас из кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдрических группиро-

вок, которые взаимосвязаны через общие атомы кислорода либо через промежуточные катионы Na^+ , Ca^{2+} , K^+ и др. Эти частицы сгруппированы таким образом, что весь каркас получается пронизанным системой канальцев, через которые легко попадают молекулы «цеолитовой воды», и так же легко эти молекулы извлекаются (например, при нагревании), не производя практически никаких изменений в самой решетке минерала (рис. 21). Благодаря свойству поглощать и отдавать воду эти минералы и получили свое наименование от греческих: «цео» – кипеть и «литос» – камень («вскипающие камни»).

Конечно же, такая структура цеолитов не может не отреагировать на изменения термобарических параметров при литогенезе. И это в действительности имеет место. Но для исследователя все осложняется тем, что изначально цеолиты полигенетичны: в их составе есть седиментогенные, диагенетические, ранне- и позднекатагенетические, раннеметаморфические и гидротерминальные образования. Разобраться с их генезисом не всегда просто. Тех, кто заинтересуется генетической типизацией цеолитов стратифицированных формаций, адресуем к

статье [9]. Там описано шесть генетических типов цеолитовых ассоциаций («цеолитовых фаций») и показана роль факторов, контролировавших цеолитообразование в каждом таком типе. Перечислим их вкратце.

1. Цеолитовая ассоциация современных и древних океанических осадков характеризуется массовым распространением двух минеральных видов – филлипсита и клиноптилолита. Они распространены настолько широко, что многими исследователями «цеолитовые глины» выделяются как один из фациальных типов пелагических осадков. В их составе господствует существенно калий-кальциевый цеолит – филлипсит. Он составляет около 70%, т.е. является порообразующим минералом. В тесном парагенезе с ним находится аутигенный монтмориллонит, образуемый, по мнению изучавших его исследователей, в результате подводной падагонитизации базальтовых туфов.

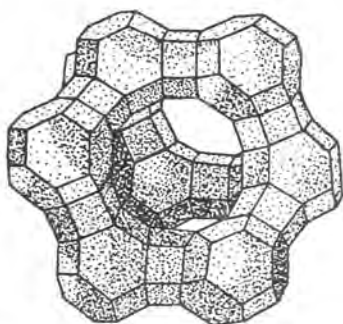
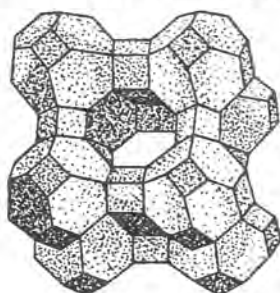


Рис. 21. Полиэдрические модели элементарных ячеек цеолитов, по С.Н. Шумейко (1982)

Материалы глубоководного бурения океанов показали, что филлипсит присутствует в осадках современного и третичного возраста до глубин 150-200 м под поверхностью дна. В более глубоких горизонтах (в осадках эоцена и мела) повсеместно развит натриевый цеолит - клиноптилолит в виде рассеянных или глобулярно-друзовых скоплений в составе красных глин. Иногда этот минерал замещает раковины радиолярий. В современных осадках он редок за исключением лишь зон из гидротермальных изменений, где клиноптилолит встречается в желвакоподобных образованиях совместно с палыгорскитом и сепиолитом.

Глобальная вертикальная стратификация: филлипсит (вверху) - клиноптилолит (внизу) объясняется А.Г.Коссовской процессами *океанического эпигенеза*, т.е. катагенеза в нашем понимании этого термина. Механизм постседиментационных преобразований представляется следующим. Так как клиноптилолит значительно богаче Si и беднее Al, Na, K, Ca, чем филлипсит, то можно предположить, что в процессе эпигенеза осуществлялась перестройка структуры цеолита с использованием биогенного кремнезема и замещением им части Al в тетраэдрах алюмокремниевых каркасов, сопровождающимся высвобождением соответствующего количества катионов, компенсировавших избыточный отрицательный заряд. В этом случае таблитчатые кристаллы клиноптилолита могут рассматриваться как реликты филлипсита, частично разрушенные, а частично метасоматически замещенные клиноптилолитом [9, с. 28-29]. Наряду с этой высказывалась и иная точка зрения. Согласно ей возникновение двух разных видов цеолитов объясняется различиями в исходном составе пирокластиков в осадках вследствие того, что от мезозоя к настоящему времени определенным образом эволюционировал химизм продуктов подводного и островодужного вулканизма.

2. Цеолитовая ассоциация высокоминерализованных щелочных озер включает упомянутые выше филлипсит, клиноптилолит, а также шабазит, эрионит, морденит и анальцит; более редок натролит. Вместе с перечисленными цеолитами присутствуют аутигенные калиевые полевые шпаты, карбонаты, сода, иногда бурсит, даусонит и другие минералы. Всем им свойственно разнообразие минеральных сочетаний в зависимости от ландшафтных обстановок.

Характерная особенность данной ассоциации - ее концентрически зональное распределение на дне бассейна седиментации, отражающее нарастание концентрации придонных и поровых растворов в направлении от побережья к центру бассейна. В прибрежных осадках преобладают туфы с неизменным вулканическим стеклом и монтмориллонитом, которые при удалении от берега постепенно

цеолитизируются, с появлением клиноптилолита, филлипсита и других цеолитов. Очевидно здесь так же как и в предыдущей ассоциации, филлипсит образуется в самую раннюю стадию из алюмосиликатного геля и позднее замещается клиноптилолитом. Многие исследователи (Р.А.Шепард, Дж.А.Гуд, Р.Л.Хей, А.Г.Коссовская и др.) обосновывают существование следующего стадийного ряда: вулканическое стекло $\rightarrow$ алюмосиликатный гель $\rightarrow$ филлипсит $\rightarrow$ клиноптилолит $\rightarrow$ анальцим + калишпаты. Индикаторами повышенной щелочности палеобасейна считаются эрионит и шабазит, не встречающиеся в массовых количествах во всех других типах отложений.

3. Цеолитовые ассоциации собственно осадочных образований (с камуфлированной пирокластикой) широко распространены в терригенных и терригенно-хемогенных отложениях, без явных признаков участия там вулканического материала. Каждая из них в отдельности характеризуется бедным составом цеолитов (один – два вида). Господствует, как правило, один из минералов (анальцим, клиноптилолит, гейландит и др.). Они описаны в осадочных формациях мелового возраста Восточно-Европейской, Сибирской платформ и Приверхоянского прогиба, в пермских красноцветных толщах Приуралья и др. (подробнее см. [9, с.32-38]).

Изучавшие их исследователи пришли к выводу о том, что конкретный видовой состав цеолитов и степень насыщенности ими пород контролировались определенными фациально-климатическими обстановками седименто- и диагенеза. И обязательными условиями синтеза этих минералов были: более или менее щелочная (в крайнем случае, нейтральная) геохимическая среда и наличие свежего алюмосиликатного материала. Такой материал, в частности, представляет собой так называемые *средние аркозы* в меловой угленосной формации Приверхоянского прогиба: породы, в которых очень много кластогенных натрий-кальциевых плагиоклазов и других кальцийсодержащих минералов – эпидотов, роговых обманок, гранатов. Подробнее об этом изложено в [35], где со ссылками на исследования А.С.Запорожцевой и А.Г.Коссовской описаны конкретные фациальные обстановки и условия диагенеза и раннего катагенеза, при которых формировались аутигенные десмин и гейландит.

Если же обратиться к более широким региональным обобщениям, то намечается определенный фациальный ряд в порядке возрастания рН среды седиментации и диагенеза. Угленосным отложениям гумидного климата отвечают Са-цеолиты – десмин, эпистильбит или кальцисильгейландит; нормально-морским отложениям отвечают Са-Na-K-цеолиты – в основном клиноптилолит; красноцветным формациям аридного климата – Na-цеолиты – анальцим.

4. Цеолитовые ассоциации *регионального эпигенеза* (или катагенеза) и *начального метаморфизма* продолжают предыдущие, так как представляют собой закономерную вертикальную зональность в сменяемости различных видов цеолитов сверху вниз по разрезу (т.е. по мере усиления постдиagenетических преобразований в породах). Классические описания такой зональности были даны А.Г.Коссовской и В.Д.Шутовым [34] еще в конце 50-х годов на примерах угленосной формации нижнего мела и юры Приверхоянского прогиба, мощность которой местами превышала 4,5-5 км.

Там на уровнях разреза глубже 2-2,5 км было отмечено широкое развитие кальцевого цеолита – ломонтита, сменившего встречаемый выше гейландит. Ломонтит обычно развит в цементе «средних» аркозовых песчаников (причем, не во всяких, а в таких генетических типах, которые содержали минимум включений ОВ и были удалены от подошвы и кровли угольных пластов, потому что кислая геохимическая среда, порождаемая преобразованиями ОВ, не благоприятствует цеолитообразованию). Он находится в парагенезе с аутигенными корренситом, сфеном и кварцем (см. рис.2,б). В некоторых шлифах были выявлены псевдоморфозы ломонтита по наиболее основным разновидностям терригенных плагиоклазов и по амфиболам. По мере развития ломонтита в краевых участках обломков плагиоклазов андезитового ряда наблюдалась интенсивная альбитизация.

Все эти факты свидетельствовали в пользу версии о том, что вещество для синтеза Са-цеолита было заимствовано из терригенных Са-содержащих компонентов: полевых шпатов, амфиболов, гранатов и др. Сам по себе ломонтит неопытным петрографом может быть ошибочно принят за калишпат, так как он имеет близкие к калишпату оптические константы, отличаясь главным образом величинами и знаком $2V$. Так, ломонтит из нижнемеловых отложений правобережья р.Лены напротив устья Вилюя имеет константы: $N_g = 1,523(0,002)$, $N_p = 1,512(0,002)$, $N_g - N_p = 0,011$; $c:N_g = 30-40^\circ$, удлинение положительное $r < v$, угол $2V = -20$ до 30° ; отчетливы видны два направления спайности (почти под прямым углом).

Всюду в самых нижних частях разреза Приверхоянского прогиба – в зоне метакатагенеза этот минерал исчезает, будучи замещаем эпидотом и кальцитом поздней генерации в парагенезе с аутигенными альбитом, кварцем, хлоритом и серпичитом.

Таким образом, ломонтит в вышеупомянутой угленосной формации являлся одним из чутких индикаторов стадий позднего (глубокого) катагенеза. Раннекатагенетические преобразования характеризовались иными кальцевыми же цеолитами, содержащими в своих кристаллических решетках больше, нежели в ломонтите, воды

и кремнезема.

Это упомянутый выше гейландит, а также десмин и эпидесмин. По мере нарастания температур и давлений определился следующий «ряд обезвоживания» цеолитов, отмеченный А.С.Запорожцевой, Т.Н.Вишневской и П.И.Глушинским (1963): гейландит

$\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 \cdot 5-7 \text{H}_2\text{O}$ либо десмин $\text{Ca} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6-7 \text{SiO}_2 \cdot 4-8 \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ эпидесмин $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ ломонтит $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ сколецит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$. Начальные члены данного ряда находились в песках и слабо сцементированных песчаниках из зоны бурых углей на платформенной окраине краевого прогиба, а последние - в песчаниках из зоны газовых и жирных углей на прискладчатом крыле того же прогиба. Причем сколецит оказался редко находимым минералом и, как правило, глубинно-катагенетические преобразования пород завершались ломонтитом.

