

О.В. ЯПАСКУРТ

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЯ И
СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ
ПРОЦЕССОВ ОСАДОЧНОГО
ПОРОДО- И
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

**Допущено УМО по классическому
университетскому образованию в качестве учебного
пособия для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению 020300 «Геология»**

**Москва
2008**

УДК 549. 905 : 552. 14
ББК 26. 303
Я 69

Рецензенты:

Д-р геолого-минер. наук, профессор **В.Г. Кузнецов**,
Д-р геолого-минер. наук **И.М. Симанович**,
Кафедра литологии РГУ им. акад. И.М. Губкина

Япаскурт О.В.

Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие — М.: ЭСЛАН. 2008 — 356 с.; ил.

ISBN 5-94101-198-9

Изложены самые современные сведения о методологии, методике, сущности и практической результативности фундаментального раздела литологии (науки об осадочных горных породах, их генезисе и эволюции в геологической истории Земли), её важнейшего научного направления — генетической минералогии осадочных образований континентов и океанов. Большое внимание концентрируется на минеральных парагенезах — индикаторах физико-химических (рН, Eh, Т и Р) обстановок осадко-, породообразования и всевозможных внутрилитосферных породных изменений. Описаны также типоморфные кристаллохимические признаки многих минералов, с учетом их принадлежности к определенным генетическим типам осадков, фациям и осадочным геологическим формациям. Описаны конкретные примеры и приемы комплексного исследования минеральных парагенетических ассоциаций совместно с литолого-фациальными и стадийно-петрографическими реконструкциями условий формирования и постседиментационного изменения различных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов и свойственных им полезных ископаемых. На этих примерах читателю показано, каким путем следует стремиться к научно обоснованным палеографическим и палеотектоническим заключениям. Попутно затронуты актуальные вопросы теории осадочного процесса.

Для студентов, магистрантов вузов и аспирантов, обучающихся по направлению «Геология»; а также для преподавателей университетов и научных работников — геологов, геохимиков, геофизиков.

ISBN 5-94101-198-9

© Япаскурт О.В., 2008

ВВЕДЕНИЕ

Эта книга рассматривает актуальные методологические аспекты **литологии**, которая представляет собой фундаментальный раздел геологии, направленный на познание, в первую очередь генезиса осадочных горных пород (включая руды) и их ассоциаций, на раскрытие закономерностей их нахождения, условий формирования и стадийных процессов послеосадочного (постседиментационного) изменения в верхних слоях земной коры, а также на познание эволюции осадочного процесса в геологическом прошлом нашей планеты.

К вышеперечисленным задачам причастна генетическая минералогия осадочных и вулканогенно-осадочных образований континентов и океанов — научное направление в литологии, основы которого были заложены в середине XX века учениками одного из основателей этой науки, чл.-кор. АН СССР Леонида Васильевича Пустовалова — А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым в Геологическом институте АН СССР (ныне ГИН РАН). Они предложили именовать это направление как **геоминералогия**. Она изучает процессы формирования, существования и преобразования минеральных парагенезов и свойственных им ключевых минералов — индикаторов этих процессов в важнейших геологических типах осадочных и метаосадочных пород верхней оболочки литосферы.

Здесь уместно дать предварительные пояснения читателю о том, что предложенный А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым термин «геоминералогия» не нашел всеобщего признания у геологов и, прежде всего, у большинства минералогов. Тем не менее, он импонирует своей лаконичностью, и будет использован в дальнейшем тексте книги как аббревиатура. Приживется ли этот термин — покажет будущее. Может быть, найдется иное, более подходящее слово. Но само рассматриваемое здесь научное направление достойно специфического наименования, потому что в своем развитии, в отличие от минералогии классической, шло не от отдельных минералов или их классов и групп, а от оп-

ределенных минеральных парагенезов, слагающих конкретные генетические типы пород, которые в свою очередь образуют последующие генетические иерархии — фации, макрофации и формационные ряды. То есть для данного направления *характерен системный подход* к исследуемому природному объекту. Он изучается совокупным сочетанием специфических методических приемов, раскрывающих многие уровни организации природной системы, прежде всего, три ее главных уровня, перечисляемых ниже.

1. Генетический, фациальный и формационный анализы, выявляющие (на уровне макронаблюдений) физико-географические и палеотектонические обстановки и их эволюционирование в периоды заложения, формирования и видоизменения структуры исследуемого осадочного бассейна (ОБ).
2. Стадиальный анализ (выполняемый в основном на уровне оптической и частично электронной микроскопии), который позволяет применительно к каждому генетическому типу отложенный выявить свойственные ему разновозрастные минеральные парагенезы, характеризующие условия и процессы седиментации, а также этапность постседиментационных изменений осадка и породы.
3. Прецизионный структурно-кристаллохимический анализ и познание типоморфной гетерогенности минералов-индикаторов конкретных физико-химических обстановок седиментации и термодинамических режимов постседиментационного литогенеза.

Из данного здесь перечня следует, что геоминералогия (которая в будущем может обрести иное наименование при сохранении своей сути) опирается на основополагающие методы современных литологических исследований. Их принципы см. в главе 1. Опережая эти описания, замечу, что в нынешней литологии (вообще) и геоминералогии (в частности) приоритетное значение имеет *генетический принцип* исследования, т.е. раскрытие конкретных физико-химических, биохимических и биологических *процессов* (экзогенной и эндогенной природы), которые обусловили минерало- и породообразование, познание их механизмов, а также условий и обстановок их реализации. Они (процессы и условия) оставили свои следы, или *признаки*, как бы закодированные в структурно-текстурных и вещественно-компонентных особенностях отдельных пород, а также в особенностях строения кристаллических решеток, политипии, изоморфизма и в др. свойствах слагающих эти породы минералов.

Сегодня профессионалы умеют диагностировать вышеупомянутые породные и минеральные признаки: с помощью **стадиального анализа** — выявлять следы минералообразующих процессов и последовательной смены разных процессов в геологическом прошлом, а методом **генетического, литолого-фациального** анализ — восстанавливать и определять условия и обстановки (ландшафтно-палеогеографические, палеоклиматические, палеотектонические), в которых выявленные процессы осуществлялись. Передать эти навыки читателю и показать их результативность на конкретных геологических процессах — основная задача предложенной к Вашему вниманию работы.

При ее написании, учтены содержания соответствующих вышеупомянутому перечню курсов, читаемых студентам и магистрантам на кафедре литологии и морской геологии геологического факультета МГУ, которая была создана в 1983 г. и изначально возглавляема чл.-кор. АН СССР Петром Петровичем Тимофеевым, а ныне (с 1990 г.) возглавляется автором. Он на протяжении последних 20 лет ведёт разработанный им курс лекций и лабораторных занятий «Стадиальный анализ литогенеза» для студентов 3-го года обучения, объемом 64 часа, и издал по этому курсу соответствующие учебные пособия (Япаскурт, 1991, 1995, 2005). Другой курс «Геоминералогия» был разработан и впервые в нашей стране внедрен также 20 лет тому назад бывшей тогда заведующей лабораторией геоминералогии ГИН АН СССР, профессором А.Г. Коссовской. Она читала этот курс в объеме 56 аудиторных часов также студентам 3-го года обучения вплоть до 1994 г., а затем передала чтение лекций автору. Впоследствии, в процессе перехода факультета на 2-ступенчатую и многоцелевую форму обучения (бакалавры — магистранты, 4 + 2 года, и параллельно дипломированные специалисты, 5 лет), были кардинально переработаны учебные планы специальности «Геология» и ее специализаций «Литология» и «Морская геология». Для них курс «Геоминералогия» был перемещен с 6-го на 9-ый учебный семестр, т.е. стал читаться магистрантам 1-го года обучения и студентам 5-го курса, где ему отведено 42 лекционных часа. По настоянию Методического совета геологического факультета МГУ курсу было присвоено многословное наименование: «Генетическая минералогия осадочных образований континентов и океанов». При этом содержание дисциплины принципиальных изменений не претерпело, будучи несколь-

ко подкорректированным и пополненным новейшими результатами исследований в этой научной области.

Однако сведения о результатах работ по геоминералогии остаются до сих пор рассредоточенными в малотиражных научных монографиях и в журнальной периодике, и *настоящая книга представляет собой первую попытку свести воедино, в рамках учебного пособия, самое главное из достигнутого в работах по данному направлению.*

Автор посвящает книгу светлой памяти основателей геоминералогии (впервые употребившим в печати этот термин) с которыми он при их жизни успел сотрудничать, у которых консультировался и учился — профессорам Анне Григорьевне Косовской и Всеволоду Дмитриевичу Шутову. Имена многих других их коллег и учеников с благодарностью упомянуты в дальнейшем тексте книги. Автор ссылается на выдержки из их работ. Он же использует опыт и результаты своих собственных полувековых исследований по стадияльному и генетическому анализам осадочных и метаморфических пород многих возрастов (от докембрия до кайнозоя включительно) и многих регионов: складчатых систем мезозойд Верхоянья, альпид Кавказа и Горного Крыма, каледонид Казахстана, а также отложений чехла Восточно-Европейского и Сибирского кратонов и Западно-Сибирской плиты.

В заключение автор выражает глубокую признательность своим коллегам по кафедре, морально поддерживавшим его труд: чл.-кор. РАН П.П. Тимофееву, профессорам В.Т. Фролову, П.Н. Куприну и В.М. Сорокину, доцентам и преподавателям — Е.В. Карповой, В.Л. Косорукову, Ю.В. Ростовцевой, Т.А. Шардановой, научным сотрудникам — Н.И. Плюсниной, А.С. Полякову, Н.Н. Клавдиевой, В.Л. Лукше, А.Г. Рослякову, Н.А. Соловьевой, А.В. Зайцеву, М.Н. Щербаковой; а также ученым из возглавляемой автором лаборатории литогенеза ГИН РАН — докторам наук И.М. Симановичу, Н.А. Созинову, О.Г. Лазуру, В.В. Еремееву и Ю.Г. Цеховскому.

Работа выполнена по теме Минобрнауки Российской Федерации 2.1.1.1374 (2006–2008 гг.)

Часть I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ, МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ. БАЗОВАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Глава 1. СУЩНОСТЬ И ИСТОРИЯ ГЕОМИНЕРАЛОГИИ. ЕЕ ЗАДАЧИ И ВОЗМОЖНОСТИ.

Основоположница этого научного направления, А.Г. Коссовская (1980, 1985, 1993) (рис. 1.1) писала, что оно выросло из генетической минералогии, рожденной трудами В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана в первой четверти XX в., а главным стимулом к обособлению упомянутого здесь направления стал принципиально новый для того времени методологический подход Л.В. Пустовалова (1940) к изучению минералогии осадочных образований. Сущность данного подхода сводилась к следующим постулатам: 1 — познание процессов минералообразования осуществляется обязательно с учетом геологической истории



объекта исследования, 2 — производится неперенный учет взаимосвязей осадочного минералообразования с фациально-ландшафтными обстановками седиментации, 3 — трактовка генезиса минеральных образований неприемлема в отрыве от рассмотрения динамики всего осадочного процесса, 4 — с этой целью необходим стадийный анализ взаимоотноше-

**Рис. 1.1. Профессор
Анна Григорьевна Коссовская
(1915–2000).**

ний и признаков взаимодействия всех сосуществующих с изучаемым минералом компонентов осадка или осадочной горной породы. Иными словами, при изучении любого минерала из осадочной горной породы производится системный анализ обширной информации, добытый на макро— и микроуровнях полевого и лабораторного исследования. А основу данной методики составляет генетический анализ результатов детального послышного описания разрезов осадочного комплекса.

Внедрение упомянутых принципов в практику литологических работ середины второй половины XX в. в нашей стране принесло ощутимые результаты, хотя вплоть до конца 70-х годов это направление исследований не обрело своего теперешнего наименования, и формально воспринималось как *осадочная генетическая минералогия*, с ее разделами — терригенной минералогией и аутигенной минералогией. Начало практическому внедрению принципов геоминералогии было положено работами самого Л.В. Пустовалова и его учеников (включая А.Г. Коссовскую) в 1943–1945 гг. по исследованию терригенных комплексов карбона Подмосковского угольного бассейна с целью нахождения там минерально-петрографических критериев для выявления и коррелирования циклов седиментации в континентальных и морских обстановках геологического прошлого. Затем, в 1949–1950 гг. работы такого же содержания были перенесены на кайнозойские нефтегазоносные отложения продуктивной толщи Азербайджана. Здесь спектр исследований был существенно расширен. Центр внимания сконцентрирован на комплексном изучении породообразующих минералов — кварца (исследователи Г.Г. Леймлейн и В.С. Князев, 1951), полевых шпатов (В.Д. Шутов, 1956) и глинистых минералов (А.Г. Коссовская). Были разработаны и опробованы новые специальные методические приемы изучения типоморфных особенностей этих минералов и прослежено распространение таковых в пространстве и во времени. Исходя из полученной такими способами фактологической основы, формулировались новые принципиальные выводы о геологических условиях формирования продуктивной толщи. В данном случае, как мы видим, работы по минералогии осадочных комплексов развивались в плане не описательного, а исторически-генетического направления, и были нацелены на решение конкретных геологических задач.

Тот же принцип исследования окончательно закрепился и определился в научное направление, начиная со следующего

этапа работ, которые были в начале 50-х гг. поставлены Л.В. Пустоваловым по изучению минералогии и петрографии мезозойских и верхнепалеозойских терригенных континентальных и морских отложений Вилюйской впадины Сибирской платформы, Приверхоянского краевого прогиба и Верхоянской складчатой области. Эти работы реализовали А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов (1955), а также А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов и В.И. Муравьев (1960) в тесном контакте с стратиграфическими исследованиями В.А. Вахрамеева и тектоническими Ю.М. Пушаровского в Геологическом институте (ГИН) АН СССР. В итоге окончательно оформился новый методологический подход к осадочной минералогии, получивший название *метода стадийных парагенетических минеральных ассоциаций* (Коссовская, 1962, 1980). Сущность его сводилась к тому, что породы терригенных формаций рассматривались как определенные закономерные сочетания: а) обломочных породообразующих минералов — кварца, полевых шпатов с сопровождающими их акцессориями; б) глинистых минералов, служащих как бы промежуточным звеном между обломочными компонентами — по их частому первичному происхождению в терригенных комплексах и аутигенными минералами — по их способности глубоко трансформироваться и давать новообразования, являющиеся индикаторами физико-химических и термодинамических условий седиментогенеза и постседиментационных преобразований, и в) аутигенных минералов, являющихся наряду со слоистыми тонкодисперсными силикатами чуткими индикаторами обстановки формирования и изменения пород. Целью этого подхода было установить генетические связи обломочных, трансформированных и новообразованных компонентов, равно как и их индикаторные характеристики, возникающие на разных стадиях осадочного цикла, начиная от гипергенной мобилизации веществ-участников осадочного процесса, и кончая глубокими постседиментационными изменениями, исчезновением качеств осадочных пород и переходом их в метаморфические образования. Было показано, что только таким путем может быть установлена вся история формирования отложений, которые слагают определенные формационные комплексы, отражающие этапы развития данной геологической структуры.

Внедряя в научные исследования данный подход, А.Г. Коссовская возглавила в ГИН АН СССР лабораторию аутигенной минералогии, переименованную в конце 70-х гг. в лабораторию

геоминералогии (о выборе наименования см. ниже). Ее сотрудники в течение 30-летнего периода осуществили ряд оригинальных исследований и опубликовали серию работ, не утративших своей ценности и даже не до конца исчерпавших своего предназначения вплоть до наших дней. Перечислим только главные из них. Большую значимость имеют работы А.В. Копелиовича (1958 и др.), который дал классические образцы применения стадийного анализа минеральных парагенезов к исследованию стадийности постседиментационных преобразований песчаников на примере рифейских и палеозойских отложений юго-западных районов Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Высоко оценивая эту работу, А.Г. Коссовская подчеркнула, что вместе с атласом микрофотографий данные там описания шлифов сделались своего рода эталонными схемами, которыми пользовались и пользуются литологи при описаниях постседиментационных изменений песчаных пород. По этим схемам обучался в свое время автор этой книги.

Стадийный анализ, вначале применяемый только к изучению отложений определенных регионов, несколько позднее лег в основу исследований по проблеме основных типов минеральных парагенезов или минеральных семейств терригенных накоплений и связанных с ними полезных ископаемых. Цель упомянутой проблемы — установить определенные закономерности для сочетаний кластогенных и аутигенных минералов в основных петрографических семействах песчаных пород (граувакк, аркоз, олигомиктовых песчаников и др.) со сопровождающими их характерными минералогическими ассоциациями глин в главных типах терригенных и вулканогенно-кластогенных формаций разных климатических и тектонических зон (например, угленосных и красноцветных терригенных формаций платформ и складчатых областей) или в формациях, содержащих разные полезные ископаемые (меденосных, хромоносных, фосфатоносных и др.). По этому направлению исследований сотрудниками ГИНа были изучены парагенезы граувакк — сложного семейства пород, являющегося как бы «мостиком», связавшим собственно терригенные и вулканогенные отложения (подробно об этом в главе 9).

Затем внимание было сконцентрировано на кристаллохимии силикатных минералов и их индикаторных признаках геологических процессов. Это сборники трудов (Физические методы ..., 1972; Кристаллохимия ..., 1975; Природные цеолиты, 1980) и

монографии по кристаллохимическим и стадияльно-генетическим особенностям отдельных минеральных видов — по кварцу (Кац, Симанович, 1974 и др.), глинистым минералам (Дриц, Сахаров, 1976; Ломова, 1979; и др. — см. в главе 5), а также по цеолитам и полевым шпатам (Петрова, 2005), и множество статей, библиографию которых можно почерпнуть из работ А.Г. Коссовской (1980, 1993) и отчасти автора (Япаскурт, 2005).

На рубеже 70-х и 80-х гг. лаборатория геоминералогии вплотную обратилась к проблемам океанского седименто- и литогенеза вообще и постэруптивных изменений океанских базальтоидов, в частности. Новые оригинальные идеи были высказаны на страницах многих выпусков журнала «Литология и полезные ископаемые» А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым, И.М. Симановичем и Д.И. Кудрявцевым, С.Г. Сколотневым, О.С. Ломовой (1979), В.В. Петровой и др. учеными ГИН АН СССР (подробно в главе 13).

В этот период укоренилось название «Геоминералогия», до сих пор еще применяемое не всеми. К нему А.Г. Коссовская пришла не сразу. Подбирая краткое (однословное или двухсловное) определение к развиваемому ее коллективом научному направлению, она в середине 70-х годов предложила наименование «геодинамическая минералогия» (Кристаллохимия ..., 1975), но потом посчитала, что геодинамикой не исчерпывается круг общегеологических проблем, входящих в сферу данного направления. И тогда А.Г. Коссовская (1980, 1985) остановилась на термине «геоминералогия», трактуя ее как *минералогию геологических процессов, которые протекают в термодинамических условиях верхней осадочной оболочки Земли, т.е. как науку, которая изучает минералы на структурно-кристаллохимическом уровне в динамике их образования, существования, изменения и исчезновения*. А совокупность свойственных геоминералогии методических приемов включает три системных уровня исследования (см. во Введении): 1 — генетический формационный и литолого-фациальный анализы обстановок и среды минералообразования, 2 — стадияльный анализ седименто- и литогенеза и 3 — прецизионный структурно-кристаллохимический анализ типоморфной гетерогенности минералов — индикаторов конкретных геологических процессов породообразования.

Таким образом, геоминералогия занимается не только «данном состоянием» минерала, отражающим «сегодняшний» этап его существования, но стремится вскрыть (по возможности

на структурно-кристаллохимическом уровне) всю историю его зарождения, существования и изменения в сообществе с другими минералами, составляющими породу. Иными словами, минералы рассматриваются как определенные «генетические клеточки», способные «фокусировать историю слагаемых ими образований».

Именно в таком аспекте это научное направление было внедрено в учебный процесс П.П. Тимофеевым и реализовано А.Г. Коссовской (см. во Введении), и развивается ныне автором.

Возможности геоминералогии неисчерпаемы. Прежде всего, в области бассейнового анализа — его важнейших разделов по палеогеографии и палеогеодинамике формирования и существования ОБ, а также в области оценок условий формирования в ОБ различных руд и перспектив для их поисков. Решение вопросов об источниках осадочного вещества (в том числе, исходного вещества для рудных тел), об одноактности либо многоазовости процессов мобилизации и накопления в осадках, рН и Eh обстановок при седиментации и диагенезе осадков, о термобарических (P-T) условиях и этапности постдиагенетических породных изменений и выполнение многих других традиционных геологических задач на нынешнем уровне развития науки немыслимы без геоминералогических исследований.

Геоминералогия также применима к разработке крупных теоретических проблем наук о Земле. К ним привлекла внимание А.Г. Коссовская (1993) в одной из своих последних работ. Прежде всего, это эволюция осадочных образований в процессах литогенеза и метаморфизма, вплоть до ультраметаморфизма горных пород. Другой фундаментальный аспект — изучение особенностей минералообразования при взаимодействии и сопряжении вулканических процессов и гидротермальной деятельности с различными типами и стадиями осадочного процесса. В третьих, по справедливому убеждению А.Г. Коссовской (1985), совсем новой проблемой геоминералогии является изучение закономерностей процессов минералообразования при преобразованиях основных магматических пород в зоне осадочной оболочки Земли после их кристаллизации из расплава, т.е. познание процессов, которые объединяются под названием «постмагматические». При этих процессах широкое развитие получают минералы, относящиеся к числу высоководных силикатов — дисперсные слоистые силикаты, или глинистые минералы и цеолиты, т.е. минералы, которые возникают и при нор-

мальном осадочном процессе. Расплывчатость и неопределенность термина «постмагматический» очевидна; в то же время изучение таких широко распространенных и до сих пор малоизученных явлений, как серпентинизация ультрабазитов, анальцимизация габброидов (генезис тешенитов), приобретают сейчас интерес с точки зрения проблем современной теоретической геологии, потому что изучение офиолитовых комплексов океанов и складчатых поясов континентов и пути выявления их сходства и отличия находятся сейчас в центре внимания геологов всего мира.

Учитывая все вышесказанное А.Г. Коссовская в начале 80-х годов XX в. вовлекла коллег из своей лаборатории к еще одному аспекту фундаментальных исследований на грани между интересами осадочной и магматической петрологии. Это стадийная история начальных минеральных преобразований основных магматических пород в условиях осадочной оболочки Земли, предшествующая их последующим изменениям и метаморфизму. При этом был поставлен главный вопрос проблемы: можно ли ожидать, что минералогические изменения базальтов окажутся идентичными, если излияние их происходит на океанском дне в условиях огромных масс морской воды или на континентах? Могут ли сказаться ландшафтно-климатические обстановки, в которые попадают излившиеся континентальные базальты, на характере возникающих в них аутигенных низкотемпературных, глинистых минералов и цеолитов?

Ответы на многие из таких вопросов будут проанализированы в III части книги. К вышесказанному можно добавить, что методы геоминералогии способны внести существенный вклад в разработку извечного круга проблем: соотношения экзо- и эндогенных факторов при осадочном пороодо- и рудообразовании; соотношения седименто- и литогенеза, магматизма и метаморфизма в геологическом пространстве и времени; эволюция пороодо- и рудообразования в геологической истории Земли.

Глава 2. МЕТОД СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА НА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ – НЕПРЕМЕННАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГЕОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Важнейшим методом рассматриваемого научного направления является стадиальный анализ этапности формирования минерально-структурных парагенезов в осадочных горных породах. Сущность и конкретные приемы его подробно освещены в учебных пособиях и монографиях автора (Япаскурт, 1991) и академика НАН Беларуси А.А. Махнача (2000), и в более давних методических руководствах отечественных литологов (Методы ..., 1957). Поэтому здесь мы ограничимся только кратким изложением принципов этого метода. Ему отводил ведущее место в перечне задач литологии академик Н.М. Страхов, который писал нижеследующее: «Вторая задача — стадиальный анализ пород; он состоит в распознании в породе признаков, возникших в эпигенезе (или раннем метаморфизме), диагенезе и седиментогенезе ... Цель стадиального анализа — восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развивалась порода» (Методы ..., 1957, с. 27).

Содержание стадиального анализа (СА) к настоящему времени существенно эволюционировало (Проблемы ..., 2001, с. 9–26). Изначально оно сводилось только к оптическим наблюдениям шлифов пород, потом — в сочетании с данными растровой электронной микроскопии. Итог — выявление признаков этапности зарождения, изменения или исчезновения в породах конкретных минеральных и структурно-текстурных парагенетических ассоциаций и коррелирование этих этапов с историко-геологическими событиями, которые происходили в течение всего длительного времени формирования и бытия осадочной толщи.

Это самый основной раздел СА. Его приемы будут конкретизированы ниже, в главе 4.

Такой способ исследований историчен по своей сути. Его большие информативные возможности объяснимы взаимной

неуравновешенностью полигенетических и неодновозрастных минеральных фаз и органических веществ (ОВ) большинства осадочных образований, потому что на дометаморфических стадиях литогенеза эндогенный Р-Т режим бывал недостаточно напряженным для обеспечения фазовых равновесий компонентов системы. Благодаря этому в обособленном образце осадочной породы, как правило, сосуществуют седиментогенные компоненты с неодинаковыми степенями измененности (от почти не затронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы нескольких генераций, в том числе и такие, которые могли возникать при существенно разных рН и Р-Т условиях. Ретроспективно оценивать эти менявшиеся в геологическом времени условия можно лишь только путем СА. Причем, СА производится по возможности массово — применительно к каждому обособленному образцу горной породы (литотипу), взятому из многих стратифицированных уровней геологического разреза осадочной толщи. Затем сравниваются результаты СА в последовательности: от самых молодых отложений к древним, и выявляются определенные стадияльные рубежи усиления или ослабления измененности у изначально схожих между собой литотипов.

Однако возможности СА вышесказанным не исчерпаны. В последнее 25-летие внедряется *новый подход* к стадияльным исследованиям (Япаскурт, 1998; 2005). Его новизна состоит в том, что СА стал осуществляться, во-первых, в неразрывном единстве с *генетическими* заключениями литолого-фациальных анализов и, во-вторых, СА стал выполняться *системно*, т.е. на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фациальном, формационном и надформационном.

Прежде исследователи ограничивались в основном только двумя первыми системными уровнями, автоматически перенося полученные при этом результаты на характеристику литогенетических процессов всей осадочной формации в целом. Тем самым нарушался один из принципов системности — не учитывалась ее эмерджентность, т.е. наличие у системы своего специфического свойства, которое не присуще никакому из ее элементов в отдельности. Между тем, исследователи, восстанавливая стадийность изменения свойств у отдельных литотипов или включений ОВ, автоматически принимали их как основу к оценкам стадийности постседиментационного преобразования всей

формации в целом или даже для всего формационного ряда. Это методологически не оправдано.

Ныне при СА фиксируются особенности минералогенеза и структурного изменения не просто песчаников, глин, известняков, углей и др. литотипов как таковых, но анализируется своеобразность постседиментационного преобразования конкретных *генетических типов* (генотипов) осадка и конкретных *фаций* внутри *осадочной формации*, а также признаки их взаимовлияний на стадиях литогенеза. Здесь термин «формация» принят не в его понимании зарубежными исследователями (как свита или серия), но в трактовке большинства отечественных литологов: как генетически обусловленное тело.

Формация — это *естественные, парагенетически связанные местом и условиями накопления комплексы генетических типов осадков, которые приурочены к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствуют определенной стадии геотектонического развития участка земной коры* (Тимофеев, 1994). Таким образом, СА тесно комплексирована с фундаментальными методами литологии: генетического, литолого-фациального и формационного анализов. Формационные обобщения предваряются анализами *первичных (седиментационных) признаков* отложений и обособлением парагенезисов фаций. Затем ряды выявленных микроскопически (во множестве шлифов) *вторичных* структурно-минеральных парагенезисов, которые свойственны исследуемым литотипам, графически наносятся условными символами на фациальные профили и на формационные схемы. Такой прием позволяет разобратся, *во-первых*, со степенью унаследованности постседиментационных изменений от фациальной принадлежности исходного осадка; *во-вторых*, конкретизировать взаимовлияния и внутриформационные взаимообмены веществом между отдельными генотипами и, *в-третьих*, уяснить зависимость их изменений от многих внешних факторов влияния на осадочную формацию (степень палеопогружения породы и испытанные ею литостатические и флюидные давления; стрессовые и тепловые импульсы, притоки гидротерм и проч.).

Подобные этому построения служат необходимым начальными звеньями в научном познании закономерностей эволюции литогенеза вообще и осадочного рудогенеза, в частности. Главная цель СА сводится к выяснению причинно-следственных зависимостей между литогенетическими процессами и меняющи-

мися во времени геологическими (и геодинамическими в том числе) факторами и условиями развития земной коры и нижележащих геосфер.

Прикладные значения стадийных исследований многочисленны:

- 1) применительно к научно обоснованным палеогеографическим построениям — благодаря четкому разграничению признаков у внешне схожих между собой седиментогенных и постседиментогенных минеральных компонентов уверенно диагностируется вещественный состав исходного осадка, который мог быть существенно измененным диагенетическими и последующими процессами;
- 2) в частности, для аргументированного отличия древних глинистых кор выветривания от конвергентно подобных им продуктов аргиллизации и других эндогенно-гидротермальных породных изменений;
- 3) для объяснения причин и механизмов формирования коллекторских и (или) флюидоупорных свойств, приобретаемых либо утрачиваемых породой в различные периоды ее геологической жизни;
- 4) для объяснения этапности и условий формирования, изменений вещественного состава и качества стратиформных руд железа, магния, меди, полиметаллов, благородных металлов и др. полезных ископаемых;
- 5) для коррелирования этапности изменений минерального и органического вещества при исследованиях углей и др. твердых горючих ископаемых.

В геоминералогии, как видим, СА — это стержневая основа исследования, комплексируемая с генетическими формационными построениями, суть которых была сформулирована выше. Теперь обратимся к обстановкам и механизмам процессов осадко- и породообразования, которые реконструируются в результате стадийно-геоминералогических исследований.

Глава 3. ПРОЦЕССЫ, УСЛОВИЯ И СТАДИИ ОСАДОЧНОГО МИНЕРАЛО- И ПОРО- ДООБРАЗОВАНИЯ. ОСНОВОПОЛА- ГАЮЩИЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

3.1. Вводные замечания

Данный раздел введен в книгу потому, что до сих пор различными научными школами геологов не достигнуто согласия в единой трактовке основополагающих понятий: фация, геологическая осадочная формация (см. в главе 2), осадочный бассейн, литогенез и его стадии, и многих др., к которым геоминералогия имеет самое непосредственное отношение. Поэтому автор посчитал необходимым дать применительно к этим понятиям и к отражающим их терминам необходимые комментарии, а также конкретизировать трактовки, принятые в данном курсе, с тем, чтобы избежать недопонимания возможными оппонентами при оценке значимости описываемых здесь результатов стадияльно- геоминералогического исследования осадочных образований.

3.2. Зона осадкообразования и стратисфера. Осадок и горная порода

Эти понятия прочно вошли в обиход литологов после классической работы Л.В. Пустовалова 1940 г.

Зона осадкообразования — термин, введенный им для обозначения приповерхностного земного пространства, где совершаются физические, химические и биологические процессы, приводящие к образованию осадков. Эта зона включает в себя: собственно поверхность суши и дна всех водоемов, всю гидросферу, нижнюю часть атмосферы и те самые верхние участки литосферы, которые подвержены гипергенным процессам. Внутри зоны осадкообразования осуществляется мобилизация

осадочных веществ, их перенос и седиментация (см. в 3.4). А главными факторами влияния на их стадийные процессы и на конечные результаты служат: климаты; тектонические перемещения земной поверхности, создающие ее рельеф; вещественные составы и динамика газов атмосферы и вод гидросферы; вулканизм; биос; в последнее время — антропогенная деятельность. Энергетически процессы зоны осадконакопления подвержены встречным влиянием внешних, космических воздействий (лучистая солнечная и приливно-отливная энергии, проникновение космических частиц и волн) и внутрипланетных воздействий (гравитация, радиация, тепло- и флюидоотдача). Для зоны осадкообразования свойственно устойчивое состояние 3-х вещественных фаз: твердой, жидкой и газообразной, и взаимопереходов между ними. Процессы обеспечивают всеобщие проявления *осадочной дифференциации*, которая осуществляется механическими, химическими и биологическими способами. Благодаря им в подавляющем большинстве случаев конечные продукты переотложения мобилизуемых веществ представлены не хаотичными смесями, а четко ранжируемыми таксонами — согласно их вещественному составу (различные глинистые, кремнистые, известковые, фосфатные и др. илы, соли, бокситы, торф и др.) и размерностям порообразующих компонент (валунники, галечники, гравий, пески, алевриты, пелитовые осадки и др.). Так же формируются осадочные руды *Fe, Al, Mn, Mg, Ca, P, Si, Au* и др. Теоретические основы учения о природных законах, управляющими эти процессами, см. в тр. Л.В. Пустовалова, Н.М. Страхова (1960, 1962), М.С. Швецова (1960) и их последователей.

Ниже зоны осадкообразования ее продукты-осадки превращаются в осадочные горные породы, которые в своей совокупности слагают осадочную оболочку литосферы, или стратиферу. Прежде, чем дать ей определение, сформулируем исходные понятия: осадки и осадочные породы.

Осадки (англ. sediments) — продукты геологических процессов в зоне осадкообразования — *скопления твердых минеральных и (или) органических компонент на земной поверхности, возникшие в приповерхностных P-T условиях из любой окружающей среды (воздуха, воды, льда)*. По их происхождению осадки бывают субаэральными (возникшими на границе литосферы с атмосферой), субгляциальными (ледовыми) и субаквальными (подводными). Структуры их разнообразны: начиная

от скоплений глыб >10 м в поперечнике из разрушаемых выветриванием горных пород и различных грубо-, крупно-, средне- и мелкокомпонентных смесей, и вплоть субколлоидных фаз. Последние категории распространены среди субаквальных осадков (дна озер, морей и океанов), где именуются илами.

Ил — это разновидность тонкозернистого (состоящего из глинистых, карбонатных, кремневых и др. частиц размерами $<0,001$ мм) водонасыщенного неконсолидированного осадка, который в естественных условиях обладает текучестью, а при высыхании приобретает свойства твердого тела. Более крупнокомпонентные, сравнительно с илом, осадки обладают высокой пористостью ($>85\%$) и типичными физическими свойствами гранулированных сред.

На стадии диагенеза (см. 3.4) осадки преобразуются в горные породы. Они местами формируются и вне стадии диагенеза, например: изначально литифицированные карбонатные рифовые тела или железистые панцири в зоне гипергенной латеритизации.

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

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

и текстуры) и компонентного состава — см. в учебниках (Логвиненко, 1984; Фролов, 1992, 1995; Япаскурт и др. 2004). Все эти особенности досконально изучены литологами, однако, до сих пор остается в некоторой мере неопределенным вопрос о конкретных параметрах различия между понятиями «осадок» и «осадочная горная порода», а также о параметрах начальной границы метаморфизма этих образований.

На первый взгляд критерии границ между упомянутыми природными образованиями очевидны своей ясностью и простотой. Так, например, среди геологов укоренилось представление о том, что осадок — это образование рыхлое, еще не связанное цементацией, а порода — нечто твердое, литифицированное. Известный литолог США Ф. Дж. Петтиджон (F.J. Pettijon) в своем неоднократно переиздававшемся (переведенном и изданном у нас в 1981 г.) труде «Осадочные породы» пишет, что *литификация* это тот комплекс процессов, который превращает свежееотложенный осадок в твердую породу. Процессы породообразования Ф.Дж. Петтиджон (1981) объединил в 6 нижеследующих групп: 1 — цементация и расцементирование, 2 — образование новых минералов (*аутигенез*) (см. ниже), 3 — диагенетическая дифференциация химических соединений с сегрегацией более редких в конкрециях, 4 — метасоматические замещения отдельных минералов за счет материала, притекающего со стороны, 5 — процессы растворения и выноса вещества (например, при стилолитизации), 6 — сдавливание, сокращение порового пространства и выдавливание растворов, содержавшихся в порах.

Так же трактовали границу осадок — порода в середине XX века известные английские исследователи условий осадкообразования и стратиграфии В.К. Крумбейн и Л.Л. Слосс (W.C. Krumbein and L.L. Sloss), которые осадочной породой называли уплотненный или окаменевший (литифицированный) осадок. Однако, согласно представлениям многих других литологов, в данной трактовке присутствует неточность: литифицированный осадок — это всегда порода, однако не всякая горная порода бывает окаменелой. В данном случае существенную коррективу в терминологию внес Н.В. Логвиненко, написавший в Геологическом словаре 1973 г. о том, что рыхлые образования (например, пески, алевриты, глины и др.), находящиеся в составе древних толщ, должны рассматриваться не как осадки. Это уже разновидности горных пород, вступивших в самую начальную подстадию катагенеза (см. ниже).