В данном конкретном регионе цеолиты в ряду преобразований пород от катагенеза до метаморфизма трансформировались и в конце концов замещались другими минералами. Но так бывает не везде. Парагенезы цеолитов могут оказаться иными.

Конкретный ряд цеолитов зависит от исходного «строительного материала» – петрофонда той формации, в которой формируется литогенетическая зональность.

В частности, иной, чем в Приверхояние, характер имеет зональность эволюции цеолитов в толщах вулканомиктовых граувакк. Классические описания распределения этих минералов в мощном разрезе (всего 12 тыс. м) вулканогенно-осадочных граувакк Новой Зеландии установил Д.К.Кумс [2, 4, 16, 34]. После его работ была выделена и общепризнана петрографами так называемая цеолитовая фация, отвечающая низшей ступени регионального метаморфизма. Большой вклад в ее изучение внесли японские геологи М.Утада, А.Инджима и другие, установившие зональность строения цеолитосодержащих вулканогенно-осадочных формаций неогенового, палеогенового и мелового возраста.

Там были установлены следующие зоны (сверху вниз): 1) малоизмененного вулканического стекла с опалом; 2) клиноптилолита и морденита с монтмориллонитом; 3) гейландита и анальцита; 4) ломонтита с корренситом и хлоритом; 5) альбита, пренита, пумпеллитита с хлоритом; 6) эпидота с альбитом.

Итак, конкретные виды цеолитов находятся в зависимости от состава петрофонда, а мощности зон – от термических градиентов: от 5 км в районах, где градиент составлял $20^\circ\text{C}/\text{км}$, до 1,5 км там, где он приближался к $40^\circ\text{C}/\text{км}$ [4].

5. Цеолитовая ассоциация гидротермального метаморфизма

отлична от предыдущих, прежде всего, отсутствием четкой зональности в распределении минералов по разрезу (например, ломонтиит может встречаться у поверхности, а вниз по разрезу сменяться более гидратированными видами – морденитом, гейландитом, десмином и др.). Сочетающиеся с цеолитами глинистые минералы могут также располагаться в разрезе не в том «порядке», который установлен для зон регионального катагенеза (например, монтмориллониты могут находиться ниже зоны развития корренситов или хлоритов). Причины такого своеобразия гидротермального минералообразования находят следующее объяснение. При региональном эпигенезе мы имеем дело с равновесными системами, где цеолиты-индикаторы определенных длительно существующих термодинамических условий; при гидротермальном метаморфизме – со сложной картиной неоднократного воздействия на породы гидротермальных растворов с меняющимися температурами, содержанием и характером растворенных компонентов [9, с.40].

6. Цеолитовая ассоциация *магматических пород* океанского дна, которая формируется в условиях структур растяжения (спрединга и разуплотнения вещества), характеризуется появлением преимущественно натриевых цеолитов, возникших при взаимодействии расплавов с морской водой. Она описана исследователями, изучавшими измененные базальты, долериты и габбро в разломных зонах Срединно-Атлантического хребта, где японским петрологом А.Миясиро выделена в особую цеолитовую фацию регионального метаморфизма океанического субстрата. Рассмотрение ее выходит за круг задач данного курса.

Обзор цеолитовых ассоциаций, сделанный выше, показывает, что нет простого рецепта к выявлению индикаторных признаков стадийности литогенеза. Только тщательный анализ смены в разрезе и на площади развития осадочной формации не отдельных видов, а парагенетических сообществ всех минеральных образований дает нам возможность в каждом конкретном случае решать вопрос о том, какой именно генетической ассоциацией мы имеем дело.

4.5. Карбонаты

Обращаясь к индикаторным признакам карбонатов, необходимо помнить о существенных различиях в поведении одинаковых минералов этой группы при прочих равных условиях в зависимости от того, насколько те сконцентрированы в породе, иными словами,

являются ли они породообразующими или рассеянными среди иных компонентов*. Первый из названных вариантов относится непосредственно к минералам карбонатных пород или крупных конкреционных образований. Второй — относится к карбонатной примеси в составе глинистых, обломочных и вулканогенно-обломочных отложений, которая присутствует там либо в виде различных микровключений (обломочных, аутигенных), либо в качестве цемента, заполнившего промежутки между кластогенными частицами.

Рассмотрим вначале второй вариант, исходя из того, что исследование кластогенных отложений, как было сказано выше, наиболее результативно применительно к реконструкциям конкретных этапов эволюции бассейнов породообразования. Необходимо предусматривать, что нельзя вполне уверенно полагаться на индикаторные признаки рассеянных в породе карбонатов, потому что последние бывают многостадийными и очень похожими друг на друга образованиями. Отличительные их признаки известны, однако, они не всегда бывают очевидными для наблюдателя.

Это обусловлено тем, что карбонаты легче многих других минералов поддаются процессам коррозии вплоть до полного их растворения, а затем новой кристаллизации, регенерации, изоморфным замещениям и прочим преобразованиям, которые побуждаются малейшими изменениями концентраций растворенной углекислоты или изменениями других химических свойств межзерновых водных растворов. Очень многое зависит от химизма подземных вод. А он не остается постоянным, но определенным образом эволюционирует во времени. На его изменения существенным образом сказываются влияния веществных составов самой водовмещающей формации, подстилающих и соседних ней образований, а также особенностей тектонических режимов в породном бассейне.

В частности, важнейшим региональным источником двуокиси углерода в пластовых водах осадочных формаций служит окисляющееся органическое вещество. По этой причине вода, находившаяся в контакте с нефтью, принадлежит к активнейшим растворителям карбонатов.

Источником CO_2 может служить не только концентрированное, но и рассеянное в породах органическое вещество (РОВ). Вертикальные перемещения пород вглубь стратисферы, в зоны повышенных температур и давлений, создают благоприятные условия для генерации углекислоты вследствие катагенетических изменений РОВ. Детально

* Строго говоря, сказанное справедливо и для всех остальных минеральных видов, но у карбонатов такая особенность проявлена наиболее отчетливо

изучавший эти процессы Н.А. Минский [20] подчеркивал, что поскольку вертикальные перемещения пород определяются тектонической активностью, то и концентрация углекислоты находится в определенной зависимости от тектонического фактора в сочетании с величинами региональных термических градиентов: при их высоких значениях усиленная генерация CO_2 за счет РОВ начинается на меньших глубинах.

В целом же диапазон глубин, на которых в условиях устойчивого погружения осадочных образований осуществляется насыщение вод углекислотой, колеблется в разнотипных бассейнах от 1,5 до 4 км. Там, где он совпадал с зоной дегидратации трансформируемого в гидрослоду монтмориллонита (см. выше), эти процессы особенно активизировались и приводили к массовому растворению карбонатной минерализации более раннего генезиса (рис. 22-26). В результате возникали глубинные уровни вторичной децементации в алевроитопесчаных породах. Их существование подтверждено при прохождении многочисленных нефтепоисковых скважин в пределах тектонических депрессий. Н.А. Минский назвал их «пояса оптимальных коллекторов», так как в пределах таких зон создавались благоприятные условия для миграции туда нефти, газа или же артезианских вод.

Если по каким-либо причинам углеводороды в пояс оптимальных коллекторов не проникали, то в ходе более глубокого опускания децементированных пород в их заполненных водой пустотах начинали активно кристаллизовываться различные аутигенные минералы, состав которых во многом был взаимосвязан с составом кластогенного каркаса. При значительном содержании терригенного кварца, например, поры, возникшие на месте растворенного кальцита, заполнялись теперь регенерационным кварцем (см. рис. 22, внизу; рис. 27). В других породах поры могли быть заполнены различными глинистыми агрегатами, цеолитами, полевыми шпатами и иными минералами. То, что именно так было, могут подтвердить только конкретные стадийно-петрографические наблюдения.

Иногда этот процесс бывает неодноократен – в тех случаях, когда чередовались условия повышений и понижений pH, наблюдалась сперва коррозия кварца кальцитом, затем – обратные их соотношения, а потом – новая, еще более поздняя карбонатизация. Последняя развита в образцах пород из бассейнов, претерпевших многократные тектонические перестройки с чередованиями этапов погружений и блоковых воздыманий (рис. 28). Дело в том, что на этапах развития тектонических деформаций при инверсионных перестройках структуры бассейна вся флюидно-поровая система становится открытой для оттока растворенных в воде газов в области пониженных давлений.

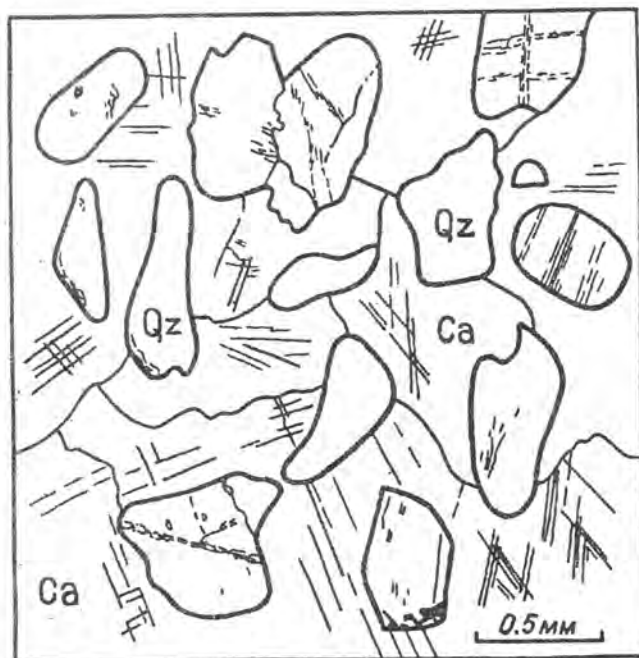


Рис. 23. Шлиф кембрийского песчаника южно-го склона Скандинавского щита, находившегося на начальной стадии погружения, в подзоне A_2 (см. схему рис. 22) на глубине менее 0,1 км, по Н. А. Минскому [20]; заметно, что кальцит (Ca) устойчив, но не активен по отношению к почти некорродированным обломкам кварца (Qz) и силикатов

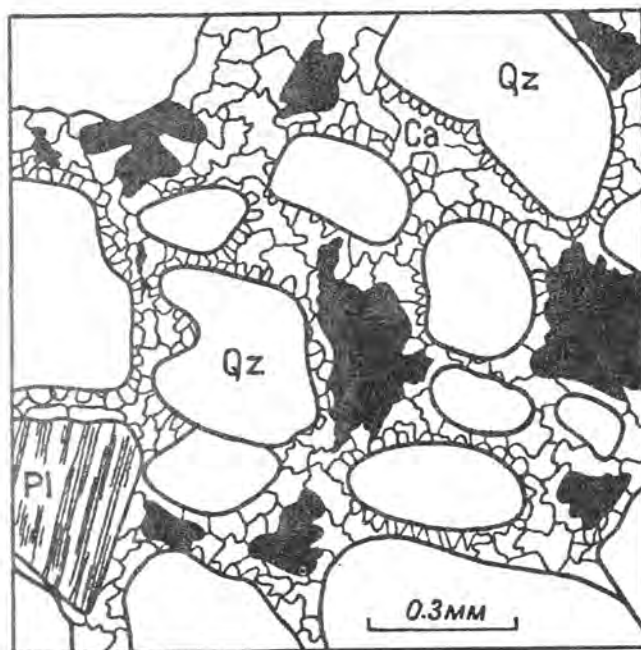


Рис. 24. Шлиф песчаника, аналогично предыдущему, погружившегося в подзону B_2 (см. рис. 22), по [20]; заметен процесс растворения кальцита (черный фон - открытые пространства)