Еще раньше М.С. Швецов в своем докладе, подготовленном к Международному конгрессу седиментологов 1960 г., обстоятельно проанализировал разные точки зрения зарубежных и отечественных геологов о процессах осадочного породообразования, и пришел к такому заключению: представление о том, что порода отлична от осадка твердостью, явно не точны. Известно, что существуют не только мягкие и сравнительно слабо сцементированные породы, как, например, лесс, но и совершенно рыхлые, рассыпающиеся пески. Глина, размоченная ливнем, иногда становится полужидкой. И наряду с этим некоторые осадки сразу же после выпадения оказываются довольно твердыми, например, некоторые известковые туфы, натёки, соли и др. Из этого следует такое заключение: «Все сказанное показывает, что *границы между осадком и породой провести невозможно* [здесь и далее курсив наш — автор] Куски свежего известкового натёка, соли из высохшего водоема, глинистый ил только что высохшей поймы являются *и осадками и породами*. Полужидкий морской сапропель — несомненный осадок — в шкафу без диагенеза становится твердым и неразмочающим камнем, т.е. несомненно породой. *Попытки установить точную формальную границу между породой и осадком безнадежны, да и схоластичны*, тем более, что диагенетические процессы могут прерываться на разных стадиях. Один и тот же осадок может превратиться в разные породы» (Швецов, 1960, с. 159).

Автор целиком разделяет такую точку зрения. Геологические рубежи в большинстве своем представляют собой не резко выраженную по всем своим параметрам границу-плоскость, а некую узкую *переходную зону*, которая только при мелкомасштабных сводных обобщениях условно видится отчетливой плоскостью. Вышесказанное относится и к границам стратисферы.

Стратисфера — совокупность осадочных пород, возникших за всю историю Земли, сохранившихся от денудации и не перешедших в состояние метаморфических образований. Это, как писал Л.В. Пустовалов в 1940 г., создание прежних зон осадкообразования, т.е. космических и планетарных сил, которые господствовали в течение долгого геологического времени, с тех пор как на Земле появилась твердая кора. И это же саморазвивающаяся и очень сложная флюиднопородная система. В ней во внутренних трещинно-поровых пустотах находятся водно-газовые флюиды различного генезиса: унаследованные от прежних зон осадкообразования, выделившиеся из кристаллических

решеток минералов и из органических компонент осадочных пород и разные ювенильные. При их активном участии, под влияниями глубинных Р-Т и др. факторов осадочные породы претерпевают многоэтапные вещественно-структурные преобразования. Вместе с ними в стратисфере рождаются артезианские воды, нефть, горючий газ, каменные угли и стратиформные руды многих металлов.

Стратисфера представлена совокупностью множества бассейнов породообразования (разнотипных впадин, выполненных осадочными толщами — см. в 3.4) и складчатых систем (вторично дислоцированных породных бассейнов). Будучи порождением древних зон осадконакопления, она хранит в себе важнейшую о них информацию, которая воплощена в особенностях минерального состава, структуры, текстуры пород и в закономерностях их сочетания внутри стратисферы. Однако эта информация, как правило, оказывается в той или иной мере утраченной или же существенно искаженной разнообразными постседиментационными процессами. Их мы рассмотрим в следующем разделе.

3.3. Процессы осадочного минералообразования и минеральных изменений, их диагностические признаки

Расшифровка процессов осадко— и породообразования (в том числе, осадочного рудообразования) и различных внутривстратисферных изменений пород и руд — приоритетная задача современной литологии и геоминералогии. Эти процессы чрезвычайно многообразны, разномасштабны и многофакторны. Их систематизации и ранжированию посвящались: переведенная на русский язык книга польских литологов Р. Градзиньского, А. Костецкой, А. Радомского и Р. Унруга о седиментационных процессах (Седиментология, 1980) и недавние публикации автора (Япаскерт, 1999; 2005), где главное внимание сосредоточивалось на постседиментационных процессах. Ниже изложены краткие выдержки из этих и др. работ. Начнем с терминологии.

Процесс (от латинского слова *processus*) — движение вперед — это последовательное изменение чего-либо (Малая Советская энциклопедия, 1960, т. 7, с. 678). Применительно к на-

шему предмету словосочетание «чего-либо» символизирует минеральный компонент осадка или осадочной породы, то есть механизм и этапность его возникновения, изменения или разрушения. Он (механизм этот) оставляет о себе память морфологическими признаками, которые описаны и проиллюстрированы в руководствах по стадийному анализу (Махнач, 2000; Япаскурт, 1999) и в отдельных монографиях (Логвиненко, 1968; Лукьянова, 1995; Седиментология, 1980; Эпигенез ..., 1971 и др.). Рассмотрим их кратко.

Процессы механогенного образования формы обломочных минеральных частиц на стадии седиментогенеза, выразившиеся в разной степени сферичности и окатанности отдельных кристаллов и их агрегатов (рис. 3.1.) — описаны подробно в каждом учебнике по литологии, а потому здесь не рассматриваются. Напомню только, что самая совершенная (сферическая) форма сечения обломочных частиц достигается в результате многократных перемывов и переотложений одного и того же ма-

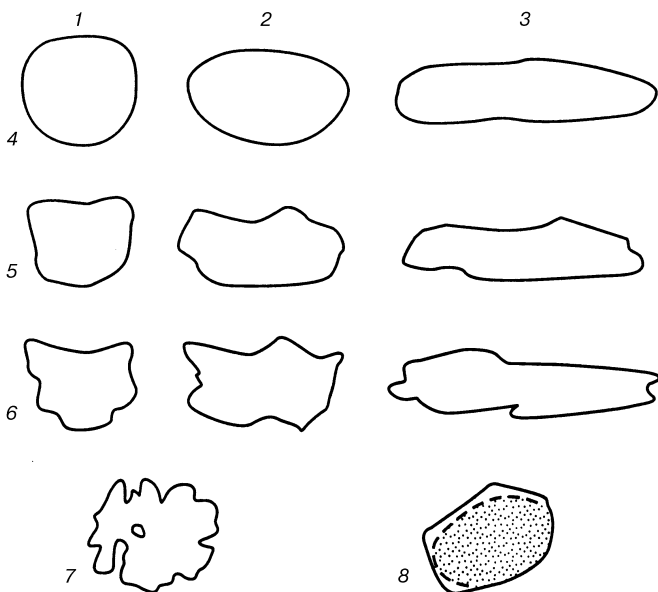


Рис. 3.1. Формы обломочных минеральных зерен (по В.Г. Кузнецову):
 1–6 — *первичные, седиментогенные*, в том числе, 1 — *изометричные*,
 2 — *удлиненные*, 3 — *резко удлиненные*, 4 — *окатанные*, 5 — *полуокатанные*, 6 — *неокатанные (угловатые)*; *вторичные, постседиментационные*
 — 7 — *коррозионные*, 8 — *регенерационные*.

териала; а дальность его транспортировки из зоны гипергенеза в конечный бассейн осадконакопления решающего влияния на форму песчаных и алевритовых минеральных зерен не оказывает. Дальность переноса сказывается лишь на форме обломков наиболее крупных псефитовых фракций.

Механогенные процессы тесно сочетаются с хемогенными прежде всего, коррозионными — см. вторичные формы обломочных зерен на рис. 3.1.

Растворение (коррозия) минеральных компонентов, именуемое в англоязычной литературе «внутрислои́мым растворением минералов» (по Ф.Дж. Петтиджону), осуществляется, начиная с самых ранних этапов выветривания, и на всех дальнейших стадиях; активизируется при диагенетическом превращении осадка в породу, затем скачкообразно усиливается при переходе от раннего к позднему катагенезу и ослабевает (стабилизируется) к началу метаморфизма. Впоследствии коррозионные процессы вновь могут активизироваться при наложенных регрессивно-эпигенетических (низкотемпературных) изменениях пород внутри стратисферы — на стадиях инверсионно-орогенных перестроек тектонической структуры.

Коррозии в наибольшей степени подвергаются минералы из групп ортосиликатов и цепочечных силикатов (оливины, гранаты, пироксены и амфиболы), а также некоторые из каркасных силикатов (прежде всего, кальциевые или существенно кальциевые плагиоклазы). Возрастание химической устойчивости отдельных минеральных видов к их химическому корродированию будет показано ниже, на рис. 7.1. стрелками, которые направлены сверху вниз — к наиболее химически инертным видам: калиевый полевой шпат — мусковит — кварц. Любопытно, что данная схема полностью адекватна хорошо известному петрологам бинарному реакционному ряду кристаллизуемых расплавов, по Н.Л. Боуэну и Т. Барту. В этом ряду самыми нестойкими компонентами оказались минералы габбро и диоритов, а наиболее стойкими — из гранитов. Схема учла только породообразующие магматические минералы. Если же добавить к ним акцессории, то рядом с кварцем, согласно максимальной устойчивости, можно было бы поместить циркон, рутил, турмалин и апатит. Однако и эти относительно стойкие к химическим воздействиям минералы тоже корродируются при наличии должных для этого значений рН в окружающей среде. Так, например, в кислых средах (а их создают повышенные концентрации ОВ)

растворению, нередко полному, подвержены калишпаты, карбонаты и фосфаты, включая мелкие скелетные остатки. В щелочных же условиях, наоборот, коррозию и растворение испытывают минералы группы кремнезема.

Корродирование обломочных зерен легко опознается в петрографических шлифах по характерным зубчато-клиновидным углублениям (которые называются петрографами «коррозионные заливы»), нарушающим плавные очертания среза минерального зерна (см. рис. 3.1., 7) или скелетного остатка ископаемой фауны.

В стратисфере коррозионные процессы генетически взаимосвязаны с гравитационным уплотнением, диффузией и аутигенезом.

Гравитационное уплотнение — типично механогенный процесс, приводящий к компактной упаковке породных компонент вплоть до возникновения пластических или хрупких деформаций у некоторых из них. Этот процесс особенно подробно охарактеризован при описаниях последствий «фактора давления» в книгах Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой (1987, с. 87–101) и Б.А. Лебедева (1992). Там же показаны графики и формульные расчеты, связывающие разные степени уплотнения глинистых и обломочных пород с изменениями их пористости, проницаемости и других физико-механических параметров.

Следы механического уплотнения бывают наиболее доступны прямому оптическому наблюдению в шлифах из песчаников полимиктового состава, которые насыщены обломками пород, изначально пластичных (в основном глинистых) и слюд. В такие обломки вдавливаются, как дробины в пластилин, более твердые соседние минеральные частицы кварца и др. силикатов. Тогда в срезе шлифа видится выпукло-вогнутые контакты между ними, именуемые *конформными* границами.

Конформность может быть обусловлена также иными причинами — химическим растворением взаимосдавленных минералов. А это уже разновидность иных, упомянутых выше коррозионных процессов, которые активизированы механическими нагрузками — так называемые «гравитационная коррозия» и «стресс-коррозия».

Гравитационная коррозия и стресс-коррозия седиментационных минералов наиболее отчетливые следы оставляют в породах обломочных — песчаниках и гравелитах. В них возникают своеобразные микроструктуры на границах между прижаты-

ми друг к другу зернами кварца или полевых шпатов, или др. каркасных и островных силикатов: *конформные* (дугообразные сочленения), *сутурные* (пильчатые границы) или *инкорпорационные* (клиновидные внедрения зерна в зерно) (рис. 3.2). Термины ввел А.В. Копелиович в 1965 г., объяснив способы их формирования, которые внутри стратисферы побуждаются: давлениями литостатическими P_s (нагрузка вышележащих толщ) либо стрессовыми P_{st} , при обязательном участии межзерновых водных флюидов и при повышенных T — от 50 до 200°C и выше.

Механизм процесса таков. Кварц и твердые силикаты, будучи сдавленными и, соприкоснувшись друг с другом, образуют каркас, воспринимающий основные нагрузки P_s и (или) P_{st} . Из-за очень малых — практически точечных площадей первоначального соприкосновения обломочных минеральных зерен векторы P внутри их каркаса распределяются очень неравномерно. В местах точечных контактов локализуются максимально высокие значения P , которые способны активизировать процесс химического растворения любого минерала. Немаловажное значение здесь приобретает также глубинное повышение ΔT ,

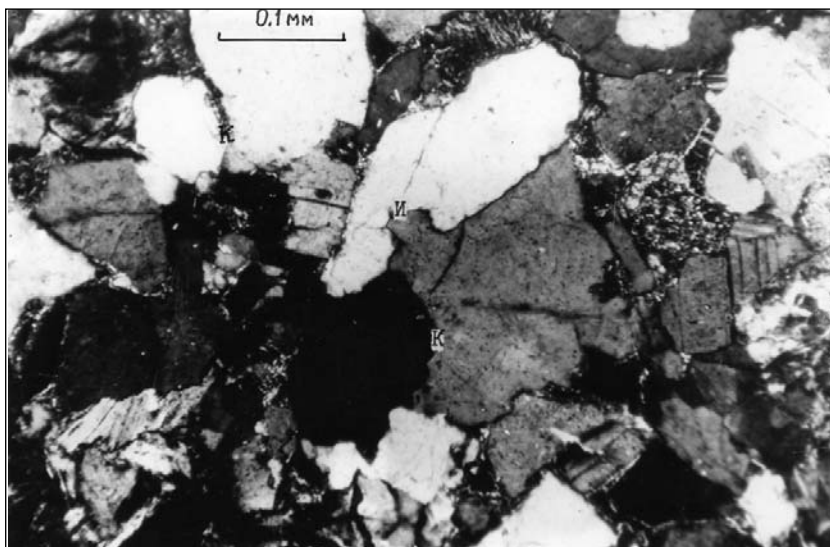


Рис. 3.2. Вторичные структуры гравитационной коррозии: конформные (К) и инкорпорационные (И) на контактах обломочных зерен кварца с кварцем и кварца с плагиоклазом в песчанике K_1 внутреннего крыла Приверхоянского краевого прогиба в низовьях р. Лена. Шлиф, николи +.

влияющее на изменения рН межзерновых растворов и ускоряющее химические реакции. Кроме того, в данной системе возникает градиент различий между P_s (или P_{st}) на зерна, с одной стороны, и флюидном давлении — P_f там же. От этих различий в давлениях, которыми подвержены твердая и жидкая фазы в разных точечных участках породы, возникают неодинаковые концентрации растворенных элементов. Диффузия, приводящая к выравниванию этих концентраций, вновь и вновь создает неравновесное состояние раствора и погруженных в него зерен: в точках повышенных напряжений раствор станет недосыщенным, вследствие чего зерна будут продолжать растворяться. А на соседних (перпендикулярно ориентированных к вектору P_s или P_{st}) участках, где напряжения менее значительны, раствор окажется перенасыщенным, и там будут активизироваться процессы аутигенного минералообразования (рис. 3.3.).

Аутигенное минералообразование (аутигенез) всегда было в центре внимания литологов. Парагенезы аутигенных минералов брались ими за основу диагностик стадийности катагенеза и метagenеза (Коссовская, Шутов, 1976; Эпигенез ..., 1971;

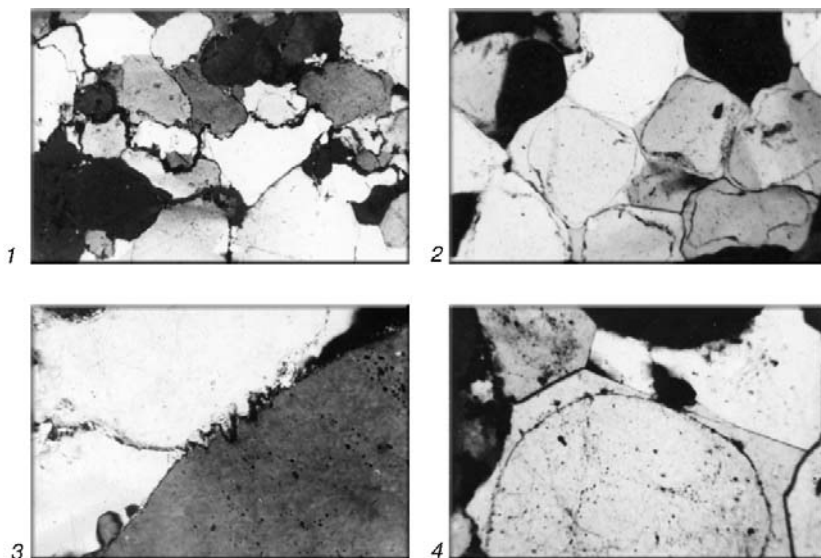


Рис. 3.3. Сочетание структур гравитационной коррозии — конформных (1) с аутигенными каемками регенерированного кварца (2 и 4) и сутурных (3) в шокшинских кварцито-песчаниках протерозоя Карелии (по И.М. Симановичу, 1975).

Шлифы, николи +; размеры обломочных зерен порядка $0,2 \pm 0,05$ мм.

Япаскерт, 1999). Сущность рассматриваемого процесса лаконично сформулировал американский литолог Р. Фейрбридж в 1985 г. Он писал: «Аутигенезом называется процесс, при котором происходит образование минералов *in situ*. Термин введен Калковски (Kalkowsky E.) в 1880 г. и употребляется при образовании любых минералов..., но не в процессе трансформации или перекристаллизации; термин обычно применяется по отношению к осадочным породам, находящимся в низкотемпературных условиях».

Аутигенез может осуществляться несколькими способами: химической садкой минералов из ионных растворов поровых вод, коагуляцией коллоидных растворов и синтезом новых минералов из смеси разнородных коллоидных фаз. Продуктами аутигенеза являются: включения в осадке или породе кристаллов или аморфных агрегатов новообразованных минералов, а также в формах пластового цемента и конкреционных стяжений (большинство последних принадлежит стадиям диагенеза и катагенеза, но известны и седиментогенные конкреции).

Задержимся только на некоторых характерных признаках аутигенности и конкретных примерах их наблюдения с помощью оптической и электронной микроскопии.

Если это кристаллически-зернистые или аморфные агрегаты, то они приспособляются к промежуточным плоскостям между компонентами седиментогенной природы (обломочными, биоморфными, биоморфно-детритовыми, вулканокластическими и др.). Кристаллически-зернистый аутигенный агрегат обладает идиоморфной, гипидиоморфной и реже ксеноморфной микроструктурой, с характерным «шахматным», т.е. попеременным угасанием и просветлением разноориентированных кристаллов по мере вращения столика поляризованного микроскопа (при скрещении николей). Такая картина свойственна многим видам *базального и порового цемента* в обломочных породах (рис. 3.4.). В случае пленочных окаймлений обломков аутигенные кристаллики группируются более или менее упорядоченно (например, радиально — в крустификационных каемках — рис. 3.5.).

Хорошо известная форма проявления аутигенеза — ***перенерация*** седиментационных минералов. Ею называется процесс восстановления обломками кристалла своей нормальной (плоскогранной и прямореберной) формы в период его нахождения в среде перенасыщенных растворов соответствующего

состава. В осадочных толщах таким процессом бывают обычно затронуты в песчаниках и гравелитах минеральные зерна кварца (см. рис. 3.3.), полевых шпатов, карбонатов, эпидота, граната и др. или фрагменты некоторых скелетных остатков в детритовых известняках (в основном членики криноидей и иглы морских ежей кальцитового состава). Главным условием регенерации является подток извне необходимого вещества к поверхности зерна. Вот почему в нижних слоях стратисферы регенерационные структуры песчаников бывают так тесно связаны с гравитационно-коррозионными структурами.

Здесь 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. Но от последних регенерационную кайму отличает общность ее оптической ориентировки с ориентиров-

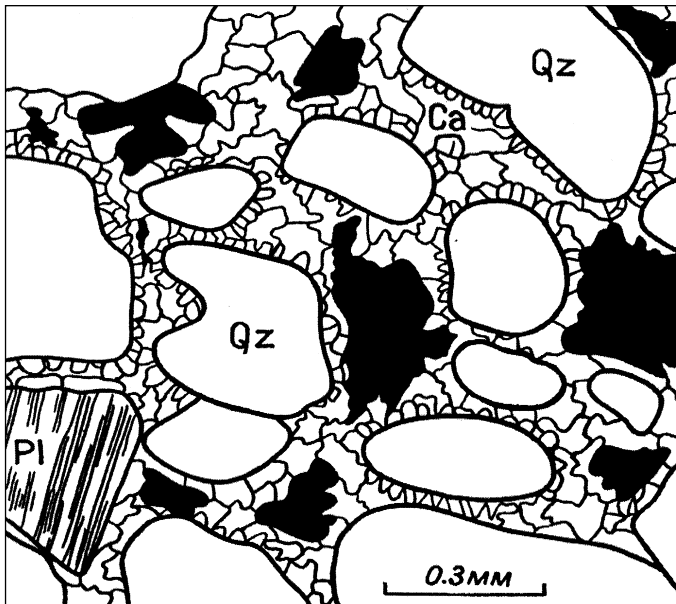


Рис. 3.4. Сочетание обломочных песчаных зерен окатанной и полуокатанной формы кварца (Qz) и плагиоклаза (Pl) с кристаллически-зернистым агрегатом аутигенного кальцита (Ca) в цементе порового типа. Зарисовка шлифа.

кой окружаемого каймой 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.

Выше речь шла о зернистых аутигенных новообразованиях. Применительно к слоистым силикатам (глинистым минералам, в частности) аутигенность установить труднее. Но остается действенным главный ее принцип: упорядоченность «рисунка», создаваемого минеральными частичками. Наглядный пример — крустификационные иллитовые, либо хлоритовые каемки вокруг песчинок (см. рис. 3.5.). Они развиваются в неуплотненной осадке или в слабо уплотненной породе на начальных этапах литогенеза (диагенез, ранний катагенез).

Однако при напряженных Р-Т условиях нижних уровней стратисферы, где минеральные обломки приведены в тесное соприкосновение, структуры обрастания имеют иной вид — глубоко внедрившихся аутигенных минералов внутрь регенерированного обломочного зерна. Это так называемые *шиповидные*,

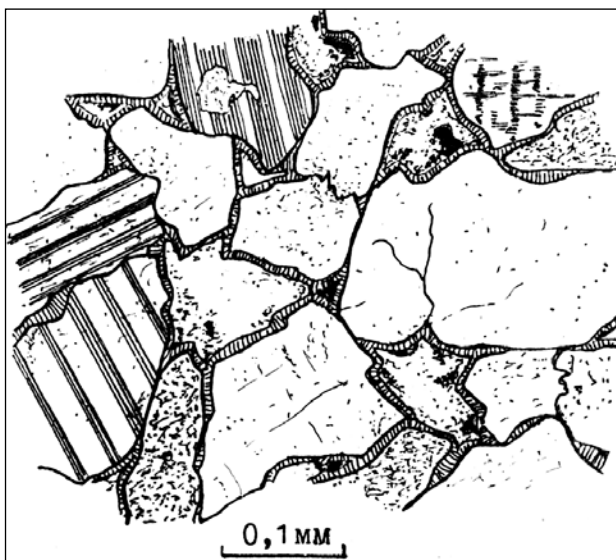


Рис. 3.5. Крустификационный пленочный хлоритовый цемент (штриховатые полосы), окаймляющий слабо окатанные и угловатые обломки кварца и плагиоклаза в аркозовом песчанике K_1 внешнего крыла Приверхоанского краевого прогиба в низовьях р. Лена. Зарисовка шлифа.

или *бородатые* структуры врастания слюды и хлоритов в кварцевые и полевошпатовые зерна (рис. 3.6.). Такие образования появляются на самых конечных этапах катагенетической стадии, однако, наиболее характерны они для последующей стадии метагенеза (см. ниже)

Процессы диффузии в жидкой и твердой фазах, как видно из всего вышеизложенного, имеют чрезвычайно важное значение для обеспечения аутигенеза. Диффузия вездесуща, в том числе и в стратисфере. А.Е. Ферсман считал ее одним из особенно важных проявлений свойств материи, с которыми связано разнообразие окружающей нас природы. Он писал, что отдельные вещества пробивают себе дорогу сквозь твердые тела подобно тому, как капли ртути под давлением проникают через деревянную доску. Далее он очень образно описывает процесс кристаллообразования с участием диффузии, который вполне применим к аутигенезу. Приводим его дословный пересказ.

Когда кристалл растет под влиянием заложенных в нем сил взаимного притяжения, он извлекает из окружающего раствора необходимое ему вещество. Вокруг кристалла образуется зона, более бедная данным веществом, чем остальная масса раствора. Но силы диффузии стремятся пополнить эту зону новым притоком вещества. Таким образом, вокруг растущего кристалла мы видим ряд движений и переносов вещества. В основе явлений кристаллизации лежит сила притяжения, с одной стороны, и сила диффузии — с другой. Однако в природе такая кристаллизация идет не только из водных растворов, циркулирующих по свободным трещинам, она может идти и в более или ме-

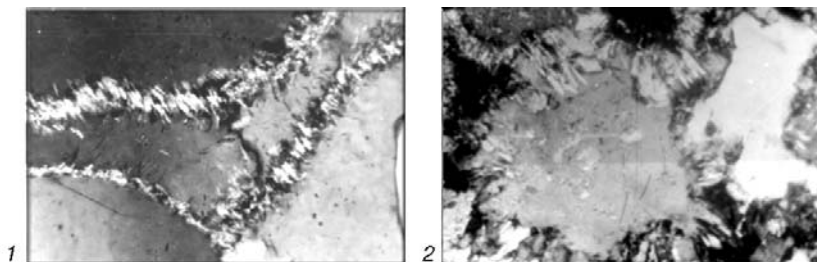


Рис. 3.6. Шиповидные вросстки аутигенной слюды (белые узкие иглы) в края регенерированных обломочных зерен кварца в метапесчаниках:

слева — шокшинских, протерозоя Карелии (по И.М. Симановичу, 1975), справа — Р₁ верхоянского комплекса (по автору). Шлифы, николи +; диаметры обломочных зерен $0,2 \pm 0,05$ мм.

нее сформировавшейся породе, в затвердевающей осадке глины или песка. Шире и интенсивнее всего сказываются явления диффузии в самой твердой земле (включая стратисферу). Здесь в мельчайших капиллярах и в трещинках, прорезающих породы, идут незаметно медленные, но огромные по своим результатам процессы переноса вещества. Этим сказано все самое существенное о роли диффузионных процессов.

Трансформации минералов — понятие было введено французским исследователем Ж. Милло (1968). Он трактовал «трансформацию» как преобразование минерала в иной вид, осуществленное с сохранением изначального структурного типа кристаллической решетки, внутри которой некоторые анионы или катионы замещаются на другие, с сохранением общего баланса уравнивающих электрических зарядов. При этом физические (оптические, в том числе) свойства вещества претерпевают принципиальные изменения. Особо подчеркнем, что этот процесс реализуется целиком в твердофазной среде, совершенно без признаков растворения и новой кристаллизации (то есть без фазовых переходов). Его наблюдать можно в слоистых силикатах — в прозрачных шлифах при максимальных увеличениях поляризационного микроскопа, а также с помощью электронной микроскопии и электронографии. Иллюстрации см. ниже, в главе 5 «Глинистые минералы...», а также в учебниках и книгах В.А. Дрица и А.Г. Коссовской и О.В. Япаскурта (1999). Классическими примерами могут прослужить трансформации выветриваемых при условиях низких значений pH триоктаэдрических слюд-биотитов в каолинит (некоторые почвы угольных пластов — бывший субстрат торфяников). Те же биотиты, попадая в щелочную среду осадков соленых лагун и озер, способны частично или полностью трансформироваться в монтмориллонит. Иные многочисленные примеры см. ниже при описании внутристратисферных процессов, где явления трансформаций тоже широко распространены.

Выше отмечалось, что трансформации, строго говоря, не причисляются к аутигенезу. Так же считал и Ж. Милло. Процесс возникновения нового минерала из растворов, питаемых за счет коррозии и разрушения других, неустойчивых к данной среде минералов, он предложил именовать «новообразованием», противопоставив этот термин минеральным трансформациям. Но следует помнить, что различить новообразованные и трансфор-

мированные аутигенные минералы на практике не так-то просто, и не всегда удается доказать это с полной уверенностью.

Кристаллобластез — это процесс перекристаллизации порообразующих компонентов в твердом состоянии, без фазовых переходов, но при участии межкомпонентных растворов (так называемой «кристаллизационной среды»). Он нуждается в притоке извне энергии динамотермальной активации.

На своей зачаточной стадии структуры бластеза достаточно уверенно и просто опознаются в петрографических шлифах песчаников, содержащих обломочный материал и аутигенный кварц. Методика обнаружения таких структур с помощью периодического включения и выключения анализатора в поляризационном микроскопе в подробностях описана И.М. Симановичем в 1978 г. и (впоследствии) автором. Содержание ее сводится к следующему. Кристаллобластез на начальных этапах метатекстур 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. 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 начальными (конформными инкорпорационно-регенерационными) контурами раздела песчаных зерен, хорошо заметными при выключенном 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 (рис. 3.7, а).

Причем, если на границах между начальными зернами были пузырьки жидкости или частички глинистого вещества, то они совершенно не препятствуют диффузной миграции границ в процессе раскристаллизации кварца. И.М. Симанович подчеркивает, что для подобного перемещения большеугольных границ минерала требуется энергия активации. Причиной их дви-

жения являются внутренние напряжения в зернах кварца или внешне приложенные напряжения (стресс), или стремление к уменьшению свободной энергии самих границ зерен. С повышением температуры начинает двигаться большая часть границ кварцевых зерен; миграция их происходит все глубже и так, что иногда соседние зерна целиком поглощаются мигрирующей границей. В итоге формируются *гранобластические (гранобластовые) структуры*.

А в динамически активных зонах метабазита рекристаллизационные контакты бывают осложнены грануляцией — развитием на участках контакта разноориентированных мельчайших кварцевых индивидов, угасающих в «шахматном порядке» (рис. 3.7, б-г). Такие структуры *рекристаллизационно-грануляционного бластеза* отличны от упоминавшихся выше инкорпорационных катагенетических структур (см. рис. 3.3.) кажущейся «неразъемностью» контактирующих агрегатов зерен в первом случае.

Бластические микроструктуры свойственны интенсивным постседиментационным изменениям пород на стадии метабазита

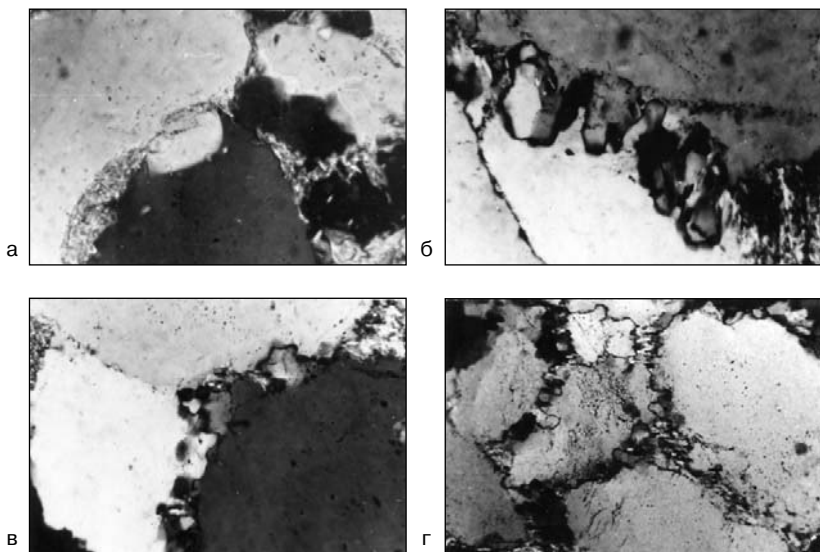


Рис. 3.7. Микроструктуры бластеза обломочного кварца:

а — рекристаллизационного (миграция границы через конформный контакт обломков), на остальных фотоснимках — рекристаллизационно-грануляционного, с «шахматным» угасанием агрегатов новообразований. Шлифы, николи +, увеличения 80, а в правом рис. г — 250. По И.М. Симановичу, 1975 г.

неза (см. ниже), и часто они сочетаются с шиповидными или бордатыми микроструктурами (рис. 3.7, в, см. рис. 3.6).

Метасоматоз — один из широко распространенных в природе процессов. Он свойственен также всем стадиям осадочного породообразования. Несмотря на это, в литологической литературе метасоматоз освещался в меньшей степени, и о нем упоминалось реже, чем о прочих процессах, а иногда не упоминалось вовсе. За ним всегда признавалась большая роль при гипергенезе и при локально-эпигенетических изменениях осадочных комплексов под воздействием на них эндогенных газо-флюидных эманаций в зонах различных тектонических дислокаций. Проявления метасоматоза на стадиях диагенеза и катагенеза многими литологами только молчаливо подразумевались или упоминались как бы мимоходом.

Между тем масштабность этого процесса при литогенезе явно недооценивались, а при обнаружении его следов их зачастую трактовали как признаки непременно эндогенной термально-флюидной «проработки» осадочной породы. В связи с этим следует напомнить, что метасоматический процесс всегда протекает в ходе уравнивания изначально неравновесной минерально-флюидной системы, а именно такую систему представляют собою вступившие в стадии литификации осадки.

Классическое определение этому процессу дал Д.С. Коржинский в 1936 и 1953 гг., который под метасоматозом предлагает понимать всякое замещение горной породы с изменением химического состава, происходящее как в экзогенных, так и эндогенных условиях, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние.

Метасоматическое замещение по своей природе может быть разделено на реакционное и диффузионное, а по характеру соотношений исходных минералов с продуктами их замещения — на псевдоморфизацию и метасоматическое замещение с переложением. При этом процессы реакционного и диффузионного замещения тесно взаимосвязаны. Они совершаются не только через капилляры и реакционные пленочные растворы, но и сквозь кристаллическую решетку, легко проницаемую для многих ионов. По характеру переноса вещества метасоматоз подразделяют на диффузионный, инфильтрационный, ионно-диффузионный. В большинстве случаев он совершается по-

средством взаимодействия минералов горной породы с жидким или газообразным раствором, выполняющим поры упомянутой породы.

Следует обратить внимание на то, что к метасоматозу не относятся следующие процессы: 1 — образования в горных породах пустот выщелачивания и последующего (не синхронного) их выполнения новым минеральным агрегатом; это аутигенез и 2 — преобразования породы, связанные с изменениями в них содержания только воды и углекислоты.

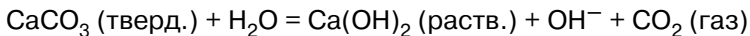
Наиболее характерным порождением метасоматических процессов в осадочных породах служит образование минеральных псевдоморфоз — как следствие установленного Линдгреном «закона постоянства объемов» при замещении, всегда сопровождаемым существенным привнесом-выносом вещества. Осуществляясь на атомно-молекулярном уровне через посредство химических реакций в системе горная порода — поровый раствор, метасоматические процессы оказались своего рода буфером или, точнее, инструментом приспособления состава пород к менявшимся условиям окружавшей ее среды.

Дегидратация минералов — чрезвычайно распространенный и важный для литогенеза процесс, генетически тесно связанный со многими из вышеописанных процессов. Он сопутствует, прежде всего, минеральным трансформациям, а также перекристаллизациям минералов с фазовыми переходами и некоторым метасоматическим новообразованиям.

Наиболее изучена и досконально описана минералогами и литологами дегидратация смектитов вследствие их трансформации в слюды либо в хлориты вблизи границы между подстадиями раннего и позднего катагенеза. Масштабность этого процесса показана в работах В.Н. Холодова (1983, 2004, 2006 и др.), где были рассчитаны гигантские объемы вод, генерируемых в толщах вследствие трансформаций седиментогенных смектитов. Источниками H_2O , помимо смектитов, могут оказаться трансформации других минералов, а также постседиментационные преобразования рассеянного ОВ, которые хорошо известны из работ специалистов нефтяной геологии Н.Б. Вассоевича, В.Н. Волкова, О.К. Баженовой и др.