Рис. 25. Шлиф кембрийского песчаника Балтийской синеклизы, претерпевшего незакончившийся процесс уплотнения после частичного растворения кальцитового (Ca) цемента; видны следы дробления кварцевых зерен и начала их регенерации (Qz), по [20]

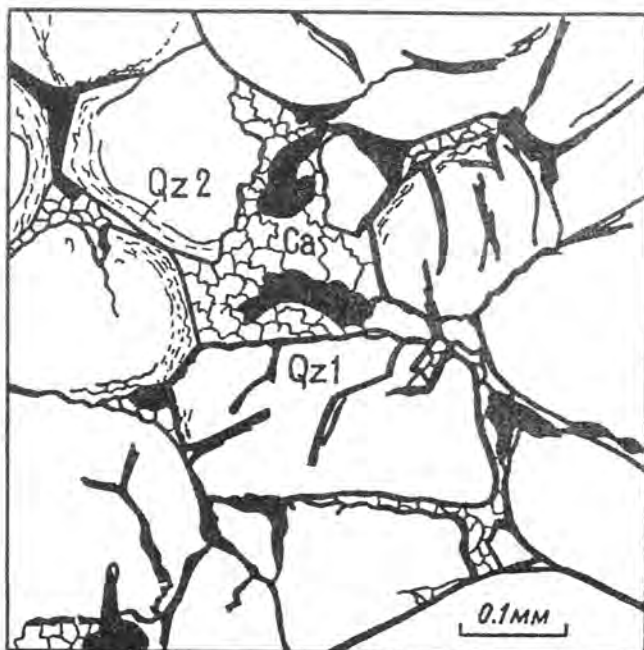
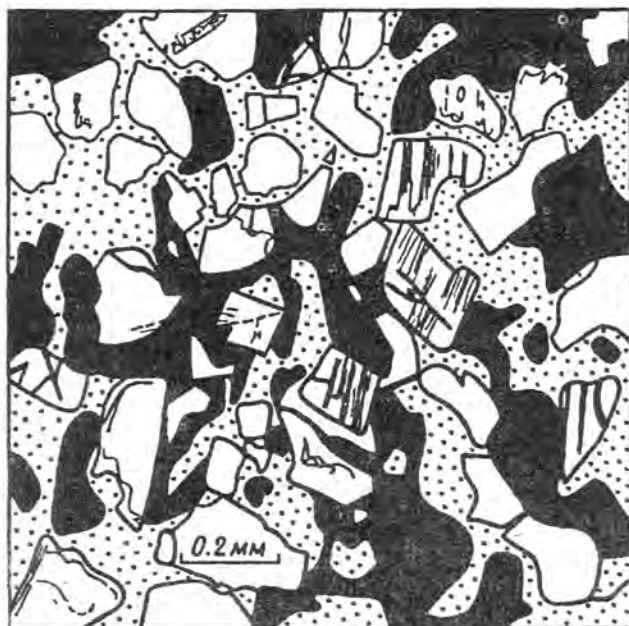


Рис. 26. Шлиф мелового песчаника Учкыра (в Средней Азии), находившегося в подзоне Б₂ (см. рис.22); заметно возрастание объема пустотных пространств (черное) за счет растворения кальцитового цемента (точки), по [20]



Уход же CO_2 всегда благоприятствует локальному повышению pH и, как следствие, коррозии кварца и каркасных силикатов и новому аутигенному карбонатакопленню (рис. 27-31).

Сформировавшийся на этой стадии «поздний» кальцит (анкерит, доломит или иной карбонат) образует наложенные, пятнистые порфиробластические включения (см. рис. 31), имеющие секущие, явно коррозионные контакты с прочими терригенными и аутигенными компонентами в породе. Чаще всего такие порфиробласты карбонатов самой поздней генерации концентрируются вблизи швов гидроразрыва и других микротрещинок, но не всюду это бывает отчетливо заметно (см. рис. 5).

Итак, аутигенные рассеянные карбонаты не могут относиться к числу надежных индикаторов стадийности литогенеза, а сами пугаются в доказательстве принадлежности к тому или иному этапу развития бассейна породообразования по характеру их взаимоотношений с другими минеральными компонентами.

В породах, где карбонаты преобладают над другими минералами, постседиментационные преобразования в значительно большей мере зависят от изначальной генетической природы осадка, нежели от прочих глубинных факторов в бассейне породообразования. Интересующимся этими вопросами мы рекомендуем работы В.Г.Кузнецова [11], А.А.Махнача [17], а из зарубежных исследователей - Дж.В.Чилингара, Х.Дж.Биссела, К.Х.Вольфа и др. [2].

Некоторыми исследователями предпринимались попытки оценки степени перекристаллизации карбонатных пород как показателя их катагенетической преобразованности. Но эти попытки по упомянутым причинам не получили широкого применения на практике, хотя в некоторых разрезах с однородным строением определенную корреляционную зависимость между вторичной кристалличностью и глубинной катагенеза выявить удавалось. Однако она не представляла собой глобальной закономерности.

В карбонатных отложениях процессы перекристаллизации, доломитизации, окремнения, раздоломчивания, сульфатизации и другие, обусловленные изменением гидрохимической обстановки и приносом вещества, в различных регионах могут проявляться на самых ранних стадиях литогенеза и, следовательно, не могут использоваться в качестве реперов при оценке конкретной стадии ката- и метagenеза. Но сказанное не умаляет значения наблюдений над стадийностью развития такого рода процессов (один из примеров - см. на рис. 32). Она (эта стадийность) может разъяснить очень многое относительно эволюции бассейна породообразования в целом.

Рис. 27. Шлиф юрского кварцевого песчаника, погруженного в зону B_2 (см. рис. 22); кальцитовый цемент полностью растворился, а кварцевые зерна будучи регенерированными, сблизились до положения плотнейшей упаковки, по [20]

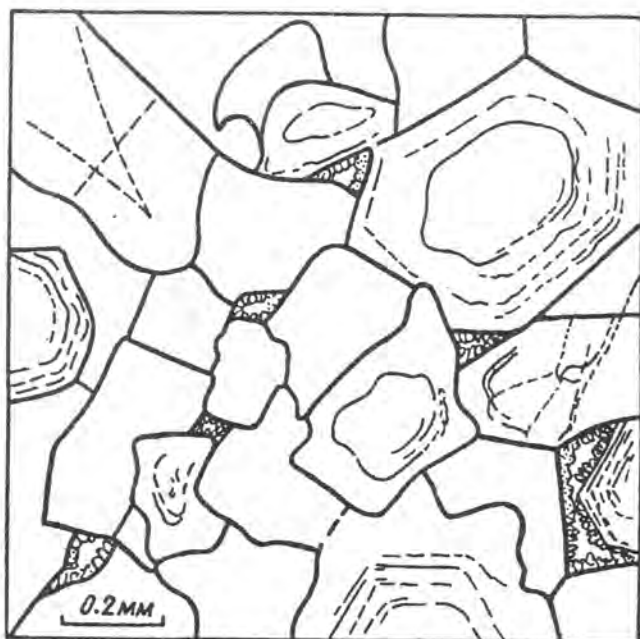
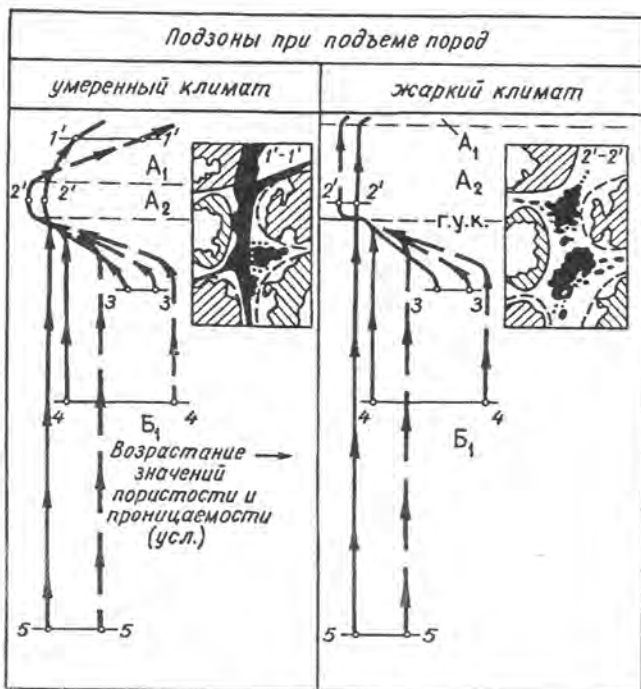


Рис. 28. Схема изменения коллекторских свойств кальцитосодержащих песчаников при их воздыманиях после погружения, по Н.А. Минскому [20]; условные обозначения см. на рис. 22



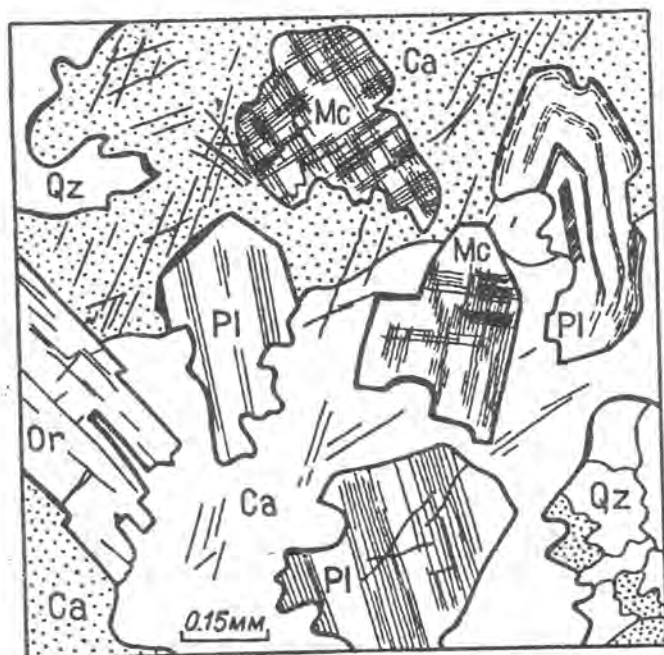


Рис. 29. Шлиф юрского аркозового песчаника, испытывавшего подъем и вошедшего в подзону A_2 (см. рис. 28); Илийский грабен Восточного Тянь-Шаня, по [20]. Кальцитовый цемент пойкилитового типа (Ca) корродирует зерна кварца (Qz), ортоклаза (Or), микролина (Mc) и плагиоклазов (Pl). Никол +



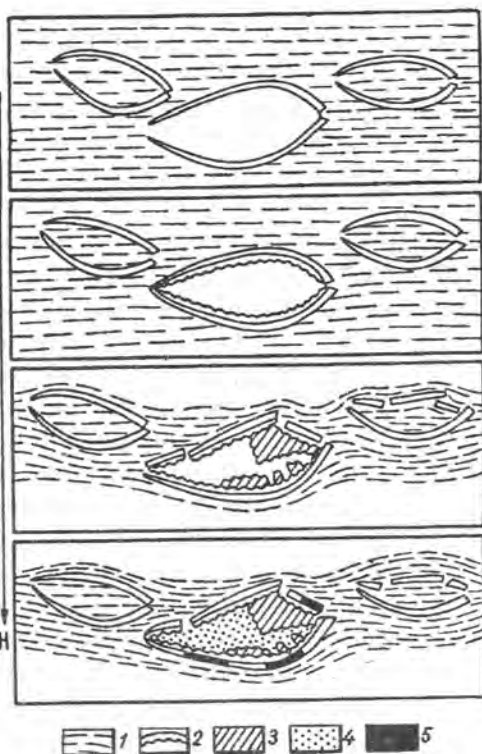
Рис. 30. Шлиф мелового песчаника на Гиссарском хребте, испытывавшего после погружения подъем до зоны A_2 (см. рис. 28); кальцит активно корродирует силикаты, до полного метасоматического замещения, и при этом образует вторичный пойкилитовый цемент; пунктиром намечены реликтовые контуры, [20]

Рис. 31. Шлиф юрского кварцевого песчаника, находящегося в подзоне A_2 (см. рис. 28). Кальцитовый пойкилитовый цемент корродирует обломки; по нему развиваются ромбоздры доломита; по [20]



Рис. 32. Пример выявления последовательности стадий минерализации раковин брахиопод (арагонит-кальцит-доломит и кремнезем) в пенсильванских отложениях центральной территории США (из [2], со ссылкой на Mc Narque, Price, 1982):

1 - глина, 2 - ранняя арагонитовая инкрустация, 3 - крупнокристаллический кальцит, 5 - доломит, 6 - кремнезем; Н - направление роста глубины погружения



4.6. Некоторые итоги

Приведенные выше описания не следует истолковывать так, будто в раскрытии индикаторных признаков отдельных породообразующих минералов состоит главная цель стадийного исследования. Это лишь промежуточная ступень к решению более сложной задачи – установлению историко-геологической этапности формирования парагенезов аутигенных минералов и структур в отложениях различных генетических типов, залегающих в составе единых формационных комплексов.

Говоря об индикаторных признаках каждого минерала в отдельности, мы на время абстрагировались от взаимосвязи и взаимообусловленности преобразований многих находившихся совместно в породе компонентов. Порода – это система постоянно взаимодействующих компонентов – минеральных частиц или их агрегатов, а также РОВ и газоводных флюидов. Чаще всего об этом забывают или постулируют взаимозависимость многокомпонентных постседиментационных преобразований, не раскрывая ее на практике. Да и раскрыть ее во всем многообразии едва ли возможно с исчерпывающей полнотой.

Обычно мы выделяем лишь несколько звеньев из сложнопереплетенной цепи причинно-следственных связей. Вспомним, например, об описанных выше механизмах взаимосвязей трансформаций глинистого вещества и РОВ. По данным работ И.Д.Зхуса и В.В.Бахтина (1979), глинистые минералы не только способствуют битумообразованию, но и сами под влиянием этого процесса изменяются. В частности, на природных объектах упомянутыми исследователями было экспериментально установлено, что гидрогенезация РОВ вызывает преобразование монтмориллонита в гидрослюда через ряд промежуточных смешанно-слойных фаз. Гидрогенезация РОВ происходит как за счет диспропорционирования, так и за счет водорода, заимствованного из окружающей среды, в результате чего в ней снижается концентрация водородных ионов – возрастает pH. В возникающей вследствие этого щелочной среде становится растворимым глинозем и возрастает подвижность кремнезема. Такие изменения благоприятствуют удалению ионов кремния из тетраэдрических позиций монтмориллонита и замещений их менее подвижными ионами алюминия.

Замена же четырехвалентного катиона на трехвалентный определяет появление ненасыщенной отрицательной связи, которая компенсируется ионами калия. Это и есть процесс гидрослюдазации монтмориллонита. Он многофакторен. Для его реализации важен также и поставщик калия в растворах, без чего невозможен сам процесс, и

вместе с тем, повышение Р-Т условий. Кроме того, немаловажную роль катализатора, ускорившего данные преобразования, имеет РОВ.

Выше упоминалось о «поставишке» калия, а это значит, что в преобразованиях монтмориллонита в породе тесно взаимосвязаны и иные минеральные компоненты. Ведь те из них, которые отдают калий, сами трансформируются во что-то иное, а их трансформации, в свою очередь, тоже на что-то влияют.

Такая цепочка причинно-следственных связей будет уводить нас все дальше и дальше по мере углубления в расшифровку механизма катагенетических процессов. В этом и заключается одна из главных сущностей стадийного анализа литогенеза. Начинать этот анализ надо с изучения минеральных парагенезов, а затем - обращаться к парагенезам пород и генетических типов отложений в теле геологической формации.

Здесь всюду термин *парагенез* пониматься так же, как он сформулирован В.И.Муравьевым [21, с. 11-12]: это естественно повторяющееся сонахождение компонентов в конкретном геологическом теле, связанное с закономерным сосуществованием причин и факторов, ответственных за возникновение всей ассоциации этих компонентов в целом. Под «компонентами» здесь подразумеваются либо породы (если осуществляется формационный анализ), либо минералы (если обратиться к анализу стадийному).

В.И.Муравьев привел несколько ярких примеров, подкрепляющих тезис о том, что исследование минеральных ассоциаций, а не единичных минералов-индикаторов повышает достоверность сделанных литологом выводов. Так, кристобалит, являющийся продуктом последовательного низкотемпературного изменения кремнезема в ряду опал-кварц (Flörke, 1967; Mizutani, 1967) и вместе с тем, возникающий при девитрификации стекол, сам по себе не является достаточно достоверным индикатором для реконструкции исходного вещества, но в ассоциации с монтмориллонитом и цеолитами (не являющимися продуктами низкотемпературного видоизменения кремнезема) многократно увеличивает достоверность вывода об исходном веществе породы [21, с. 12-13]. Таким образом, сонахождение (парагенез) новообразованных цеолитов, монтмориллонита, опала и кристобалита позволяет с высокой степенью достоверности исключить какие бы то ни было источники или процессы, кроме процесса низкотемпературного изменения стекол в условиях застойных грунтовых вод [21, с. 13].

Подробнее относительно логического построения стадийно-генетических заключений см. в [2, 3, 4, 18, 33, 34, 35].

Здесь же ограничимся лишь краткими рекомендациями относительно того, как удобнее синтезировать результаты стадийного

анализа на начальном этапе изучения разреза осадочной толщи.

В детально описанном разрезе опробуются по возможности все главнейшие пачки пород и из каждой пробы изготавливаются по несколько шлифов и дублирующих шлифы препаратов для лабораторных рентгено-дифрактометрических, электронно-микроскопических и других прецизионных исследований. Данные о минеральных новообразованиях, специфике их кристаллохимического строения, изоморфизма и других типоморфных признаках наносятся условными символами справа от стратиграфической колонки. Обычно эти данные фиксируются в виде вертикальных линий, толщина которых пропорциональна частоте встречаемости того или иного аутигенного минерала или конкретной вторичной структуры (см. рис. 3). Желательно рядом с изученными таким способом графиками показать уровни измерения степени углефикации органического вещества (если таковыми сведениями располагают), а также сведения о физико-механических свойствах пород (пористости, прочности на сжатие, проницаемости и др.).

В итоге в разрезах более или менее отчетливо наметятся уровни зональности постседиментационных преобразований (см. рис. 3; рис. 33). Сравнивая между собой генетические типы отложений на разных уровнях литогенеза, можно оценить степень влияния изначальных седиментационных особенностей на последующий ход процессов катагенетического минерало- и структурообразования. Сопоставляя однотипные породы в разобренных разрезах, можно коррелировать зоны катагенеза на площади развития исследуемой формации и выяснять соотношение этих зон со стратиграфическими, фациальными и формационными границами. А это важный шаг к реконструированию влияний изначальных скоростей и палеоглубин погружения породы, а также последующих тектонических дислокаций и других факторов на специфику процессов пороодообразования в изучаемом бассейне.

Глава 5

О ДИСКРЕТНОСТИ И ИСТОРИЧНОСТИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА, ПРИНЦИПАХ ИХ РЕКОНСТРУКЦИИ И ТИПИЗАЦИИ

До сих пор нами были показаны отдельные методические приемы стадийного анализа минеральных и структурно-текстурных образований в породах и рекомендованы способы графического обобщения полученных таким путем сведений. Подчеркивалось, что данные приемы служат начальными звеньями в научном познании процессов осадочного породообразования (литогенеза), главная цель которого сводится к выявлению причинно-следственных зависимостей между упомянутыми процессами и постоянно менявшимися во времени геологическими условиями эволюции земной коры (вместе с ее осадочными бассейнами) и нижележащих геосфер.

Пути к разработке такой сложной актуальной проблемы активно начинают искать исследователи разных школ и направлений. Единого рецепта никем еще не выработано. В перспективе предстоит решение многих научных задач. Остановимся на отдельных наиболее интересных аспектах изучения этой проблемы. Прежде всего подчеркнем, что к истолкованию результатов стадийных наблюдений можно подходить с разных теоретических позиций.

Ныне широко распространен такой подход, при котором в качестве аксиомы, как нечто само собою разумеющееся, принимается представление о непрерывности и постепенности нарастающих структурно-вещественных изменений в отложениях любого осадочного бассейна. Исходя из такого представления, все или почти все аутигенные новообразования традиционно рассматриваются в совокупности как продукты литогенеза различных уровней погружения породы в

бассейне. Применяя к ним стадияльно-петрографический анализ, литологи стремятся выявить по-возможности стройную последовательность в изменениях состава постседиментационных минералов и характер микроструктур сверху вниз по разрезу, т.е. откартировать литогенетическую зональность для того, чтобы коррелировать ее с теми или иными этапами стадий: диагенеза, катагенеза (или регионального эпигенеза) и метагенеза, и таким путем получить представление о последовательном развитии процессов осадочного породообразования (и рудообразования в том числе). В ряде случаев это приводило к положительным результатам, но не всегда и не повсеместно.

Так, логично обоснование схемы литогенетических зональностей были описаны в работах [8, 14, 34, 35] применительно к молассовым угленосным, флишевым либо флишонидным комплексам терригенных пород, которыми заполнялись стабильно и интенсивно погружавшиеся тектонические депрессии. В иных же образованиях подобную зональность установить не удавалось: обычно там, где прежде имели место многократные изменения палеотектонических режимов, приводившие к инверсионным перестройкам структуры осадочного бассейна. В качестве примера можно привести отложения осадочных чехлов Западно Сибирской и Скифской эпипалеозойских плит. Там в большинстве мест литогенетическая зональность не столь очевидна вследствие неупорядоченности и невыдержанности однотипных минеральных новообразований в разрезах и на площади развития осадочной толщи.