Можно присовокупить к этой же группе процессов **дегазацию** породных компонентов. Наглядные примеры ее описывались В.Н. Холодовым (1983), который объяснял неустойчивость значительной части рассеянных в породе карбонатных включе-

ний реакциями гидролиза, экспериментально обоснованными в работах 1967 г. гидрогеологов И.Г. Киссина и С.И. Пахомова. Эти исследователи показали, что при давлении насыщенного пара и нагревании от 75 до 120°C с дистиллированной водой карбонаты гидролизуются по схеме:



При этом первыми гидролизуются карбонатные соединения железа (сидерит), за ними — магнезиальные карбонаты и близко к температуре +120°C с водой реагирует кальцит. Было установлено, что примесь в этой системе магнезиальных силикатов (монтмориллонита) интенсифицировала данный процесс. В.Н. Холодов, описывая такое же природное явление, особо подчеркивал, что для успешного осуществления гидролиза рассеянных карбонатов должен действовать определенный фактор: проницаемость вышележащих глинистых покровов, обеспечивающая возможность для оттока газа CO_2 и создающая условия совершенной открытости системы.

Дегазация, а также другие преобразования ОВ в стратиферее досконально описаны в трудах Н.Б. Вассоевича и учебниках по геологии и геохимии горючих ископаемых В.Н. Волкова, О.К. Баженовой, Ю.К. Бурлина и др. и здесь не рассматриваются.

Все изложенное относилось к разряду «элементарных» процессов, осуществляемых на уровнях породных минеральных компонент. Применительно к более высоким уровням организации вещества в рассматриваемой системе (стратиферее) — фациальным комплексом и формациям различные комбинации элементарных процессов интегрируются в таксоны более крупного ранга, для анализа которых мы отправляем читателя к книге (Япаскурт, 1999).

3.4. Кратко о стадиях осадочного процесса

Поясню вначале причину использования термина «процесс» то в единичном, то во множественном числах. Природные процессы многограновы: на атомарно-молекулярном уровне они изучаются геохимией, на более высоких уровнях системной организации — соответственно, минералогией, литологией и др. геологическими науками. В разделе 3.3. были описаны виды

только «элементарных» процессов минерально-компонентного уровня. Их совокупности на уровне горных пород и породных комплексов представляют уже более сложные категории. Например, процесс конкрециеобразования в породе включает: коррозионные, диффузионные, трансформационные элементарные процессы, аутигенез и возможные проявления метасоматоза. Элизионный процесс генерации вод на стадии катагенеза объединяет в себе процессы: гравитационного уплотнения, коррозии, минеральных трансформаций, минеральной дегидратации, дегазации и др.

Базовый термин «осадочный процесс» вмещает в себя всю *совокупность* известных, малоизвестных и покуда нам не известных физических, химических и биохимических процессов от разных системных уровней, которые присущи всем нижеследующим *стадиям осадочного цикла* (рис. 3.8.): 1 — мобилизации веществ (в основном гипергенной, но местами вулканогенной и биогенной), 2 — их транспортировки, 3 — их накопления (2-я и 3-я объединяются понятием *седиментогенез*), 4 — диагенеза, 5 — катагенеза (начального, или слабого и позднего, или глубинного), 6 — метагенеза, или анхиметаморфизма (выделяется не всеми) и 7 — наложенного на 5-ю и 6-ю стадии регрессивного эпигенеза (не везде). Совокупно — 4-ю, 5-ю и 7-ю стадии автор, следуя за П.П. Тимофеевым и др. (1974), рассматривает в рамках *надстадии литогенеза* (принято не всеми). Метагенез своими P-T условиями и процессами тяготеет к метаморфизму более, чем к литогенезу (см. ниже).

Подробный обзор всего этого стадийного ранжирования см. в книге (Япаскурт, 1999). Здесь ограничимся только лаконичными комментариями, чтобы облегчить читателю путь поиска литературных первоисточников.

Гипергенез понимается, согласно трактовке академика А.Е. Ферсмана (1955, 1977), *как весь комплекс химических, био- и физико-химических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой*. Поднятые тектоническими силами наверх из земных недр горные породы (магматические, метаморфические, древние осадочные) состоят из минеральных агрегатов, которые в большинстве своем были сформированы при динамотермальных (P-T) и физико-химических условиях, совершенно иных, чем на поверхности Земли. Оказавшись в зоне гипергенеза, эти минеральные агрегаты попадают под воздействие чужеродных им атмосферных газов и

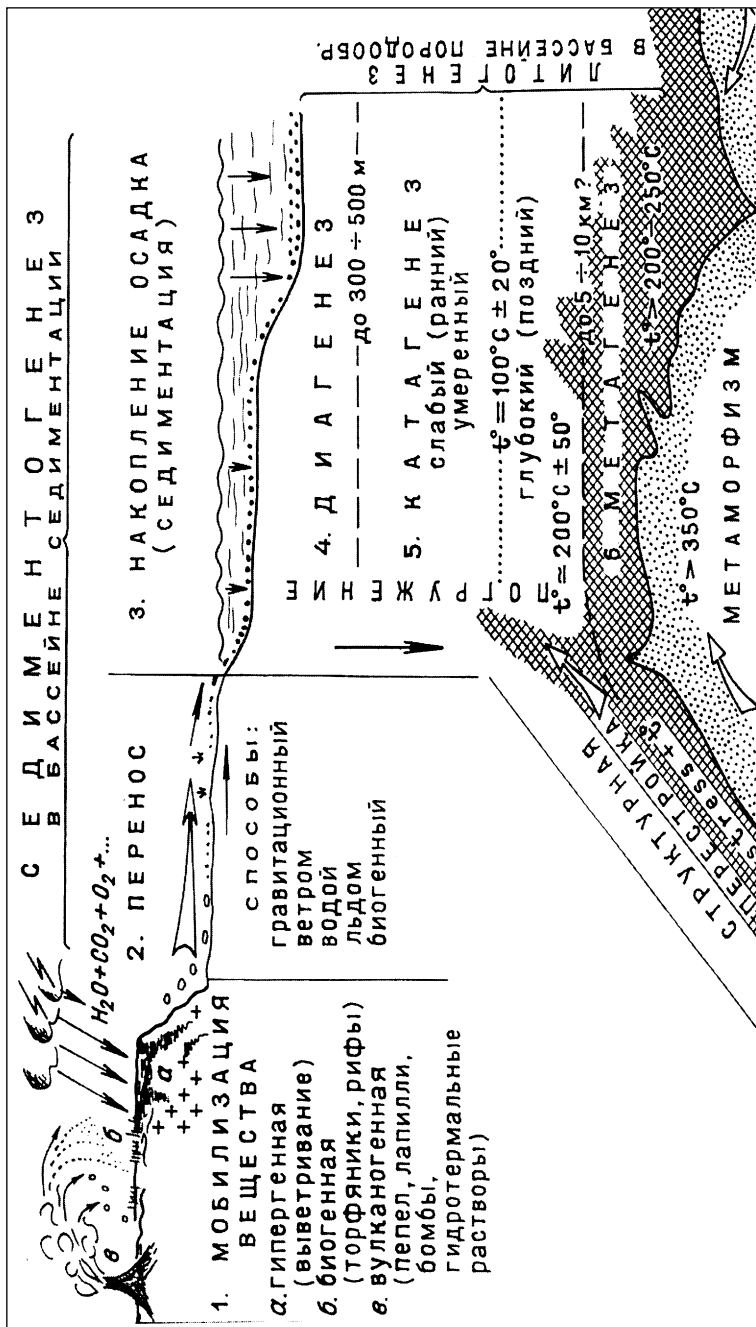


Рис. 3.8. Стадии осадочного процесса и их главные параметры.

вод, а также бактериального, растительного и животного биоса. Такая природная система (в которой живые организмы не изолированы от неорганической, или «косной» материи) названа академиком В.И. Вернадским «биокосной». Она исключительно неравновесна. Ее компоненты стремятся к уравниванию, и это служит основной движущей силой гипергенных процессов. Они принадлежат к двум категориям: господствующей деструктивной (корродирование вплоть до полного растворения наиболее неустойчивых в экзогенной среде минеральных видов — в первую очередь, оливинов, ромбических пироксенов, амфиболов, кальциевых плагиоклазов и многих др.) и конструктивной (глинизация цепочечных, каркасных и слоистых силикатов; новообразования гидроксидов, оксидов и сульфатов; формирование и минерализация органических компонентов и др.). Очень широкое распространение получают химические реакции гидратации и гидролиза твердых веществ.

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

Таким образом, природа создает естественные реактивы, которые способствуют заметному понижению рН, понижению или повышению Eh, и тем самым существенно ускоряют темпы химического разрушения и преобразования горных пород зоны гипергенеза.

Эта зона имеет непостоянную толщину. Традиционно принято считать, что ее нижняя граница совпадает с уровнем самого верхнего водоносного горизонта, до которого могут просочиться поверхностные воды, питаемые атмосферными осадка-

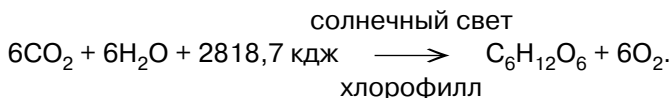
ми. Однако за последнее время накоплено много фактических сведений о том, что в тектонически подвижных областях, где породы интенсивно дислоцированы или смещены крупными разрывными нарушениями, на участках повышенной трещиноватости и флюидопроницаемости пород агенты гипергенных процессов способны проникать внутрь литосферы на глубины от первых сотен метров до 1–1,5 км, привнося туда живущие в воде бактерии вместе с продуктами их метаболизма. Эта область смешения поверхностных вод с глубинными называется гидрогеологами «зоной замедленного водообмена». Учитывая ее наличие в некоторых нефтегазоносных бассейнах, выдающийся литолог-нефтяник Н.Б. Вассоевич предлагал разделять зону гипергенеза на две подзоны: 1 — гипергенез на поверхности, то есть собственно выветривание пород и 2 — гипергенез в недрах, или глубинный (вверху аэробный, а внизу анаэробный).

Собственно мобилизация вещества осуществляется в подзоне выветривания. Там, помимо отмеченного бактериального фактора, начиная с девонского периода огромное влияние на химические процессы оказывает жизнедеятельность растений. Внешне их роль может показаться малозаметной, а на самом деле она грандиозна. В качестве примера можно сослаться на исследования Л.К. Яхонтовой и В.П. Зверева и ряда зарубежных литологов (K.L. Moulten, J. West, R.A. Brener в 2000 г.), которые экспериментально и на практике доказали, что корневая система деревьев ускоряет темпы коррождения плагиоклазов в 2 раза, а пироксенов в 10 раз вследствие того, что микросреда вблизи корней примерно в 2 раза кислее сравнительно с почвенной (рН колеблется от 3 до 5–7). Реакционная обстановка вокруг корневых волосков служит причиной выщелачивания Са, Mg, К и др. элементов из силикатных минералов субстрата. В дополнение к этому можно сослаться на эксперименты Л.К. Яхонтовой и др., подтвердившие наличие биогенного выщелачивания кремнезема из силикатных минералов и минеральных агрегатов: полевых шпатов (изъятие до 1,5–2% SiO₂ от общего количества содержавшегося в опытных образцах в течение всего 15 недель), а также из смектитов и смектитсодержащих бокситов.

Это были частные примеры «скрытых» влияний живого вещества на минеральные изменения. Сведения о них можно было бы многократно расширить. Однако гораздо большие масштабы в приповерхностной области гипергенеза имеют еще два

взаимодополняющие процесса растительной жизнедеятельности: генерация органического вещества (ОВ) путем фотосинтеза и разложение (минерализация) ОВ. Механизм таких процессов глубоко проанализировал известный отечественный геохимик А.И. Перельман. Он писал об этом нижеследующее.

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



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

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

Основное значение в качестве минерализаторов имеют микроорганизмы. Они вездесущи. В 1см^3 почвы или подземной воды находится несколько миллионов бактерий — клетчатковых, десульфуризирующих, денитрифицирующих, окисляющих метан, водород, фенол, нафталин и др. Они разлагают мертвые тела растений и животных, минерализуют их до CO_2 , H_2O , NH_3 и минеральных солей; там же образуется гумус — сложное высокомолекулярное органическое вещество. При разложении растительных остатков освобождаются также SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , которые, по предположению выдающегося исследователя почв

Б.Б. Полынова, могут вступать во взаимодействие, образуя вторичные глинистые минералы.

Всем этим мобилизуемым в зоне гипергенеза компонентам предстоит активно участвовать в процессах седиментогенеза. Мобилизуемые вещества представлены в 3-х фазах: 1 — твердая (остаточные и новообразованные минеральные агрегаты и ОВ), 2 — жидкая (истинные и коллоидные растворы) и 3 — газообразная (частично растворена, но в большинстве своем улетучивается в атмосферу и тем самым исключается из осадочного процесса).

Здесь еще раз следует обратить внимание на то, что выветривание — это процессы не только разрушительные, но отчасти и созидательные. Конечный результат поверхностного гипергенеза — это, прежде всего *коры выветривания*. Это вновь возникшие образования. Изучение современной и ископаемых кор выветривания позволило Н.М. Страхову (1960, 1962, 1963) различать в этой стадии четыре последовательных этапа: 1 — преобладание механического разрушения с образованием щебенисто-дресвянистых продуктов; химическое разложение выражено слабо; 2 — химическое разложение резко усиливается и совершается преимущественно в щелочных условиях; это гидратация и выщелачивание силикатов с образованием гидрослюдов и гидрохлоритов; 3 — химическое разложение протекает преимущественно в нейтральных и кислых условиях среды; это окисление и гидролиз силикатов с образованием нонтронит-монтмориллонитовых и каолининовых минералов; 4 — завершение химического разложения, полное окисление и гидролиз с образованием охр, железняков и латеритов. Далее Н.М. Страхов показал на конкретных объектах, что в зависимости от местных условий гипергенез проходит либо через все четыре этапа, либо останавливается на любом из них. В конечном итоге, в результате выветривания образуются продукты двух типов: а) обломочные частицы различной крупности и вновь образованные твердые фазы — гипергенные минералы, остающиеся на месте и формирующие более или менее четко выраженную кору выветривания; б) истинные и коллоидные растворы, удаляемые из коры и вступающие на путь миграций в наземных и подземных водотоках. Коры, как и большинство иных продуктов верхней зоны гипергенеза, постоянно подвергаются денудационным процессам, представляя собой исходный материал для последующих стадий (переноса вещества и его накопления в осадке).

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

Следовательно, *от климата зависит, в первую очередь, степень измененности выветриваемых пород*, которые в одних случаях могут быть затронуты выветриванием слегка, а в иных — переработаны до неузнаваемости. Первый случай относится к областям господства 2-х видов климата: **ледового (нивального)**, по Н.М. Страхову) и **аридного** (жаркого и сухого, где количество испаряющейся влаги превышает количество воды из атмосферных осадков). Гораздо интенсивнее выветривание проявляется при климате **гумидном** (осадки преобладают над испарением). Последний подразделяется на холодный, умеренный, субтропический и тропический. В том же порядке интенсифицируются и гипергенные процессы. Все это детальнейшим способом было проанализировано в книгах Н.М. Страхова (1962, 1963).

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

Мобилизация осадочного вещества реализуется наиболее полно при условиях, когда удачно сочетаются способствующий ей климат с такими скоростями тектонического воздымания, которые близки к темпам развития биохеогенных процессов гипергенеза в пределах постоянно денудированной холмистой суши. Этими условиями обеспечивается неуклонное длительное

пополнение резерва веществ (твердых, жидких и газообразных), потребных для седиментогенеза.

Грандиозность масштабов гипергенных процессов и их вездесущность несколько заслонили собой иные (не гипергенные) источники вещественной мобилизации. К ним относится, во-первых, *исключительно биогенная мобилизация*: в торфяниках и в карбонатных рифовых постройках. Во-вторых, это *вулканогенная* и *эндогенно-гидротермальная* формы мобилизации веществ. Последние практически не зависят от климатических факторов, обусловлены в основном тектоническими процессами. Поясним это подробнее. Главные продукты вулканических взрывов — туфы относятся к породам осадочным. Потому что, несмотря на эндогенную природу своего вещества, они, будучи выброшенными из жерла, сразу подвергаются воздействию тех же факторов седиментогенеза (сил гравитации, воздушных и водных потоков), что и обычные продукты физического выветривания субстрата на начальных этапах формирования обломочных отложений. А застывшие на земной поверхности лавы, в отличие от туфов, не причисляются к осадочным образованиям на том основании, что они не соответствуют одному из важнейших признаков осадочного генезиса — низкотемпературности (см. определение осадочной породы в начале главы).

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

Завершая кратчайший обзор процессов и обстановок трех разновидностей мобилизации веществ — гипергенной, биогенной и вулканогенно-гидротермальной, обращаем внимание на то, что в некоторых учебниках приоритет отдан только первой из них, и там описание стадийности осадочного процесса начинается разделом «Гипергенез». Однако, как мы видели выше, гипергенезом не исчерпывается многообразие природных предсидиментационных процессов. Они в современном их проявлении легко доступны наблюдению исследователя. Однако о ха-

рактуре проявления этих процессов в геологическом прошлом приходится судить зачастую только по косвенным признакам, потому что древние коры выветривания и палеовулканы в большинстве своем бывают уничтожены последующей денудацией. Но информацию о них добывают, исходя из геохимических исследований (Коссовская, 1980).

Седиментогенез включает перенос веществ и накопление осадков. Перенос (транспортировка) мобилизованного вещества осуществляется в твердой и жидкой фазах несколькими способами: под воздействием сил гравитации, суспензионных и водных потоков (наземных и подземных), льда, воздушных струй, а также животных организмов и техногенных средств. Своеобразия процессов и условий данной стадии на суше, в реках, озерах, морях и океанах изучены досконально. Знания о них можно почерпнуть из многих литературных источников: учебников и пособий — классических Л.В. Пустовалова, М.С. Швецова, Л.Б. Рухина, Н.В. Логвиненко и недавних В.П. Алексеева, А.А. Байкова и В.И. Седлецкого, В.Т. Фролова (1992–1995), а также из научных трудов академиков Н.М. Страхова (1963), А.П. Лисицына (1988, 1991, 2001) и др. Также глубоко и подробно изучена следующая за переносом стадия накопления осадков. Прежде, чем рассмотреть ее, отметим, что, по мнению Н.М. Страхова, перенос и отложение в сущности своей нераздельны. Он писал о том, что всякое осадкообразование предполагает движение — перенос осадочного материала — и без такового невозможно. Перенос начинается на склонах водоразделов и кончается в бассейнах седиментации. В путях переноса в той или иной степени происходит отложение: делювий на склонах, пролювий у подножья склонов, аллювий в речных долинах, дельтовые отложения в устье реки. В конечных водоемах стока — озерах, морях — осаждается и захороняется лишь та часть приведенного в движение осадочного материала, которая не успела осесть в пределах водосборов. Следовательно, перенос и отложение являются не чем иным, как двумя сторонами одного и того же явления — осадкообразования. Поэтому, Н.М. Страхов утверждал, что вслед за гипергенезом следует выделять не стадию переноса, а стадию образования осадка, или, иначе, *стадию седиментогенеза*. Мы рассматриваем ее в ранге надстадии. В ней, следуя концепции Н.М. Страхова, целесообразно выделять два последовательных этапа: 1) водосборный — склоново-долинно-дельтовый седиментогенез и 2) бассейновый се-

диментогенез. Результаты 1-го этапа не всегда сохраняются в ископаемом состоянии, во многом уничтожаются последующими процессами; поэтому геологи чаще всего наблюдают в природе результат 2-го этапа — бассейнового седиментогенеза.

Затем следуют стадии преобразования осадка в горную породу и внутрискратисферных ее изменений. Соответствующие им процессы схематически показаны на рис. 3.9.

Диагенез — термин этимологически означающий «перерождение», или «преобразование», введенный в конце XIX в. немецкими геологами К. Гюмбелем (K. Gümbel) и И. Вальтером (J. Walter), ныне трактуется двояко. В англоязычной литературе Diagenesis — это вся совокупность минеральных и структурно-текстурных изменений вещества, начиная от момента накопления осадка до превращения его в метаморфическую породу. Советские и российские литологи трактуют диагенез по Н.М. Страхову (1960) как *стадию биохимического и физико-химического уравнивания компонентов осадка, представляющего собой, как правило, обводненную и неравновесную систему, насыщенную ОВ (живым и мертвым), в пределах верхней оболочки стратисферы толщиной порядка 10^n м, при $n =$ от 1 до 3*. Конечные результат этой стадии — образование осадочной породы. Процессы: коррозия минеральных частиц, дегазация ОВ, диффузия ионов и химическая садка минералов, старение коллоидов и синтез новых минералов из соосадившихся коллоидных фаз, реакции гидролиза и трансформации кристаллических решеток слоистых силикатов, метасоматоз, слабое уплотнение, локальная цементация, конкрециеобразование. Их реальное воплощение зависит от типа осадочного бассейна (см. в 3.5), состава исходного осадка, темпов его накопления и климата. Последний воздействует на процессы диагенеза опосредованно, через биос и продукты его метаболизма, влияющие на pH и Eh среды. Так, например, для морских отложений гумидной климатической области с количеством ОВ 2–3% в осадке имеются две зоны (сверху вниз): окислительная, с аэробными бактериями и восстановительная — с анаэробными. Граница этих зон подвижна, толщина окислительной меняется (от 1,5 до 0) обратно пропорционально степени насыщения осадка ОВ. В аноксидной среде условия диагенеза исключительно восстановительные. Напротив, при долях % ОВ (в озерных и морских бассейнах аридной области и в океанском глубоководье), среда диагенеза всюду окислительная, с красноцветными окрасками илов благо-

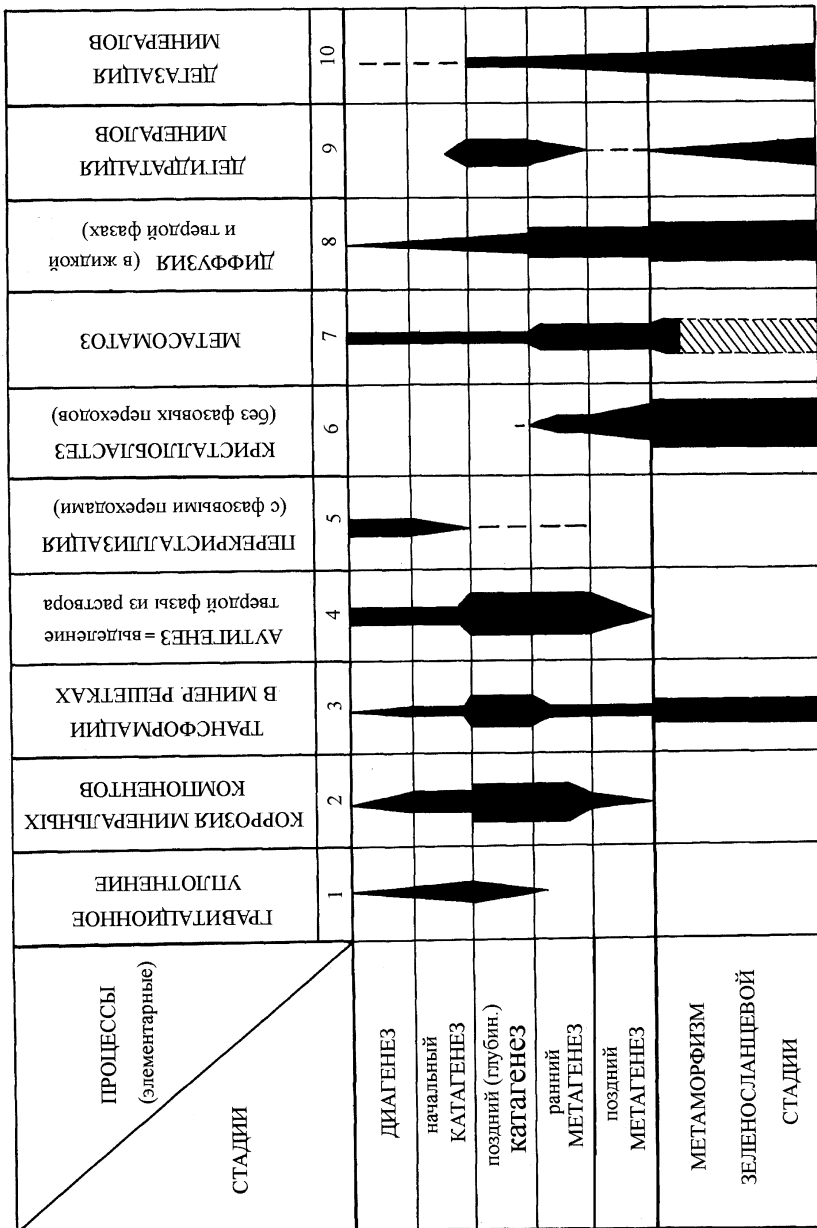


Рис. 3.9. Схема стадийной распространенности постседиментационных процессов породообразования и внутристратиформных породных изменений.

даря примесям в них оксидов Fe^{3+} и Mn^{4+} . Восстановительная среда переводит эти металлы в низковалентные модификации; они в сочетании с тонкодисперсным ОВ, частицами хлорита, глауконита и др. придают осадку темно-серые, зеленоватые или синеватые тона окрасок. Всюду граница между окислительной и восстановительной зоной диагенеза представляет геохимический барьер, где особо активизируются процессы диффузии и аутигенного минералообразования.

Другой фактор — темп осадконакопления (ТО) сказывается на толщине всей сферы диагенеза, которая обратно пропорциональная этому темпу. В океанских глубинах, где $ТО = 1-0,01$ мм/1000 лет, толщина зоны незавершенного диагенеза достигает 1–1,5 км, а на морском шельфе, где ТО на много порядков выше, она не более 250–300 м; а вблизи побережья — 10–50 м. Длительность процессов диагенеза также разная — от многих десятков млн. лет до тысячи и меньше лет. Одна из причин — отсутствие литостатических нагрузок давления (P_s) в осадках океанского дна, где медленно накапливаемые частицы рассредоточены иловым раствором, который компенсирует давление мощного «столба» океанской воды. А на шельфе, в дельтовых и подводных конусах выноса лавинные скорости поступления твердых веществ обеспечивают значительные P_s . Они, так же как и повышения с глубиной T , ускоряют физико-химические процессы превращения осадка в породу.

Генезис множества видов полезных ископаемых — металлических, неметаллических и горючих находится в прямой зависимости от особенностей диагенетической стадии: ее процессы могут в одних условиях благоприятствовать, а в иных — препятствовать концентрированию рудного вещества или приобретению породой необходимых для этого вещественных и физико-механических свойств.

Так, например, специалисту по геологии и геохимии горючих ископаемых всегда необходимо учитывать историю трансформаций ОВ в период превращения осадка в породу. Известно, что накопление на стадии седиментогенеза в морском водоеме больших масс ОВ сапропелевого типа создает благоприятные предпосылки для формирования нефтегенерирующих глинистых, карбонатных или кремнистых толщ. Эти «нефтематеринские» толщи, погружаемые тектоническими силами на многокилометровые глубины, проходят через диапазон температур порядка $100 \pm 20^\circ C$, или через названную Н.Б. Вассоевичем глав-

ную зону нефтеобразования (ГЗН). Она отвечает примерно середине последиагенетической стадии катагенеза (см. ниже). Так вот, от особенностей диагенеза зависит, сохранит ли ОВ свои необходимые для генерирования жидких углеводородов свойства, или утратит их еще до попадания в ГНЗ. Последнее обстоятельство случается при длительном наличии окислительных обстановок в пределах диагенетической стадии. В этом случае всё или большая часть компонентов ОВ будут окислены, и вмесившие такое ОВ толщи пород окажутся «выхолощенными» и бесплодными даже в благоприятных обстановках ГЗН. Напротив, если диагенез был восстановительным или кратковременным (при высоких скоростях погружения дна водоема), то соответствующие по исходному сапропелевому составу ОВ в ГЗН смогут реализовать свой нефтегенерационный потенциал. Так же существенно влияет диагенез и на изначальные качества каменных углей.

Из прочих категорий минерального сырья, его виды, прямо или косвенно связанные с диагенезом, многочисленны. Это многие железные, марганцевые, урановые и ванадиевые руды, отчасти медные и полиметаллические руды (они полигенетичны, но диагенетическая стадия играет важную роль в концентрировании их металлов); а также неметаллические полезные ископаемые: фосфориты, опалолиты, доломиты, цеолиты, каолиновые глины субстрата угольных пластов (бывших торфяников) и монтмориллонитовые глины, сформированные за счет диагенетического преобразования пепловой вулканокластки — гумбрин, бентонит, аскангель и др. Поэтому особенности диагенеза рассматриваются как важный раздел в учении о полезных ископаемых.

Все вышесказанное свидетельствует, насколько важна для практики реконструкция диагенетических процессов в древних отложениях. Эта реконструкция неотделима от знания палеогеографии. И в таком деле важную роль могут сыграть приемы стадияльной геоминералогии. Важным их элементом служит выделение внутри отдельных стратиграфических интервалов так называемых аутигенно-минералогических провинций.

Аутигенно-минералогические провинции — это территории в пределах единого бассейна седиментации, характеризующиеся определенными парагенетическими ассоциациями аутигенных компонентов осадочных пород, в которых запечатлены признаки геохимических обстановок, свойственных моментам

накопления осадка и начальным этапам его превращения в породу. Методику анализа этих провинций разработали Л.В. Пустовалов в 1940 г. и Г.И. Теодорович в 1958 г., которые использовали для данной категории термин «геохимические фации». Под ним подразумевались пласт или свита пластов, которые на всем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы и проявляющейся в совместном нахождении одного и того же комплекса сингенетических аутигенно-минеральных выделений. Л.В. Пустовалов описал 9 морских «геохимических фаций»: сероводородную (с сульфидами), сидеритовую, шамозитовую, глауконитовую, фосфоритовую, окислительную, ультраокислительную (оксиды, гидрооксиды Fe и Mn), доломитовую и морских солей, а также 6 континентальных «геохимических фаций»: латеритную, ортштейновую, пустынную, растворимых солей, железных руд и углей. Г.И. Теодорович существенно расширил и детализировал данную типизацию. Она ценна для палеогеографических и металлогенических построений, однако сам термин «геохимическая фация» не нашел приверженцев среди большинства литологов, будучи отчасти преокупированным (см. выше), поэтому рекомендуется вместо него использовать понятие «аутигенно-минералогическая провинция». Выделяя ее, исследователь должен строго дифференцировать многоэтапные минеральные новообразования, отделяя седиментогенные и диагенетические компоненты от более поздних минеральных агрегатов, свойственных последиагенетическим стадиям катагенеза и гипергенеза.

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 породных изменений, которая у отечественных исследователей именуется не одинаково, а американцы ее называют «поздним диагенезом».

Первое и наиболее емкое определение ей дал в 1922 г. А.Е. Ферсман, назвавший **катагенезом** (от греческих слов *kata* — вниз и *genesis* — рождение) всю совокупность преобразований осадочной породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна новым слоем осадка и вплоть до момента, когда эта порода снова становилась земной поверхностью на границе с атмосферой, исключая отсюда только мета-

морфические изменения, обусловленные воздействием на поро-ду особо высоких температур и давлений.

В сущности так же представлял эту стадию Л.В.Пустовалов (1956), назвавший ее иначе — *эпигенезом* (epi — после). Именно такое название в 50–60-х гг. XX в. получило широкое распространение в трудах советских литологов — А.Г. Коссовской, А.В. Копелиовича, Л.Б. Рухина, В.Д. Шутова, В.И. Муравьева, И.М. Симановича и очень многих др. Но принято было не всеми, по двум причинам. Во-первых, термин этот оказался переоку-прированным от более раннего, по-иному трактуемого понятия в учении о полезных ископаемых, где эпигенезом традиционно именуют процессы и этапы *послерудных* минеральных новообразований в любых (не только осадочных) породах. Во-вторых, приставка «эпи-» распространяема на все последиагенетические события, ничем не ограничивая их, а такими событиями могут оказаться и полные метаморфические изменения в глубоких недрах, и новый подъем породы в приповерхностную область выветривания. Поэтому в конце XX в., под влиянием авторитетной аргументации Н.Б. Вассоевича, Н.В. Логвиненко (1978, 1984), Н.М. Страхова, П.П. Тимофеева и др. (1974) и др. ученых, большинство отечественных литологов вернулись к термину А.Е. Ферсмана, несколько конкретизировав введенное им понятие, с учетом нынешней научной информации.

Катагенез — это стадия преобразования и изменения вещественных и структурно-текстурных особенностей осадочных горных пород под воздействием глубинных температур ($T = \text{от } 20\text{--}25^\circ\text{C}$ до $200\pm 25^\circ\text{C}$) и давлений ($P = \text{от } 10$ до 200 МПа), при активном участии флюидной (газоводной) фазы — генерируемой самими породами и отчасти привнесенной из нижележащих геосфер.

Любой осадочный комплекс, погружаемый и перемещаемый тектоническими движениями на разные внутрилитосферные уровни, представляет собой многокомпонентную саморазвивающуюся флюидно-породную систему, которая постоянно стремится достигнуть состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местонахождения. Именно в противоречии: «система — среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов породных изменений. Кроме того, эта система сама по себе внутренне противоречива. Она формируется как изначально неравновесное образование еще на стадии седиментогенеза, и не достигает

состояния равновесности (хотя стремиться к нему) при диагенезе. Поэтому в самой внутрисистемной структуре заложена возможность для функционирования множества описанных в предыдущем разделе процессов, а факторы среды интегрируют и ускоряют их.

Факторы влияния среды на преобразования горных пород — это, в первую очередь, внутриземное тепло и различные виды давлений. Главным ускорителем процессов катагенеза служит *температурный градиент* ΔT : его возрастание на каждые 10°C ускоряет, как известно, протекание химических реакций вдвое. Тем самым активизируются процессы трансформаций кристаллических решеток глинистых и др. минералов и ускоряются процессы аутигенного минералообразования. И очень сильные влияния ΔT оказывает на углефикацию и др. процессы преобразований ОВ, имеющие непосредственное отношение к генерации жидких и газообразных углеводородов.

Другой внешний фактор — *литостатическая нагрузка давления* вышележащих пород и осадков (P_s), которая обеспечивает: уплотнение пород и взаимосвязанные с этим коррозионные, дегидратационные и диффузионно-метасоматические процессы. Их активизациям в еще большей мере способствуют импульсы давления сжатия, или *стресса* (P_{st}), которые присущи не всем породным бассейнам, а только тем, что приурочены к тектонически подвижным структурам земной коры, например, к границам передовых прогибов со складчато-надвиговыми поясами.

Еще очень действенными факторами катагенеза служат: *флюидное давление* (P_f) и *химические составы газовой фазы* в осадочной толще. Эта фаза полигенетична. Она включает и остатки диагенетических иловых растворов, и новообразованные при катагенезе воды — кристаллизационную и конституционную, которые выделяются под воздействием P_s и ΔT из межслоевых промежутков кристаллических решеток смектитов и из кристаллических структур др. минералов. К этим же образованиям можно причислить различные газы — CO_2 , который выделяется в результате перестроек молекулярных структур ОВ и в процессе глубинного гидролиза карбонатов, а также метан, аммиак, горючие и (иногда) жидкие углеводороды, рождаемые трансформациями рассеянных включений ОВ. Помимо них, в осадочную толщу по тектонически проницаемым структурам мигрируют газовые флюиды от нижележащих геосфер.

Из приведенного здесь перечня следует, что газоводная фаза принадлежит отчасти к внутрисистемным, а отчасти к внешним факторам среды. Помимо своих прямых влияний на катагенетические процессы, этот фактор оказывает на них сильные косвенные воздействия. Они состоят, прежде всего, в том, что водно-газовый или чисто водный флюид является универсальным теплоносителем. Он же находится в явной генетической связи с P_{st} , обеспечивая тем самым усиленный разогрев осадочной толщи от тектонических напряжений сжатия. Кроме того, по расчетным данным академика Ф.А. Летникова и др. петрологов, общий подъем геотерм в стратисфере осуществляется за счет тепла, выделяемого при окислении восстановленных мантийных флюидов коровым веществом, включая и вещество пород осадочной оболочки.

Помимо факторов среды, катагенетические процессы пребывают в сильной зависимости от еще двух внутрисистемных факторов — вещественного состава минеральных компонентов исходных отложений, или *седиментофонда* и от их *генезиса*, которым обуславливаются вещественно-структурно-текстурные особенности и характер сочетания вошедших в стадию катагенеза пород.

Для каждого случая в отдельности набор этих и иных (не всегда нам известных) факторов влияния на катагенез индивидуален. Кроме того, на разных историко-геологических этапах формирования и бытия бассейна значимость любого отдельного фактора и характеры его сочетания с остальными факторами периодически меняются. По такой причине структурно-вещественные особенности катагенетических породных новообразований очень разнообразны (здесь мы коснемся их только в самой обобщенной форме). И по той же самой причине толщина зоны катагенеза внутри стратисферы очень изменчива: в пределах $n \cdot 1000$ м, где $n = 2 - 9$. Она минимальна там, где максимальны величины либо ΔT совместно с P_{st} , при $P_s > P_f$ (в складчато-надвиговых системах), и максимальна при условиях малых ΔT и $P_s \leq P_f$ (например, превышает 8 км в Прикаспийской синеклизе Русской плиты).