Это неупорядоченность обуславливалась не только изначальной фациальной разнородностью и изменчивостью толщи осадочных отложений. Она оказывалась свойственной пачкам одинаковых или близких между собой по составу и генезису пород. Последние на различных этапах инверсионно-тектонических перестроек бассейна (порождавших, в свою очередь, резкие изменения глубинных водно-флюидных режимов) подвергались в разной мере локально-наложенным (или вторичным) изменениям своих вещественно-структурных особенностей, в частности цементации, интенсивному окварцеванию и др. Одним из первых обратил внимание на подобные явления Л.Б.Рухин [26], назвавший их *регрессивно-эпигенетическими*. Позднее некоторые исследователи (в том числе и автор) употребляли для них термин *регрессивно-катагенетические*. Многие же вообще не отделяли их от общей совокупности процессов регионального катагенеза (или регионального эпигенеза).

Необходимость познания вышеупомянутых (регрессивных) новообразований от «фоновых» диктуется, прежде всего, практическими задачами прогнозирования коллекторских свойств пород. В данном

аспекте большую ценность представили исследования Н.А. Минского [20]. Он на конкретных геологических объектах доказал и теоретически обосновал модели многократной декarbonатизации и карбонатизации цемента песчаных пород вследствие менявшихся эндогенных гидрохимических условий, коррелируемых с определенными режимами тектонических колебательных движений (см. рис. 22-31). Ряд признаков подобных же явлений описывались автором в разрезе отложений мезозоя Хатчагайского вала Вилпойской синеклизы [35]. Новые данные, подтверждающие и развивающие концепцию Н.А. Минского, содержатся в докторской диссертации Макхуса Монзера (1992) относительно условий формирования коллекторских свойств пород нефтеносных бассейнов Сахарской платформы.

Своеобразие такого рода процессов подчеркивал в своей монографии Б.А. Лебедев [13], отнесший их к категории *наложенно-эпигенетических*, противопоставляемых *стадиально-эпигенетическим*. Об этом он написал следующее: «Стадиальные изменения, включающие в себя шкалы катагенеза, мы будем называть *стадиально-эпигенетическими*, а изменения, вызываемые внедрением флюидов из внешних источников *наложенно-эпигенетическими*» [13, с. 11].

В предисловии к упомянутой книге Я.Э. Юдовичем была предложена несколько иная терминология: исходя из представлений о том, что *стадиальный эпигенез* происходит на этапах погружения осадочного бассейна, и что его процессы в значительной мере автономны по энергии и по веществу, он может быть назван *аутигенным эпигенезом*. Наложенный же эпигенез, осуществляемый на поздних этапах инверсии бассейна, в условиях раскрытия флюидоупорных систем (с проникновением туда из нижних горизонтов осадочного бассейна активных флюидов) предлагалось именовать *аллотигенным эпигенезом*.

Данные термины, по мнению автора, раскрывающие суть эндогенных процессов, пока еще не получили широкого признания. Однако независимо от их дальнейшей судьбы исследователь литогенеза должен отчетливо представлять себе наличие двух категорий разных по своей природе постседиментационных процессов.

Одну категорию процессов (*стадиально-эпигенетических* – по [13], *аутигенно-эпигенетических* – по Я.Э. Юдовичу, или *регионального фоновый литогенеза погружения* – по [35]) следует относить к категории последовательно усиливающихся литогенетических (диагенетических, катагенетических, раннеметагенетических) преобразований осадочной толщи как саморазвивающейся системы.

Другую категорию, весьма однородную, надо относить ко вторичным изменениям. Эти процессы не ограничиваются только упомянутыми под названиями регрессивно-эпигенетических,

или регрессивно-катагенетических, которые представляют собою *группу относительно низкотемпературных изменений*. Сюда же можно причислить и продукты зонального метаморфизма осадочных комплексов в складчатых системах, обособив их в другую отдельную группу - *высокотемпературных (или динамотермальных) изменений*, которые тоже имеют наложенных характер.

Высокотемпературные вторичные изменения пород начинаются зоной метагенеза типа динамотермальной активации, которая в различных местах усложняет самые разные стадии катагенетических либо раннеметагенетических преобразований погружавшейся до начальных этапов складчатости осадочной толщи. Это детально показано автором на примере стадияльных исследований литогенеза терригенных формаций позднепалеозойско-мезозойского верхоянского складчатого комплекса [35]. В частности, было установлено, что положение в разрезах уровня возникновения метагенетических структур рекристаллизационного бластеза кварца не находится в прямой зависимости от мощностей и глубин максимального погружения верхоянского комплекса. Проявления бластеза далеко не всюду совпадают с максимально интенсивными катагенетическими преобразованиями (например, в некоторых песчаниках триаса рекристаллизационный бластез бывает проявлен вместе с признаками стадии умеренного, но не глубокого катагенеза). Интерпретация региональных наблюдений позволила заключить, что метагенетические преобразования пород верхоянского комплекса не являлись непрерывным продолжением глубинно-катагенетических (обусловленных длительным пребыванием пород на многокилометровых глубинах), а были наложены на них.

В исследованном регионе степень интенсивности конечных преобразований пород обусловлена не столько глубинами их погружения в доскладчатом бассейне, сколько процессами термальной активации недр и тектонических дислокаций. Наиболее глубокие изменения пород верхоянского комплекса развиты преимущественно вдоль тектонически ослабленных участков пересечения глубинных диагональных разломов, близ локальных минимумов гравитационного поля, т.е. над вероятными очагами позднемезозойской гранитизации фундамента бассейна. Ареалы зон метаморфизма имеют в плане пятнистые контуры и пересекают стратиграфические границы, так что максимальные изменения пород - с метаморфогенным биотитом, ставролитом и гранатом - присущи не только самым древним отложениям (каменноугольным), но и вышележащим (пермским, триасовым).

Положение метаморфических ареалов в современной структуре никак не связано с колебаниями мощностей вышележащих толщ. Наряду с этими есть гораздо более обширные площади, на которых

каменноугольные и пемские породы в самых низах верхоянского комплекса не метаморфизованы — их преобразования наращиваются вниз по разрезу постепенно и не выходят за пределы зон с типоморфными признаками раннего (слабого) метагенеза. Указанное также свидетельствует о наложенном характере наиболее интенсивных изменений, которые представляют собой образования термальных куполов, приуроченных к тектоническим структурам, благоприятным для миграции флюидов — важнейшего фактора теплопереноса.

Следовательно, в условиях активного тектонического режима становлению бассейна породообразования свойственны два способа осуществления литогенетических преобразований. Первый приводит к наращиванию структурно-минеральных новообразований в породах в результате их погружения, второй порождает локально наложенные изменения динамотермальной природы, на этапах тектонических активизаций и дислокаций.

Оба способа тесно взаимосвязаны пространственно и, по-видимому, генетически, представляя элементы единой флюидно-породной системы, развивавшейся *н е п р е р ы в н о - п р е р ы в и с т о*. Литогенетические преобразования, возникшие в процессе максимальных погружений пород, бывают в разной мере камуфлированы наложенными метагенетическими изменениями в складчатой области.

Эти вторичные изменения пород в Верхоянском регионе, по данным исследований [35], коррелируются с историко-геологическими этапами чередовавшихся растяжений и сжатий (и менявшихся при этом интенсивностей глубинных тепловых потоков и динамических напряжений). Они приурочены к промежутку между пермским и триасовым временем, а также к концу мезозоя, т.е. к периодам особенно интенсивных надвигов складчатых сооружений на соседнюю (западную) окраину Сибирской платформы. В конечном итоге образовалась система разновозрастных и генетически разнотипных преобразований и изменений вещества в одинаковых осадочных формациях. Следует добавить, что на этапах послескладчатого орогенеза (в кайнозое) здесь проявились поздние низкотемпературные (или регрессивно-эпигенетические) изменения пород. И хотя они в большинстве здесь оказались слабыми, однако не учитывать их при стадийных реконструкциях было бы ошибочным. Но разграничить их и другие виды изменений и преобразований с достаточной степенью определенности в практической работе весьма не просто.

Из приведенного выше примера становится очевидным, что насущной задачей стадийного анализа становится необходимость поиска ясных критериев, по которым можно было бы определять различия во множестве видов литогенетических преобразований. Эта

задача находится в стадии разработок, и решить ее не просто потому, что литогенез *многофакторен* и *полистадийен*. Причем не все факторы могут быть приняты во внимание исследователем и должным образом оценены им, так как он всегда наблюдает лишь конечный результат их *суммарного* воздействия на вещество осадка. Даже в тех случаях, когда удастся ретроспективно наметить определенную стадийность в аутигенном минералообразовании и в изменениях структуры отложений, мы никогда не можем в достаточно полной мере учесть: 1) точного интервала времени активного влияния того или иного фактора литогенеза, 2) синхронности или асинхронности воздействий на породу разных факторов.

Кроме того, учитывая известные экспериментальные и теоретические данные о закономерностях роста кристаллов в многокомпонентных средах* и флюидного режима в земной коре [30], мы имеем основание утверждать о *дискретном* характере процессов пороодообразования и изменения минеральных компонентов осадочных пород. До сих пор это положение, хорошо известное минерологам и петрологам, не находило должного отклика у литологов. Точнее говоря, литологи акцентировали внимание в основном на дискретности механизма осадконакопления [28, 31], а механизмы постседиментационного литогенеза в таком же аспекте не привлекли к себе должного внимания. Между тем можно привести немало доводов в пользу высказанного выше тезиса. Дискретность литогенетических процессов имеет многоуровневый характер; к уровню нижнего ранга можно отнести зарождения или преобразования отдельного минерального вида, а самого высокого ранга – изменение флюидного и термобарического режима во всей системе, которую представляет собой осадочная формация в целом вместе с подстилающими ее и вышележащими образованиями.

Первый из названных уровней представляет для литологов предмет перспективных исследований в будущем. Если обратиться по аналогии к росту минералов из расплава в сложных многокомпонентных флюидных средах, то там, согласно обобщениям Ю.К.Воробьева (1990), этот процесс является прерывисто-циклическим, состоящим из следующих фаз: 1) отложения чистого материала, 2) замедления, вплоть до остановки роста кристалла, 3) релаксации, 4) интенсивного роста с захватом примесей (возникновением пойкилитовых включений). Аутигенез в осадочной породе, осуществляемый непременно в водно-флюидной и многокомпонентной среде (подробнее см. [17]), вне всякого

* Подробно см.: Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. М.: Недра, 1990. 184 с. и Ф.А.Легинков «К проблеме синергетики геологических систем»//Геология и геофизика, 1993, N 1, с.34-56.

сомнения, подчиняется тем же законам. В частности, такие процессы, как регенерация обломочного кварца, альбита, кальцита и других минералов, а также рекристаллизационный бластез несомненно осуществлялись дискретно и в пределах ограниченных интервалов времени. Попытаться найти способы точной фиксации этих интервалов применительно к геологической истории эволюции породного бассейна — значит вывести стадильный анализ на качественно новый уровень.

Если теперь обратимся к флюидному режиму в стратифере, влияющему на аутигенез в целом, то здесь импульсивность и цикличность его влияний носит еще более отчетливый характер. Она коррелируется с цикличностью развития геотектонических режимов развития осадочных бассейнов. В.Е.Ханним и К.Б.Сеславинским (1991) было подчеркнуто, что процессы тектогенеза (включая и складкообразование) протекают непрерывно и постоянно, но обнаруживают при этом периодические резкие возрастания своей интенсивности, приводящие к существенным качественным изменениям — перестройкам внутренней структуры крупных участков литосферы. С подобными импульсами геотектонических активизаций удается увязывать некоторые конкретные этапы постседиментационных преобразований или наложенных (вторичных) изменений в породе конкретной осадочной формации, о чем было рассказано выше, на примере верхоянского комплекса (см. также [35]). Такие же, устанавливаемые вначале эмпирическим путем, закономерности находят свое дальнейшее теоретическое объяснение, исходя из известных петрологам закономерностей воздействия флюидных систем на минеральные компоненты в породах.

Для того, чтобы, пояснить вышесказанное, напомним: в большинстве пород флюид может медленно просачиваться по границам зерен или внутри их. Водные пленки, адсорбированные на поверхностях минеральных зерен, обычно рассматриваются как катализаторы минеральных превращений, осуществляющихся в их отсутствие очень растянуто за периоды времени порядка 10^8 - 10^9 лет [30, с.143]. В этой работе со ссылками на эксперименты Гаррелса и других зарубежных исследователей доказывается, что на границах зерен в породе существуют непрерывные и очень тонкие каналы, через которые флюид способен диффундировать с такой же скоростью, как и растворенные вещества в общей его массе. В глубоких частях земной коры площадь границ зерен может уменьшаться в результате дифференциального термического расширения минералов, а давление, уменьшающее объем межзерновых пространств, способствует уплотнению горных пород и растворению под давлением.

Анализируя интенсивности диффузии метаморфических

флюидов и скорости реакций, авторы упоминаемой работы делают ценные для понимания конкретных стадийальных наблюдений выводы. В особенности интересны оценки влияния реакций дегидратации различных минералов на темпы высвобождения флюидов. Экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что реакции дегидратации протекают со скоростью, допускающей их полное осуществление в течение нескольких недель, месяцев или лет. Все эти величины укладываются во временные масштабы тектонических процессов и позволяют сделать вывод, что процессы высвобождения флюидов вполне могут осуществиться в течение эпизода деформации [30, с.159]. Последние слова подтверждают сказанное ранее о коррелируемости вторичных изменений пород с тектоническими активизациями.

Итак, осадочная формация сама по себе является флюидогенерирующей системой, и одновременно с тем она может пропускать через себя потоки флюидов из нижележащих образований. Этому же способствуют такие новообразования в литифицированных слоях, как швы флюидоразрыва, текстуры квиважа (см. гл.3), и тектонические ослабленные зоны различной морфологии. В том случае, если скорость потока флюидов больше, чем реакции дегидратации и высвобождения флюида, произойдет неполное выпеслачивание с неравновесным массопереносом на расстояние, определяющееся размерами трещин и реактивной емкостью флюида. Эта ситуация характерна для близповерхностных флюидодоминирующих режимов, например, существующих в системах гидротермального изменения и минералоотложения в открытых трещинах [30, с. 159]. Стадийные анализы минерального заполнения таких трещин (в форме преимущественно кварцевых и других жид) отчетливо показывают импульсивный, т.е. прерывистый во времени характер минералоотложения (см. [30, с.341, рис. 11.15] и др.). Данный процесс может быть осуществлен многократными и кратковременными циклами (там же, с. 346-347).

Вероятнее всего, подобная импульсивность процессов, формирующих и изменяющих породы, и относительная их кратковременность распространена в природе гораздо шире, чем это представляется на первый взгляд. Но во многих случаях она имеет скрытый от прямого наблюдения характер, прежде всего, в разрезах тех толщ, которые длительно пребывали в условиях стабильного тектонического погружения. Пример тому – описанный в гл. 4 «растянутый» по разрезу скважины в Калифорнийском заливе переход смектита в слюду. Вместе с тем известны иные примеры (в частности, в многократно упомянутой Верхоянской складчатой области), когда глубинные термальные импульсы резко повышали скорости такого рода трансформаций, придавая им контрастный облик. Следствием этого являлись резкие

сокращения мощностей переходных зон, и возникновение в разрезе уровней массовых (скачкообразных) минеральных и структурных новообразований, имеющих резко несогласные соотношения с простираниями стратиграфических и фациальных границ внутри рассматриваемой толщи.

В результате вышесказанного можно сделать следующие выводы: 1) процесс литогенеза в целом имеет непрерывно-прерывистый характер; 2) он историчен и должен реконструироваться на основе историко-геологического подхода к выполняемым наблюдениям на всех уровнях исследования (от минерального до формационного); 3) он же нуждается в геолого-генетической типизации.

На последнем остановимся подробнее, так как это одна из насущных задач, находящаяся в состоянии активного поиска путей к ее решению.

Проблема типизации постседиментационного породообразования особенно актуальна при современном генетическом подходе к исследованию осадочных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых. На протяжении последних 15 лет к ней проявляли повышенный интерес отечественные исследователи: А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, Г.А.Каледя, Е.Е.Карпюшина, А.К.Лисицын, Н.В.Логвищенко, А.Е.Лукин, В.Т.Лукьянова, Ю.Р.Мазор, А.А.Махнач, З.З.Ронкина, Е.Г.Бро, И.М.Симанович, Б.А.Соколов, В.Н.Холодов, В.Н.Шванов, автор и другие (подробнее см. [17]).

В рамках проблемы можно обособить три типа вопросов, по существу взаимосвязанных, но решавшихся нередко порознь. Во-первых, типизация образований самой ранней стадии литогенеза, т.е. диагенеза [14, 15, 29]. Во-вторых, типизация постдиагенетических образований, относимых к стадиям регионального эпигенеза [8, 13, 22], или катагенеза [14, 31], а также метагенеза [14]. В-третьих, вопросы, связанные с установлением границы между разнотипным катагенезом (региональным эпигенезом) и метаморфизмом осадочных пород [16, 25].

Вопросы первого типа подробно рассмотрены Н.В.Логвищенко и др. [14, 15], где описываются геохимические модели пяти типов диагенеза терригенных, карбонатных и кремнистых отложений применительно к определенным ландшафтным зонам в разнотипных бассейнах седиментации. Представление о явной зависимости от климатических и фациальных условий седиментации таких важнейших факторов диагенеза, как количество и качественный состав рассеянных либо сконцентрированных в осадке органических веществ (ОВ), составы прочих седиментогенных компонентов (кластогенных, хемогенных, биогенных), иловых вод и растворенных в них газов описано в трудах Н.М.Страхова [29] и Ж.Милло [19].

Приступая к изучению постдиагенетического литогенеза, недопустимо абстрагироваться от вышеуказанного (как зачастую делается на практике), ибо процессы катагенеза и метаморфизма не могут быть по-настоящему истолкованы в отрыве от познания предшествующих им процессов превращения осадка в породу. В первую очередь сказанное относится к многим попыткам петрохимических реконструкций состава дометаморфических древних осадков, осуществляемым без должного учета данных о том, что в предметаморфическую стадию катагенеза вовлекалось уже в той или иной мере преобразованное вещество. В 1989 г. к этому вопросу привлек внимание В.Н.Шванов.

Обращаясь к данной проблеме, следует иметь в виду и то, что сама мера зависимости диагенетических преобразований осадочного материала от ландшафтно-климатических обстановок находится в сложных связях с другими условиями: темпами осадконакопления, степенью его прерывистости или непрерывности, скоростями погружения ложа осадочного бассейна, т.е. в конечном счете, с синхронными осадконакоплению и постседиментационными тектоническими режимами.

Рассмотрение взаимозависимости литогенеза и тектогенеза не ново в литологии. Еще в 50-70-х годах к нему обращались А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов [34], Г.А.Каледа (1985) и другие, отмечавшие существенное влияние тектоники на конечные результаты преобразования отложений. Сейчас это аспект исследований представляется далеко не исчерпанным. Фактические материалы насыщают его новым содержанием. Оказывается, что в определенного типа осадочных бассейнах тектогенез способен отодвинуть на второй план признаки климатических влияний на начальное породообразование, существенно их камуфлируя. Такие примеры можно найти в работах о литогенезе многоэпизодических терригенных формаций [35].

В составе упомянутых формаций большое место занимают отложения высокоплотностных автоклетических потоков, формировавшихся системы долинно-веерных конусов выноса на периферии авандельт и у подножий каньонов в окраинно-континентальных морских бассейнах котловинного типа. Темпы осадконакопления в таких тектонически мобильных обстановках отвечают укоренившемуся в литературе понятию *лавиной седиментации*. Присущие им специфические условия формирования, а именно: мобилизация гигантских масс полиминеральных кластогенных компонентов с больших площадей питающих провинций и лавинные скорости захоронения в подводных конусах выноса обусловили незавершенность диагенетической стадии при благоприятных климатических обстановках. При быстром выведении осадка из зоны диагенетических преобразований в глубь стратисферы его компонентный состав не успевал достигнуть минералогически

равновесного состояния.

В данном случае полиминеральное, сильно обводненное, насыщенное неокисленным ОВ, попадающее в напряженную термобарическую обстановку зоны катагенеза вещество представляет собой идеальную реакционноспособную среду. Она благоприятна для элизонных процессов с многоступенчатым высвобождением H_2O и SiO_2 (в том числе за счет трансформаций смектитов в гидроспуду или хлорит), с массовым гидролизом седиментогенных, рассеянных в терригенном осадке карбонатов [20] и вытеснением в растворы многих элементов-примесей, находившихся в составе кластогенных минералов.

Однако процессы постдиагенетических преобразований осуществляются в многоэпизодных флюидных формациях своеобразнее, чем в модели классического элизонного катагенеза (по В.Н.Холодову, 1982) из-за частой расслоенности глин алевропесчаными породами. Последние здесь не являются всего лишь пассивными коллекторами аллохтонных газоводных флюидов. Песчаники сами становятся генераторами многих, необходимых для аутигенного минералообразования веществ, как показано в [35]. К этому мы еще вернемся ниже.

Напомним, из каких основополагающих принципов исходили исследователи других осадочно-породных бассейнов, проводя генетические типизации постдиагенетического литогенеза. Все многообразие предложенных до сих пор классификационных схем сводится, как справедливо отметил А.А.Махнач [17], всего лишь к одной из трех групп схем в зависимости от выбранного в качестве классификационной основы ведущего фактора породообразования: 1) термобарического (схемы по [3, 4, 6, 8, 14, 22, 34] и др.), 2) гидрохимического (Холодов, 1982 и др.), 3) обоих совместно [17].