Литоологи, работавшие в тектонически подвижных областях, заметили, что в дислоцированных осадочных толщах, которые претерпели зональный метаморфизм, между площадями развития пород неметаморфизованных, испытавших только глубинно-катагенетические преобразования, и тех же самых по-

род, превращенных в кристаллические сланцы, существует промежуточная зона. Там породные изменения очень существенны, но осадочный облик еще сохранен, и внешний вид пород позволяет их диагностировать достаточно уверенно даже без специальных петрографических исследований. Стадию, соответствующую этой промежуточной между катагенетическими и регионально-метаморфическими изменениями пород зоне, именуют различно: отечественные литологи (в большинстве своем) — *метагенезом*, нефтяники (следуя рекомендации Н.Б. Вассоевича) — *апокатагенезом*, зарубежные геологи — *анхиметаморфизмом*. Краткое определение сущности данной стадии можно сформулировать так.

Метагенез — это стадия формирования наложенных на образования катагенеза минеральных, структурных и текстурных изменений осадочных пород — предельно уплотненных и перекристаллизуемых (не полностью) при T порядка $200\text{--}350^\circ\text{C}$ и $P_s + P_{st} > 200$ МПа, с участием минерализованных растворов. Термин ввели в середине XX в. советские литологи, но трактовали его различно. Н.Б. Вассоевич предложил его взамен общепринятого наименования метаморфизма (с тем, чтобы имена всех стадий имели окончания «-генез»), однако это не привилось. А.Г. Коссовская, Н.В. Логвиненко и В.Д. Шутов считали эту стадию промежуточной между катагенезом (региональным эпигенезом) и метаморфизмом, и картировали площади развития соответствующей зоны метагенеза в Верхоянье, Донбассе и на Северном Урале. Н.М. Страхов изначально назвал метагенезом все последиагенетические изменения осадочных пород (включая сюда катагенез и ранний метаморфизм). Но потом он согласился с трактовкой термина по Н.В. Логвиненко, о чем опубликовал совместную с ним статью в Докладах Академии Наук СССР в 1959 г. С тех пор до настоящего времени у нас трактуют эту стадию в принципе так, как сказано в вышеприведенной формулировке.

Процессы данной стадии во многом отличны от катагенетических. Здесь уплотнение пород практически достигло предела, система взаимосвязанных пор исчезла и начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируется *диффузия* ионов к границам этих частиц. Поэтому в стадии метагенеза преобладают процессы *перекристаллизации* вещества и появляются первые признаки сланцеватых вторичных текстур. В песчаниках, напри-

мер, происходят массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков обломочных зерен полевых шпатов; возникают принципиально новые микроструктуры рекристаллизационного или рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца (см. в главе 8). *Бластез, по мнению И.М. Симановича и автора, служит надежным признаком P-T активизации и начала метagenетической стадии.* Этот признак легко диагностируется в петрографических шлифах (см. рис. 3.7).

Так же скачкообразно активизируются процессы минеральных трансформаций слоистых силикатов в обломочных и глинистых породах, о чем будет подробно написано в главе 5.

Обобщая все данные о признаках рассматриваемой стадии (Эпигенез..., 1971; Япаскурт, 1999) можно заключить нижеследующее: *процессы структурно-минеральных изменений в осадочных породах при метagenезе гомологичны метаморфическим, однако конечные их продукты метастабильны: минеральные парагенезы здесь, как правило, не достигают еще состояния фазовых равновесий.* И потому относительно стадияльной принадлежности метagenеза существует два разных мнения. Многие продолжают традиционно рассматривать метagenез как стадию глубочайшего (после катагенеза) погружения породы. Но предпринятое автором и И.М. Симановичем картирование зональности постседиментационных изменений терригенных кополексов верхнего палеозоя и мезозоя в складчатых областях Верхоянья и Южного Кавказа дало нам основание аргументировать *стадияльную обособленность метagenеза: его наложенность на разные уровни интенсивности катагенетических породных преобразований и генетическую взаимосвязь с конкретными глубинными P-T импульсами во время геодинамических перестоек в осадочном бассейне и складчатости* (Симанович, Япаскурт, 2005; Симанович и др., 2004).

Об этом будет в подробностях рассказано ниже, в главе 10, вместе с выводами о том, что главными условиями дискретных процессов метagenеза и следующих за ним проявлений метаморфизма горных пород служат: подъем геоизотерм и градиент давлений $P_{st} > P_f$, обеспечивающий возможность интенсивного оттока флюидов из этой системы в вышележащие толщи пород. Абсолютная глубина погружения породы значения не имеет.

В данном аспекте метagenез тяготеет к самым низкотемпературным ступеням динамотермального метаморфизма в боль-

шей мере, чем к стадиям литогенеза погружения — диагенезу и катагенезу. Поясним это ниже.

Метаморфизм горных пород — понятие, введенное в 1883 г. Ч. Ляйелем, не утратило в наше время своего изначального смысла, обозначая изменения, которым подверглись древние слоистые осадочные и магматические породы под влиянием внутренней теплоты Земли (за исключением их переплавления). Особо подчеркнем, что *при метаморфизме процессы перекристаллизации исходных пород происходят в твердом состоянии, но при участии флюидов*. Характерной особенностью метаморфизма является их полнокристаллическое строение (кристаллически-зернистые, или *гранобластовые* микроструктуры; а также листовато-чешуйчатые, или *лепидобластовые* и смешанные *гранолепидобластовые* микроструктуры в различных кварцитах, мраморах, кристаллических слюдяных сланцах и гнейсах). Главными факторами, определяющими развитие метаморфизма, являются температура ($T > 300\text{--}350^\circ\text{C}$), давление и концентрация циркулирующих растворов. Механизмы таких процессов досконально исследованы академиком Д.С. Коржинским и его учениками или последователями — академиками В.А. Жариковым, А.А. Маракушевым, Н.Л. Добрецовым, В.С. Соболевым, а также профессорами В.В. Ревердатто, И.Ф. Трусовой, В.И. Черновым и др. Из зарубежных исследователей большой вклад в изучение метаморфизма внесли Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, а также Р.Х. Вернан, Х. Вильямс, Ф. Тернер и Ч. Гилберт, Г. Винклер, К. Гиллен, А. Файф и др. — обзор см. в книге О.В. Япаскурта (1999).

Д.С. Коржинский показал, что любой метаморфизм силикатных пород сопровождается изменением содержаний H_2O и CO_2 , а вызывается он воздействием на породы водных растворов, восходящих из глубин вследствие гравитационной дифференциации. Несмотря на очень высокие T , вода может сохраняться в жидкообразном состоянии, будучи насыщенной различными веществами, которые препятствуют переходу воды в критическое состояние. А.А. Маракушев считает, что режим воды при региональном метаморфизме зависит не только от T , но частично от P . Благодаря последнему (при $P > 300$ МПа), водные растворы в надкритическом состоянии характеризуются высокой плотностью и в отношении главных характеристик — растворимости солей, электролитической диссоциации, удельных объемов — ведут себя как жидкость. В отличие от катагенетиче-

ского преобразования осадочных пород, которое, как мы видели выше, происходит при погружении слоистых толщ на глубину в режиме нормального геотермического градиента, метаморфизм горных пород связан с дислокациями земной коры и подъемом глубинных флюидов, создающих аномальное повышение T относительно геотермического градиента.

Согласно учению А.А. Маракушева (2005), *метаморфизм осуществляется при температурах, повышенных по сравнению с фоновыми (геотермическими) соответствующих фаций глубинности*. Одно только погружение флюидопородной системы не приводит к региональному метаморфизму потому, что в этом случае давление вышележащих пород распространяется в равной мере на твердые фазы (P_s) и на газовый флюид (P_f), что термодинамически определяет систему как закрытую в отношении летучих компонентов ($P_s = P_f$). Процессы метаморфизма в такой закрытой системе затруднены из-за высоких парциальных давлений H_2O и CO_2 , препятствующих метаморфической дегидратации и декарбонатизации минералов. Но если проявляются тектонические дислокации глубинного заложения, то они увеличивают проницаемость пород, которая создает условия неравновесного давления ($P_s > P_f$) и способствует образованию восходящих горячих флюидных потоков подкорового происхождения, стимулирующих развитие метаморфизма.

Метаморфизм — это мир господства эндогенных процессов, стремящихся камуфлировать вещественно-структурные образования экзогенеза. Последние, впрочем, способны долго сохраняться в малозаметных реликтах (так называемых «теневых» структурах и текстурах) вплоть до стадии самых интенсивных породных изменений (до так называемой гранулитовой фации метаморфизма). Литологи научились опознавать признаки седиментогенного происхождения у значительной части метاپород. В середине XX века возникло научное направление, именуемое «литология докембрия» (основатель — академик А.В. Сидоренко) и успешно развиваемое ныне. Однако, для того, чтобы овладеть этой сложной проблемой, необходимо предварительно освоить знания о дометаморфическом литогенезе.

Трактовки понятия «литогенез» до сих пор не общеприняты. Этот термин, появившийся сто с небольшим лет назад, успел претерпеть за столь непродолжительное время существенные смысловые трансформации. Впервые в 1884 г. И. Вальтер (J. Walther) именовал литогенезом новое для того времени на-

учное направление, ставившее целью познание генезиса древних (ископаемых) пород, исходя из изучения современных породообразующих процессов. В такой трактовке данный термин распространения не получил. Гораздо более широкое признание у геологов получило его толкование, заимствованное из работ начала XX века Ога (Haug): как наименование стадии геологического цикла, которая охватывает всю совокупность процессов образования и эволюционирования осадочных горных пород.

Затем некоторые исследователи стали понимать тот же термин еще шире, распространяя его на процессы образования абсолютно всех горных пород. Однако греческое слово «литос» (камень) вскоре стало традиционно закрепляться только за осадочными образованиями в противовес его латинскому синониму «петра» (камень), символизирующему продукты магматизма и глубокого метаморфизма. Таким образом, оформилось терминологическое разделение сфер интересов литологии и петрологии.

В современной научной литературе термин «литогенез» используется исследователями разных школ в разных трактовках. Наиболее известны три из них.

Первая — принадлежит академику Н.М. Страхову, опубликовавшему в середине XX в. фундаментальные труды, где он писал, что в истории любой осадочной породы следует различать две радикально различные фазы: образование породы, или *литогенез*, и последующие вторичные ее преобразования. Образование породы проходит через две стадии: образование осадка, или седиментогенез, и превращение осадка в породу, или диагенез. Впоследствии и до сих пор смысловое содержание слова «литогенез», адекватное седиментогенезу + диагенезу, нашло многих своих сторонников (Холодов 2006).

Значительно более широкий спектр процессов назывался литогенезом в работах Н.Б. Вассоевича. Он писал о том, что литогенез представляет собой совокупность процессов образования осадков (седиментогенез), превращения осадков в осадочные горные породы (диагенез) и последующего изменения осадочных пород до превращения их в метаморфические породы (катагенез), а также процессов гипергенеза, которые, в зависимости от истории геологического развития каждого конкретного региона, а также в силу особого положения этих процессов в цикле литогенеза, могут выступить в качестве как предыстории

осадкообразования, так и завершающих процессов осадочного цикла.

Принципиально иначе формулируется это понятие П.П. Тимофеевым (Тимофеев и др., 1974). В его трактовке литогенез (или собственно «породообразование») начинается диагенезом осадка и распространяется на все последиагенетические преобразования породы. Такое понимание сущности анализируемого термина со временем разделяют многие приверженцы (Л.В. Анфимов, В.И. Копорулин, И.М. Симанович, В.Т. Фролов, автор и др.). Будет ли оно общепризнано — покажет время. По мнению автора, оно наиболее логично. И если принять данную трактовку, то *литогенез должно рассматривать в ранге надстадии, которая включила все стадии и этапы формирования стратисферы.*

Метаморфическая надстадия — это уже внестратисферная категория. Вопрос о том, куда отнести пограничную между ней и литогенезом зону метагенеза в настоящее время дискуссионен (см. выше), хотя сейчас не вызывают сомнения доводы о стадильной обособленности метагенетической стадии.

Метагенез может рассматриваться как категория наложенных высокотемпературных породных изменений. Но бывают еще и низкотемпературные наложенные изменения — регрессивно-эпигенетические.

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

Петрологи-метаморфисты давно выделяют стадии *регрессивного метаморфизма*, или *диафтореза* — когда медленно перемещаемые тектоническими силами пласты глубокометаморфизованных пород попадают, например, снова в обстановки начального (зеленосланцевого) метаморфизма и остаются там на протяжении десятков или сотен миллионов лет. За это время минеральные парагенезы высокотемпературных фаций вновь успевают заместиться хлоритом, серицитом, альбитом, эпидотом и др. низкотемпературными образованиями; но малая часть

исходных высоко-Т минералов при этом сохраняется в реликтах, по которым петрологи и диагностируют факт регрессивности.

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

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

деть. Это будет продемонстрировано в зарисовках и микрофотографиях следующей главы 4, посвященной диагностическим признакам различных породных компонент.

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

Другим проявлением регрессивного эпигенеза на начальных его этапах служит массовая каолинизация пород (чему способствуют низкие значения pH воды). Каолинит может путем трансформаций замещать более ранний аутигенный хлорит, а также развиваться по терригенным биотитам и плагиоклазам (см. в главе 5). Зоны массовой вторичной каолинизации приобретают пластово-линзовидный характер, отчего их можно ошибочно принять за погребенные коры выветривания. Для того, чтобы отличить последние, надо детально исследовать их профиль и установить наличие или отсутствие в нем признаков преемственности от состава подстилающих пород.

Регрессивно-эпигенетические процессы всегда имеют наложенный характер, а потому относятся к категории низкотемпературных *вторичных изменений* (противопоставляемые им процессы катагенеза, который реализуется при погружении пород, следует именовать *преобразованиями*).

Некоторые выводы о цикличности процессов и стадий осадко- и породообразования таковы. Если обратиться к последовательности проявления рассмотренных выше стадий (рис. 3.10.), можно отчетливо видеть происходящий в пределах земной коры круговорот вещества. Он реализуется циклично. Самый полный цикл (V, см. рис. 3.10.) — от экзогенной мобилизации вещества к седиментогенезу, диагенезу, катагенезу, а затем через метagenез к региональному метаморфизму, прогрессивно нарастающему вплоть до термобарических режимов переплавления вещества, а потом его застывания в виде магматических тел, воздымаемых в зону гипергенеза. Там начинается следующий очередной цикл.

Разновидностью полного цикла (IV, см. рис. 3.10.) является вариант, при котором метapороды не подвергаются переплавлению, а поступают либо через стадию регрессивного мета-

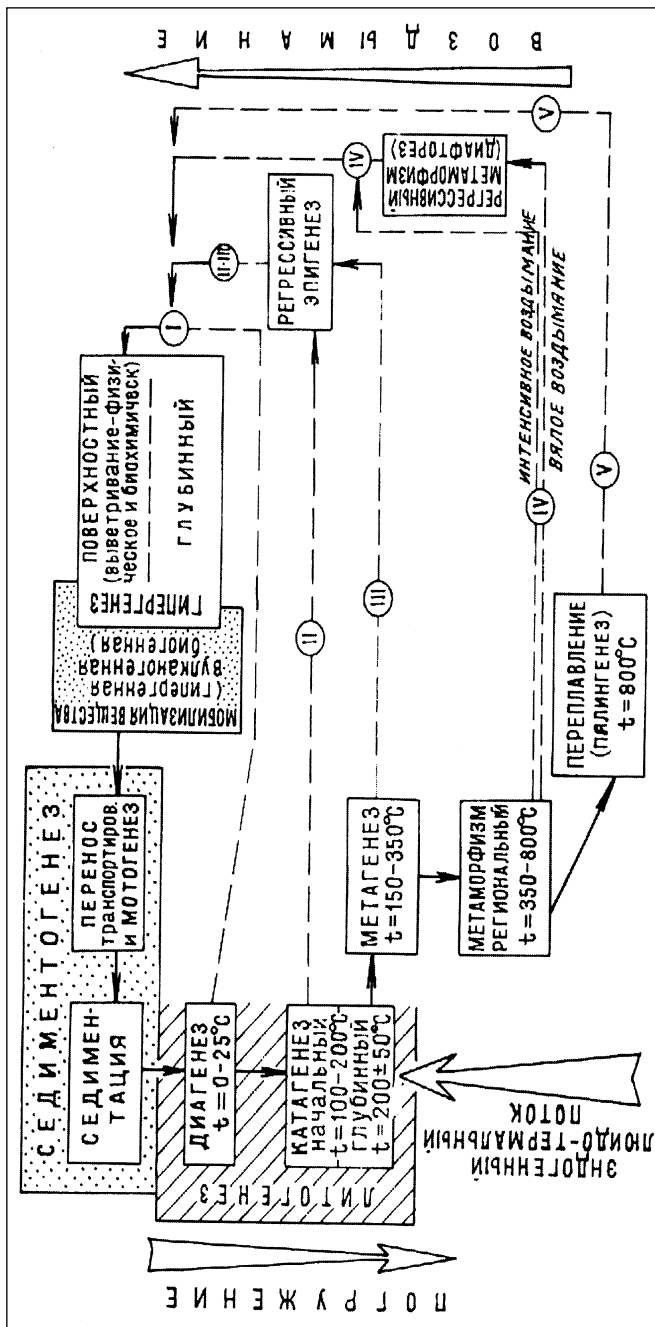


Рис. 3.10. Общая схема стадий и циклов осадочного породообразования, эндогенных и экзогенных породных изменений. Римскими цифрами обозначены циклы:

I — прерванный, II и III — укороченные, IV — полный, V — полнейший.

морфизма (при крайне замедленных темпах воздымания), либо минуя ее (в случаях быстрых тектонических перемещений) в приповерхностные условия господства гипергенных процессов.

В природе известен также ряд укороченных циклов осадочного процесса (III и II, см. рис. 3.10.), когда неметаморфизованные или очень слабо метаморфизованные породы подвергаются регрессивному эпигенезу, смыкаемому затем с гипергенезом. Возможен также прерванный цикл (I, см. там же), при котором едва только подвергшиеся процессам диагенеза осадки разрушаются, и их компоненты тут же вовлекаются в новую стадию седиментогенеза.