Из перечисленных подходов первый был, а для многих исследователей (особенно в нефтяной геологии) остается основополагающим. В этом отношении второй подход, предложенный и развиваемый В.Н.Холодовым и его последователями, принципиально нов и перспективен, в особенности для объяснения причин и закономерностей локализации многих видов металлических полезных ископаемых. В.Н.Холодов подчеркивал, что гидрогеологический аспект проблемы катагенеза долгое время оставался не разработанным. По его определению, стадия катагенеза предстала перед геологами как этап сложных взаимодействий вод, осадочных и вулканогенно-осадочных пород, рассеянного органического вещества и разнообразных газов в обстановке меняющихся физико-химических параметров (P , T), значения которых колеблется соответственно от 25 до 300 °С и от 0,1 до 300 МПа. Предложенный им для стадии катагенеза главный

классификационный принцип основан на учете режима и гидрохимии подземных вод в осадочно-породных бассейнах. Выделены типы катагенеза: инфильтрационный, гравитационно-рассольный, элизионный и смешанный.

Признаки инфильтрационного типа сводятся к тому, что пласты-коллекторы (песчаники или карбонатные породы) служат главным объектом для геохимических реакций, а разделяющие их глинистые покрышки гораздо слабее отражают те преобразования, которые развиты в коллекторах под действием пластовых вод. Гравитационно-рассольный (или галокатагенез) развивается вследствие ионообменных реакций между породами и просачивающейся в них из соленосных отложений межкристальной рапы. При элизионном катагенезе главным процессом является внутреннее перераспределение газоводных флюидов, переход их из глин в песчаники или в тектонические трещины, в результате чего состав минералообразующих растворов формируется в ходе погружения и постседиментационного преобразования глинистых толщ, а породы-коллекторы лишь отражают состав растворов, поступивших в них из глин. Смешанный тип, со сложным переплетением признаков инфильтрационных и элизионных систем, свойствен бассейнам со сложными чередованиями разнотипных гидрогеологических режимов на протяжении длительной истории их формирования (Лено-Вилюйская синеклиза, Западно-Сибирская область и др.).

В.Н.Холодов сделал следующий важный шаг к развитию этой типизации, проанализировав особенности элизионного катагенеза в специфической низкотемпературной глубинной обстановке Южно-Каспийского бассейна породообразования (1990). Намечен путь к конкретному синтезу данных о термобарических и гидрохимических условиях литогенеза. А.А.Махнач [17] считает данное направление весьма перспективным. Он предложил детально проработанные на конкретных геологических объектах (преимущественно в платформенных, рифтогенных тектонических впадинах) модели процессов разнотипного катагенеза, исходя из которых можно получить обоснования закономерностей локализации многих видов полезных ископаемых. Избранный А.А.Махначом путь классифицирования продуктов катагенеза состоял в анализе воздействия на осадочные породы подземных вод разного происхождения и, как следствие, различающихся по минерализации, ионному и газовому составам. Выявленные таким способом таксоны процессов (типы, классы, семейства и др.) он объединил в эволюционные ряды, характеризующие общие направления геологического развития осадочного бассейна. Таким образом, гидрохимический аспект, учитывающийся совместно с другими факторами,

получил приоритетное классификационное значение: «Методологической основой концепции служит рассмотрение арен катагенеза как водоносных систем в противовес традиционному подходу к этим аренам как литологическим единицам (формациям, толщам, горизонтам)» [19, с.32-33].

Итак, комплексный путь к познанию генетической сущности литогенеза определился. Тем не менее по мере роста нашей информированности в области стадийных исследований возникает, казалось бы, парадоксальная ситуация – не уменьшаются, а возрастают неувязки при попытках сопоставлять различные схемы типизаций литогенеза на конкретных природных объектах, в особенности там, где мы обращаемся к межрегиональным корреляциям или же к сравнениям преобразований ОВ и вмещающих пород. Увязка разных схем или данных по разным бассейнам достижима пока что в самых общих чертах – применительно к мелкомасштабным построениям. Но такое состояние проблемы представляется вполне естественным и неизбежным, потому что любая из создаваемых на генетической основе схем литологических новообразований базируется всего лишь на одном или двух классификационных критериях, тогда как в действительности литогенез *многофакторен*. А потому любое исходное представление о главенстве какого угодно отдельно выбранного фактора литогенеза повлечет за собой дедуктивное построение, в которое исследователь неизбежно привнесет элементы субъективизма.

Сознавая это, автор склонен отдать предпочтение таким типизациям, которые базируются на каком-либо признаке, *интегрирующем* влияние если не всех, то, по крайней мере, большинства разнородных воздействий на единую породу. Данному критерию отвечает тип конкретного тектонического режима. Им в первую очередь обусловлены многие особенности экзогенной седиментации, а также активизация глубинных флюидных потоков, термальных, стрессовых и множества иных (зачастую еще не познанных и не доступных прямым наблюдениям) факторов в стратифере, оказывающих суммарное влияние на весь ход литогенетических процессов и на их конечные результаты. Вместе с тем имеют место и обратные связи, т.е. влияние упомянутых процессов на формирование породных дислокаций, а в определенных условиях даже на превращение всего породного бассейна в складчатую систему – обоснования приведены в экспериментально-теоретических работах М.А.Гончарова (1988).

Из сказанного вовсе не следует утверждение об обязательной универсализации литогенеза только по тектоническому принципу. Схемы, созданные на любой иной основе, не утрачивают своей актуальности. Напротив, они очень нужны нам для того, чтобы, применив

их совместно к одинаковым природным объектам, глубже постичь механизмы многопричинных процессов породообразования (и рудообразования в том числе).

Геотектонический принцип типизации литогенеза может послужить связующим звеном между разными схемами. К этому принципу в глобальном масштабе впервые в 1976 г. обратились А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов. Они раскрыли общие закономерности развития зональности постседиментационных преобразований осадочных толщ применительно к четырем крупнейшим структурным элементам Земли: 1) областям с корой континентального типа, 2) окраинным зонам континентов с высокими значениями теплового поля, 3) активным зонам континентов с аномально высокими давлениями, 4) океанам.

Развивая это направление, автор предлагал свой вариант типизации для некоторых внутри- и окраинно-континентальных бассейнов породообразования [35]. Главное звено схемы – *геологический тип литогенетических преобразований (ГТЛ) – такое закономерное соотношение зон минеральных и структурно-текстурных новообразований со стратиграфическими и фациальными границами в толще осадочных пород, которое было порождено комплексом термодинамических и гидрохимических обстановок в стратисфере, обусловленных конкретными особенностями геологического развития бассейна породообразования или его участка (см. таблицу).*

Выделенные согласно этому определению ГТЛ можно объединить в надтипы: I – *региональные фоновые*, II – *региональные наложенные*, III – *локальные наложенные*. К I надтипу относится ГТЛ *погружения*, проявленный повсеместно; его подтипы (рис. 34): 1 – *медленного погружения* (синеклизы, антеклизы), 2 – *интенсивного погружения* (краевые прогибы, многооснисклинали), 3 – *прерывистого погружения* (конседиментационные линейные структуры). В складчатых системах, прилегающих к ним окраинах платформ и областях орогенной активизации надтип I усложнен II надтипом – *динамотермальной активизации* либо *термальной*. ГТЛ динамотермальной активизации свойственны отсутствие прямой связи между усилением катагенеза и ростом мощностей отложений, пересечение зон постседиментационных изменений и стратифицированных уровней, резкие расхождения в степени преобразований пород и углистого вещества в них и другие особенности, подробно охарактеризованные автором на примере терригенных формаций верхоянского многооснисклиналиного складчатого комплекса [23]. Термальный ГТЛ в областях отдаленного влияния магматических очагов проявлен в виде сильного опережения степени углефикации по сравнению с преобразованиями углеведающих пород, как описано В.М. Желинским (1980) для северо-запада

Геологические типы
 литогенетических преобразований в осадочных бассейнах
 с континентальным строением земной коры
 (по О.В.Япаскурту, 1991)

Надтипы		Типы литогенеза	Подтипы литогенеза	Тимоморфные признаки	Тектоническая приуроченность
по масштабу проявлений	по времени проявлений				
1	2	3	4	5	6
Региональный	Фоновый	Погружения	Вялого	Парагенезы аутигенных минералов и интенсивность постдиагенетических преобразований зависят от фациальной природы осадков больше, чем от глубин их погружения; литогенетическая зональность нечеткая, отвечает слабому или умеренному катагенезу	В основном в де-лах чехла синеклиз и антеклиз (исключая осложняющие их линейные конседиментационные структуры меньшего порядка)
			Интенсивного	Отчетливо-постепенное нарастание интенсивности преобразований пород вниз по разрезу; "растянутость" в разрезе (на многие км) зон глубокого катагенеза, сменяемых зоной метакатагенеза; зональность коррелируется с усилением степени углефикации ОВ и имеет почти согласные границы со стратонизохронными уровнями; явные признаки элизтонных процессов	Перикратонные, краевые и геосинклинальные прогибы на доинверсионных стадиях развития

1	2	3	4	5	6
Региональный	Фоновый	Погружения	Прерывистого	Литогенетическая зональность усложнена локальными изменениями регрессивной направленности (децемтацией, вторичной каолинизацией или карбонатизацией), приобретает очень невыдержанный характер в разрезе и на площади)	Линейные платформенные структуры конседиментационной природы (авлакогены: валы и проч.)
	Наложный	Диатермальной активизации	Интенсивной	Зоны глубоких постдиagenетических преобразований имеют резко несогласные соотношения со стратиграфическими, фациальными и формационными границами; существенные расхождения в интенсивностях преобразований минерального вещества и ОВ в породах; многоактные их усиления проявлениями метаморфизма на участках стратисферы с повышенной проницаемостью флюидных потоков	Геосинклинальные складчатые пояса и области их сочленения с окраинно-платформенными структурами на инверсионных стадиях развития
			Умеренной	То же, но в малоконтрастной форме и без ареалов метаморфизованных пород; признаки инфильтрационных эпигенетических процессов (см. в тексте)	Структуры орогенной активизации платформенных либо геосинклинальных складчатых сооружений

1	2	3	4	5	6	
Локальный	Региональный	Наложный	Контактово-магматических воздействий	-	На фоне регионально-го повышения уровня постдиагенетических преобразований пород и углей изореспленды степени углефикации куполообразно воздымаются вверх по разрезу, крестообразно пересекаясь с вогнутыми (повторяющими контуры впадины) границами зон ката- и метагенеза пород	Области отделенного влияния глубинных магматических очагов (палингенной природы) в рифтогенных структурах
				-	Интенсивный рост измененности минерального вещества и ОВ в породах на коротких расстояниях (сотни, десятки метров) по мере приближения к ареалам ороговивания в контакте с интрузией	Участки непосредственного воздействия магматических расплавов на породы в складчатых системах, реже на платформах в областях развития траппов
		Гидротермально-метасоматический	-	Регрессивно-эпигенетические изменения пород (каолинизация, карбонатизация, монтмориллонитизация и др.), практически не сказывающиеся на степени углефикации	Участки повышенной трещиноватости: разрывы с раздвиговой составляющей; ослабленные зоны вдоль поверхностей стратиграфических перерывов и несогласий	

Продолжение табл.

1	2	3	4	5	6
Локальный	Наложный	Катакlastический	-	Микроструктуры катаклаза и рекристаллизационно-грануляционного бластеза; углистое вещество реагирует слабо (только в непосредственной близости к сместителю разлома) малым повышением уровня катагенеза, а в основном – расщеплением и дроблением	Сместители взбросов, надвигов, покровов

Примечание. Прочерк – не выделяется.

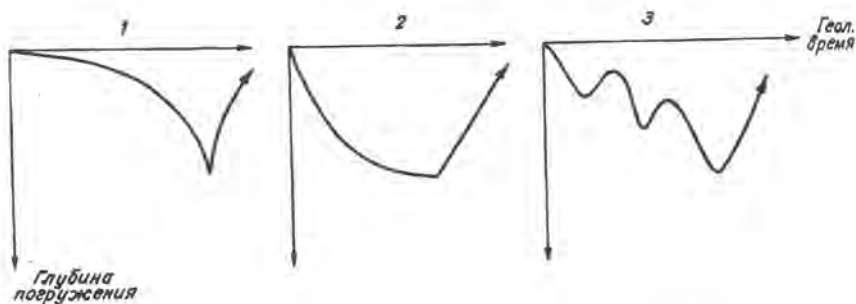


Рис. 34. Схемы соотношений между интенсивностями прогибания и инверсионного воздымания в процессе эволюции различных бассейнов породообразования (пояснения см. в тексте)

Чульманской впадины. В разрезах этого ГТЛ зоны углефикации куполообразно воздымаются вверх, пересекая зоны катагенеза терригенных пород, простирающиеся примерно параллельно подошве впадины, при общем усилении преобразований сравнительно с отложениями других бассейнов в аналогичных тектонических обстановках.

III надтип *локальных наложенных изменений*, генетически взаимосвязанных с региональными, условно отличается меньшими площадями распространения и более отчетливой связью с источниками, породившими их. К III надтипу относятся следующие ГТЛ: контактовые - на участках непосредственного воздействия интрузивных или субвулканических тел на породу; дислокационные - вдоль сместителей взбросов, надвигов (фиксируются главным образом по наложенным структурам катаклаза, рекристаллизационно-гануляционного бластеза и расщеплению); локально-метасоматические - в узкой полосе гидротермальной переработки пород вдоль тектонических трещин и др.

Все перечисленные ГТЛ имеют набор *типоморфных признаков*, к числу которых принадлежат, как видно из предыдущего, определенные соотношения зональности аутигенных минеральных новообразований и изменений ОВ со стратиграфическими и фациальными границами. Однако ряд признаков бывает *конвергентен*, а потому конкретная диагностика типов литогенеза не проста. Она требует во всей совокупности анализа множества данных - историко-геологических, фациально-палеогеографических и страдиально-петрографических. Частично все это отражено в приведенной таблице. Ее не следует считать завершенным вариантом - это промежуточное звено исследований.

Типизация процессов литогенеза нуждается прежде всего в решении давно назревшей проблемы – познании критериев различия степени влияний на литогенез теоретически возможных эндогенных потоков вещества и собственных потенциальных ресурсов осадочной формации как саморазвивающейся флюидно-породной системы. В ней большая часть флюидов генерируется в результате многоэтапных трансформаций минерального и органического вещества, постоянно попадающего во все новые термобарические условия в ходе эволюции бассейна породообразования. В последнем случае мы будем иметь «чистую» линию литогенетических преобразований, включающих стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза ГТЛ погружения. В первом же случае эти процессы усложняются наложенными вторичными изменениями двух видов: динамотермальными метаморфическими либо низкотемпературными регрессивно-эпигенетическими. Выявить эти признаки может помочь развитие комплексных стадийно-геоминералогических исследований на разных уровнях организации вещества: породно-слоевом, фациальном и формационном. Характеризуя при этом степени преобразований осадочной формации, можно встретить затруднения в оценке их интенсивности из-за анизотропии свойств пород. Чтобы их преодолеть, следует придерживаться ранжированной терминологии. Например, понятие «метаморфизм» может относиться к отдельному минеральному виду («метаморфизм кварца», по [27]), к отдельному литотипу («метаморфизм угля») и к формации в целом. Для нее он будет приемлем, исходя не из единичных, а из массовых проявлений данного процесса.

Дальнейшие объекты исследований в данной области необходимо выбирать с учетом конкретных геотектонических типов эволюции бассейнов породообразования. В частности, для лучшего познания типоморфных признаков «чистой линии» литогенетической зональности нужно выбирать тектонические впадины с относительно стабильными режимами прогибания и, насколько возможно, с минимальными признаками каких-либо эндогенных воздействий на породы.

Следует также изучать преобразования осадочных пород в бассейнах со сложным тектоническим строением и в складчатых областях, помня, что в тектонически активных обстановках с многократными перестройками структуры породного бассейна нарушается прямая зависимость между степенью катагенеза пород и палеоглубиной их погружения. Кроме того, в этих условиях осадочная формация как целостная флюидно-породная система в значительной мере истощает свои флюидные ресурсы, давая импульс для изменений в другой системе перекрывающих ее отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше данные не претендуют на решение всех проблем исследования литогенетических преобразований осадочных пород. В частности, вопросы, посвященные катагенезу и метаморфизму органического вещества, были затронуты кратко, поскольку они уже глубоко освещены в других работах геологов-нефтяников и угольщиков [2, 28].

Цель данной книги сводилась к тому, чтобы дать, во-первых, представление о многогранности проблемы раскрытия процессов породообразования и, во-вторых, приобщить читателя к азам методических приемов комплексных стадияльно-литологических исследований; в-третьих, рекомендуемые здесь литературные источники могут послужить опорной базой для дальнейшего углубления познаний в данной области. Библиографический перечень этих источников сознательно ограничен, чтобы сконцентрировать внимание на главном, что необходимо усвоить на начальном этапе овладения методикой работы.

Автор стремился дать читателю не столько готовые рецепты, факты и формулировки, сколько показать пути к решению многих актуальных в научном и практическом отношении задач, вытекающих из исследования стадий литогенеза. В связи с этим можно еще раз напомнить слова, написанные в начале книги о том, что в первичных и вторичных признаках осадочной породы заложена богатейшая информация относительно эволюции процессов литогенеза и предшествующего ему седиментогенеза. Эту информацию надо только суметь извлечь, а затем правильно и последовательно расшифровать.

Одним из эффективнейших способов такой расшифровки служит стадияльный анализ. Надо помнить, что сам по себе он не дает рецептов для объяснения абсолютно всех процессов литогенеза,

поскольку последние многофакторны и бесконечно многообразны. Однако, овладев основами этого анализа и научившись применять его в комплексе с другими построениями (палеогеографическими, полеотектоническими и др.), исследователь берет на вооружение ценнейший метод, позволяющий расшифровать специфику породообразования в каждом конкретном случае. В таком применении возможности стадийного анализа неисчерпаемы.

Процессы литогенеза и генетически связанные с ним многочисленные полезные ископаемые к настоящему времени познаны далеко не исчерпывающие, и нуждаются в дальнейшем многоплановом исследовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982. 100 с.
2. Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г.Ларсена и Дж.Чилингара. М.: Мир, 1971. 464 с.
3. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
5. Зарицкий П.В. Конкрекции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков, 1985. 177 с.
6. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 310 с.
7. Копорули В.И. Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 126 с.
8. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.
9. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С.23-44.
10. Коссовская А.Г. Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С.110-158.

11. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.
12. Курило М.В. Стадиальные минералого-геохимические изменения в породах угленосной формации Донбаса // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С.44-55.
13. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
14. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
15. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
16. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
17. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск, 1989. 335 с.
18. Методы изучения осадочных пород. Том.1 / Под ред. Н.М.Страхова и др. М.: Гос. научн.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр. 1957. 611 с.
19. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 359 с.
20. Минский Н.А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. М.: Недра, 1979. 298 с.
21. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.
22. Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 160 с.
23. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология и литолого-фациальный анализ. М.: Недра, 1981. 284 с.
24. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.;Л. 1940. Ч.1. 476 с; Ч.2. 420 с.
25. Пустовалов Л.В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение // О вторичных изменениях осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С.3-52.
26. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
27. Симанович И.М. Кварц песчаных пород (генетические типы и постседиментационные преобразования), М.: Наука, 1978. 152 с.
28. Справочник по литологии / Под ред. Н.Б.Вассоевича и др. М.: Недра, 1983. 509 с.
29. Страхов Н.М. Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 640 с.
30. Файф А., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
31. Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн.1. 336 с;

1993. Кн.2. 430 с.

32. Ш в а н о в В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
33. Ш у т о в В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
34. Эпигенез и его минеральные индикаторы / Под ред. А.Г.Коссовской. М.: Наука, 1971. 110 с.
35. Япаскurt О.В. Литогенез и полезные ископаемые мнoгeосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.

Оглавление

Предисловие.....	3
Глава 1. Сущность стадияльного анализа и его место среди методов литологических исследований.....	5
1.1. Определение сущности стадияльного анализа, его задач и значения.....	5
1.2. Методические приемы стадияльных исследований.....	8
1.2.1. Стадияльное исследование обособленного образца горной породы и шлифа.....	9
1.2.2. Установление зональности стадияльных преобразований в разрезах осадочных толщ.....	18
Глава 2. Представления о стадиях и процессах осадочного породообразования.....	21
Глава 3. Стадияльные наблюдения структур, текстур и морфологии конкреционных включений в породах.....	42
3.1. Вторичные структуры.....	42
3.1.1. Коррозионные структуры.....	43
3.1.2. Структуры механического уплотнения.....	44
3.1.3. Структуры сочетания механического уплотнения с растворением твердых минеральных частиц.....	44
3.1.4. Структуры регенерации.....	45
3.1.5. Структуры обрастания минеральных частиц.....	45
3.1.6. Структуры бластические.....	47
3.2. Вторичные текстуры.....	51
3.2.1. Стилюлиты, сутурные швы.....	52
3.2.2. Текстуры квиважа.....	54
3.2.3. Кристаллизационная сланцеватость.....	56
3.3. Морфология конкреционных включений.....	58
Глава 4. Стадияльные преобразования главнейших минералов осадочных пород.....	63
4.1. Кварц.....	64
4.2. Глинистые минералы.....	72
4.3. Полевые шпаты.....	94
4.4. Цеолиты.....	96
4.5. Карбонаты.....	102
4.6. Некоторые итоги.....	112
Глава 5. О дискретности и историчности процессов литогенеза, принципах их реконструкции и типизации.....	116
Заключение.....	136
Литература.....	138

Учебное издание

**ЯПАСКУРТ ОЛЕГ ВАСИЛЬЕВИЧ
СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛИТОГЕНЕЗА**

Зав. редакцией И.И.Щехура

Редактор Г.С.Савельева

Художественный редактор Л.В.Мухина

Технический редактор Н.И.Матюшина

Н/К

ЛР № 040414 от 27.03.92

Подписано в печать 10.01.95.

Формат 60x90 1/16. Бумага газетная. Офсетная печать.

Усл. печ. л. 9,0. Уч.-изд. л. 8,93.

Тираж 1000 экз. Заказ № 1027 Заказное

Изд. № 5645

Ордена "Знак Почета" издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена "Знак Почета" изд-ва МГУ.
119899, Москва, Воробьевы горы

**СТАДИАЛЬНЫЙ
АНАЛИЗ
ЛИТОГЕНЕЗА**

О.В. ЯПАСКУРТ