Границы перехода от стадии к стадии, как правило, нерезкие, как и большинство других геологических рубежей (см. в конце раздела 3.2). Об этом писали предшественники: «Следует отметить, что границы между стадиями не всегда удается четко установить и они являются часто условными. Это относится как к начальному моменту (граница между седиментогенезом и диагенезом), так и к конечному, заключительному (граница между стадией метагенеза и региональным метаморфизмом)» (Логвиненко, Орлова, 1987, с. 6). Эти границы устанавливаются по комплексу признаков. Каждый признак — след определенного процесса. Процессы литогенеза и метаморфизма реализуются *дискретно* (Япаскурт, 1999), а по времени их проявления они не всегда бывают в точности синхронными (например, кристаллобластез кварца нередко опережает полную трансформацию слюды $1M_d$ в $2M_1$). Тем не менее, «сдвиг по времени» проявления различных процессов, характеризующих очередную стадию, получается не слишком существенным, и на границе перехода между вышеописанными стадиями приобретает облик относительно узкой переходной зоны, которая на мелкомасштабных картах и геологических разрезах значительно трансформируется в тонкую полосу. Благодаря такой особенности удается изобразить результаты стадияльного анализа на картах и профилях, как, например это сделал автор в Верхоянье (см. ниже, в главе 10).

3.5. Бассейны — осадочный; седиментационный и породный (породообразования)

Осадочный бассейн (ОБ), по английски *sedimentary basin* (от латинского *sediment* — осадок, и древнекельтского *bas* — углубление) — широко распространенный в мировой литературе термин, который, однако, трактуется неоднозначно. Обобщая различные оттенки его понимания, логично отметить два основных аспекта его трактовки: 1 — как *водоем, фрагмент зоны осадкообразования* и 2 — как *осадочно-породное тело, фрагмент стратисферы*. В последнем аспекте ОБ понимался Ч. Ляйелем еще в 1833 г., и так же он трактуется сегодня зарубежными и многими отечественными геологами.

Ч. Ляйель употребил слово *bas* для обозначения отложений, выполняющих впадину или котловину в более древних горных породах. В качестве примера он приводил Парижский и Лондонский ОБ, заполненные относительно молодыми осадочными комплексами кайнозоя. Теперешние исследователи — Х. Рединг (H. Reading), С.И. Романовский и др. тоже понимает под ОБ седиментационное выполнение депрессионных тектонических структур, сформированных в обстановках какой-то вполне определенной стадии геодинамического развития участка литосферы.

Во второй половине XX в. советские литологи Н.Б. Вассоевич и П.П. Тимофеев обратили внимание на неудачность использования слова *sedimentary* в данном термине, поскольку в строении ОБ участвуют не одни только осадки, но и осадочные горные породы. Впрочем, неточное соответствие этого слова его смысловому содержанию Н.Б. Вассоевич объяснял особенностями перевода термина на русский язык с английского языка, в котором смысловые оттенки понимания слова *sediment* имеют более широкий, чем у нас, диапазон: в английской трактовке упомянутое слово может означать одновременно и рыхлый, недавно отложившийся осадок, и любую осадочную породу. И вот этот второй аспект английского понимания слова *sediment* утрачивается в переводе на наш язык, использующий название осадка согласно его первоначальной латинской транскрипции.

Учтя все это, Н.Б. Вассоевич (1979) предложил вместо ОБ использовать другой термин, ставший весьма популярным у советских и российских геологов-нефтяников — осадочно-породный бассейн.

Осадочно-породный бассейн (ОПБ), по Н.Б. Вассоевичу, это целостная и достаточно автономная система пород и флюидов, возникшая в результате выполнения осадками самостоятельно развивавшейся крупной впадины ($n \cdot 10^3 - n \cdot 10^6 \text{ км}^2$) и характеризующаяся единством своей геологической истории.

П.П. Тимофеев в 1970 г. пошел по несколько иному пути — генетического и историко-геологического анализа эволюции ОБ, предложив оставить этот термин только в собирательном смысловом значении, и разделив его на две категории: 1) бассейн седиментации (или седиментационный) и 2) бассейн породообразования (или породный).

Бассейн седиментации, или **седиментационный** (СБ) — это участок земной поверхности, включающий как территорию конечного накопления осадка, так и окружавшие ее площади мобилизации и переноса веществ осадка. В ископаемом состоянии эти площади в большинстве своем не сохраняются, будучи эродированными и денудированными. Они ретроспективно восстанавливаются с помощью литолого-фациальных и палеогеографических построений, произведенных внутри породного бассейна.

Бассейн породообразования, или **породный** (БП) представляет только часть образований СБ, которые уцелели от последующей денудации и погребены в тектонически погружившейся депрессии (впадине, синеклизе, грабене и проч.), где осадки претерпели стадию диагенеза и превратились в породы, претерпевающие, в свою очередь, преобразования различных уровней катагенеза или регрессивного эпигенеза. Это многокомпонентная флюидопородная система, в которой реализуются физико-химические процессы дифференциации и перераспределения веществ на многих системных уровнях — внутрислоевом, межслоевом и межформационном. БП являются генераторами и вместилищами множества видов полезных ископаемых — артезианских вод, нефти, газа, углей, стратиформных руд Mn, Fe, Mg, Cu, Pb, Zn, Au, Pt, U, редких земель, бокситов, различных глин, соляных пород, фосфоритов и др.

Сравнивая между собой понятия БП и СБ, видим, что это разные историко-геологические категории, которые отличны

временем своего существования, и морфологией. СБ охватывает (и охватывал в геологическом прошлом) во многом более обширную сравнительно с размерами БП площадь, распространяемую на территории *питающих провинций* (т.е. водосборов) и на территории транспортировки из этих провинций вещества в конечный водоем, и сам водоем (озеро, лагуну, океан). Впоследствии геологическая история региона может быть такова, что на площади СБ возникает не один, а несколько БП, разобщенных между собой тектоническими поднятиями более древних породных комплексов или разломами. Каждый БП при этом представит из себя крупную палеотектоническую структуру, имеющую в вертикальном сечении форму линзовидную, трапециевидную либо клиновидную. Она (эта форма БП) не остается неизменной, т.к. структура живет согласно эволюции тех геодинамических режимов, которым она подвержена. Участки дна БП испытывают погружения разной интенсивности (с ускорениями, замедлениями, остановками) и поднятия. Последние могут быть локальными и интенсивными, приводящими к разрывно-скачатым дислокациям осадочного выполнения БП (горсты, валы внутри синеклиз, антиклинали внутри краевых прогибов и проч.), побуждая перестройку внутреннего флюидодинамического режима и стимулируя тем самым различные регрессивно-эпигенетические процессы (см. в 3.4). В обстановках стрессовых напряжений нередко происходят также горизонтальные перемещения блоков БП. Иными словами, его структура в течение геологического времени претерпевает постоянные изменения. Они сказываются на процессах постседиментационного преобразования и изменения структурно-минеральных особенностей пород внутри *осадочной формации* (определение см. в главе 2) или ряда формаций, выполняющих данный БП. В расшифровку таких процессов (вообще) и их рудогенерирующего значения (в частности) существенный вклад способны внести методы рассматриваемых здесь стадияльно-геоминералогических исследований.

Динамика изменений внутренней структуры БП бывает очень разной. Известны чрезвычайно долго погружавшиеся в основном впадины (Прикаспийская синеклиза на окраине Русской плиты или впадины мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты) и бывают структуры, претерпевшие после их погружения инверсионно-скаччатые изменения различной интенсивности — умеренные (Днепровско-Донецкая впа-

дина чехла Восточно-Европейской платформы) или же интенсивные (Донецкий бассейн).

При очень интенсивных тектонических перестройках БП превращается в **складчато-надвиговую систему** (СНС) тектонически подвижного пояса. СНС, сложенные преимущественно осадочными формациями, прежде (до расцвета мобилистской концепции плитной тектоники) именовались *миогеосинклиналями*. Это мезозойды Верхояно-Колымской и Аппалачской СНС, альпиды Большого Кавказа, Карпат и др. подобные им образования. Их терригенные и карбонатные породы претерпели не только пликративные и дизъюнктивные нарушения формы своего залегания, но также и заметные вещественные изменения — в большинстве своем свойственные стадии метазенеза (анхиметаморфизма), локально сменяемой более значительными изменениями зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма.

Исследователь осадочного процесса в СНС должен, в первую очередь, прибегнуть к формационно-палеотектоническому реконструированию исходной (древней) палеоструктуры БП, который послужил матрицей для формирования складчатого пояса. Затем, исследуя минеральные парагенезы и этапность их возникновения и изменения, надо восстановить историю формирования прежней зональности катагенеза в этом БП. После чего, как бы «выводя за скобки» всяческие последиагенетические изменения, анализируются реликты диагенетических и седиментогенных минеральных и структурно-текстурных признаков исходных фациальных обстановок породо- и осадкообразования, и по полученным результатам реконструируется исходный СБ или его часть. В таком ретроспективном познании условий и истории породных изменений и исходных обстановок осадконакопления участвует, как видим, неразрывный синтез методов формационного, литолого-фациального и стадияльно-генетического анализов, с непрямым участием геоминералогического направления исследований. Конкретные примеры таких исследований в СНС см. ниже, в главах 9 и 10.

В заключение вернемся к терминологическому аспекту. Вся совокупность БП и отчасти СНС («миогеосинклинальных» типов) на Земле составляет ее стратисферу. Однако, вопрос о границах всех этих категорий, несмотря на логичность данных им определений, не прост, как вообще не прост вопрос о критериях для всяких геологических рубежей (см. выше). Если общее определение нижней границы стратисферы — как границы оса-

дочной толщи с интрузиями, мощными вулканитами и метапородами — сформулировано как будто бы четко, то в последнем случае четкость этой формулировки только кажущаяся, потому что вопрос о точных критериях раздела между осадочными и метаморфогенными образованиями до сих пор остался открытым. Не всем ясно, куда отнести, например, зону породных изменений, отвечающих стадии метагенеза. Да и в полях развития несомненного регионального матаморфизма многие породы его фации зеленых сланцев своим внешним видом бывают не сильно отличны от исходных осадочных разностей. Поэтому только сочетание детальных геоминералогических наблюдений в комплексе с картированием возрастных, фациальных и стадийных границ внутри СНС или БП дает нам возможность доказать дискретность либо постепенность смены литогенетических процессов метаморфогенными, как это описывалось в работах (Симанович, Япаскурт, 2005; Япаскурт, 1999). Простым визуальным наблюдением в этом деле результатов достигнуть невозможно. Но такие трудоемкие исследования, необходимы только в конкретных ситуациях, например, когда решается вопрос о формировании полигенных руд или вопрос о взаимосвязях осадочных процессов с геодинамикой определенного природного объекта.

Приступим теперь к рассмотрению типоморфных особенностей минералов — участников осадочного процесса и их ассоциаций.

Часть II. МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ ОСАДОЧНЫХ И ПОСТСЕДИМЕН- ТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Глава 4. МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

4.1. Диагностические признаки генезиса мине- ральных породообразующих компонент

Приступая к рассмотрению минеральных индикаторных признаков различных геологических процессов, мы должны предварительно ранжировать минеральные образования согласно способам их зарождения и этапности преобразования применительно к конкретным (рассмотренным выше) стадиям осадочного цикла. Здесь уместно напомнить читателю о том, что любые осадки и осадочные горные породы отличны от всех прочих пород полигенетичностью своих составных частей, или *породных компонент* (ПК), т.е. множественностью способов и механизмов их формирования (не всегда между собой взаимозависимых) и разнообразием источников исходного вещества. Это разнокомпонентные смеси, в той или иной мере отсортированные процессами осадочной дифференциации (Страхов, 1983).

Осадочные ПК бывают представлены тремя категориями: отдельными минералами, фрагментами минеральных агрегатов (например, обломки различных магматических, метаморфических или более древних осадочных пород) и фрагментами органических веществ (ОВ), которые в данной работе рассматриваться не будут. Учет вещественных составов и морфологических особенностей ПК заложен в основе всех ныне существую-

ших схем петрографических классификаций осадочных пород (Фролов, 1992; Япаскурт и др. 2004).

Для решения задач геоминералогии очень важно ранжировать минеральные ПК согласно их генезису и стадийным возрастным взаимоотношениям. Поэтому здесь мы обратимся к конкретным признакам генетической принадлежности ПК и к их типизации согласно схеме, которая на наш взгляд, наиболее проста и удобна для практического использования (Япаскурт и др., 2004). Принцип ее построения сводится к нижеследующему.

Прежде всего, каждый и любой ПК, вне зависимости от своего вещественного состава, может быть причислен только к одной из двух «антагонистических» категорий: I — *аллотигенных* или II — *аутигенных* образований (соответственно, привнесенных извне или местных). В составе каждой из них выделяются более дробные таксоны согласно конкретным механизмам (способам) возникновения ПК. О каждом из таких способов свидетельствуют (иногда явно, а иногда и менее отчетливо) вещественно-морфологические признаки изучаемого ПК. Последние отчасти доступны визуальному наблюдению, но в большинстве своем раскрываются с помощью оптических, а иногда также электронно-микроскопических наблюдений. Рассмотрим это подробнее.

I. Аллотигенные ПК возникшие до времени формирования содержащей их породы и привнесены к месту ее рождения откуда-то извне, характеризуются отчетливо выраженной индивидуальностью своих форм и вещественных составов. Они включают нижеследующие 5 классов:

- I.1 — терригенные;
- I.2 — эдафогенные;
- I.3 — вулканогенные;
- I.4 — биогенные;
- I.5 — космогенные.

Из них представители I.1 и I.2 совместно именуется в литературе как *обломочные* или *кластические* ПК; I.3 — именуется как *вулканогенно-обломочные*, или *вулканокластические* (*прирокластические*); а I.4 — называют еще *органогенно-обломочными* или *детритовыми* ПК. Представители I.5 встречаются в породах чрезвычайно редко (в основном в составе глубоководных океанских глин, накапливающихся столь медленными темпами, что на относительное содержание в них примесей космогенных

частиц приходится большее число долей %%, нежели во всех остальных отложениях); они здесь не рассматриваются. Остальные классы ПК и их признаки характеризуются ниже.

1.1. *Терригенные* компоненты (*terra* — лат. Земля) представляют собой продукты гипергенного разрушения самых разных пород, привнесенные в седиментационный бассейн из соседней либо отдаленной эродируемой суши (из так называемой «питающей провинции» бассейна). Эти ПК принадлежат к числу самых распространенных в природе. Признаки: прежде всего, автономность формы (см. рис. 3.4.) каждого индивидуального ПК, без всякой зависимости от его соседей — полное отсутствие конформности (конечно же только для тех случаев, когда порода не претерпела сильного постседиментационного уплотнения, а также химического корродирования или регенирирования своих компонентов).

Контуры ПК отчетливы. Они характеризуются разными степенями угловатости либо сферичности, изометричности либо удлинненности. В соответствии с ними литологи подразделяют такие ПК на виды: 1 — угловатых, или неокатанных, 2 — слабо окатанных, 3 — полуокатанных, 4 — окатанных, 5 — хорошо окатанных; а каждый из перечисленных видов бывает представлен либо относительно изометричными, либо удлинненными разновидностями (см. рис. 3.1.). Генетический смысл данных признаков очевиден: это, прежде всего, показатели, важные для оценок дальности транспортировки, а также однородности либо многократности переотложения терригенного вещества. Состав упомянутых ПК может быть мономинеральным (кварц, различные силикаты) либо минерально-агрегатным (фрагменты магматических, метаморфических или осадочных пород с присущими им структурами). Относительно важности его оценок применительно к палеогеографическим и палеотектоническим заключениям говорилось выше.

1.2. *Эдафогенные* компоненты представляют собой продукты разрушения и переотложения осадков и пород водного бассейна — того самого, в котором они затем накопились. По способу формирования рассматриваемые ПК, так же как и предыдущие, относятся к категории механогенных (обломочных) накоплений, однако источники вещества у них принципиально разные. В данном случае разрушение донных отложений может быть вызвано процессами подводного выветривания, или *гальмиролиза*, а перемещение остаточного вещества обуславлива-

ется либо воздействием сил гравитации на крутых склонах подводных уступов, либо работой придонных течений (в том числе и турбидных потоков). Кроме того, к эдафогенным ПК может относиться также изначально терригенный материал шельфовых осадков, переотложенный впоследствии высокоплотностными потоками в тальвегах глубоководных каньонов.

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

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

Признаки этих ПК очень важно сравнить с таковыми у терригенных ПК, с тем, чтобы уметь отличать обломки более древних вулканогенных пород, которые могли привноситься в бассейн из эродированной суши (так называемый вулканомиктовый материал), от продуктов синхронного осадкообразования вулканизма. Задача эта не из простых, и, вопреки кажущейся явности критериев, она решается не всегда однозначно. Так, например, хорошо известно, что одним из неперенных признаков пирокластических частиц служит угловатость их формы, отсутствие признаков окатанности. Применительно к частицам вулканического стекла (витрокластам) этот признак «работает» хорошо; благодаря характерной вогнутости граней, серповидности, клиновидности или капелевидности они опознаются даже там, где стекло замещено вторичными продуктами (глинистым, кремневым, карбонатным или цеолитовым агрегатом). Однако если иметь дело с кристаллами и литокластами, то по одной лишь их форме решить вопрос о принадлежности к синхронным продуктам извержения нельзя: ведь и терригенный материал из некоторых генетических типов отложений (пролювия, делювия и др.) может быть угловатым и совершенно неокатанным. Обязательность наличия «свежего» вулканического стекла в составе основной массы литокластов — тоже недостаточный признак, т.к. вулканическое стекло, как крайне нестойкий к термальному

и водному воздействию продукт, на стадии катагенеза интенсивно «девитрифицируется».

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

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

Признаки их опознаются, главным образом, по оскольчатой (не цельносkeletalной) или неправильной — «обрывчатой» (применительно к фрагментам флоры) форме контуров ПК.

II. **Аутигенные** ПК, то есть образованные на месте их нахождения (*in situ*), объединяют 6 классов:

II.1 — хемогенные, или собственно аутигенные;

II.2 — трансформационные;

II.3 — кристаллобластические;

II.4 — биохемогенные;

II.5 — биогенные;

II.6 — вулканогенные.

II.1. *Собственно аутигенные* ПК формируются химическими или биохимическими процессами множеством способов и на разных стадиях седименто- и литогенеза. Наиболее распространенными в природе механизмами их формирования служат: а — выпадение в осадок минеральных кристаллических агрегатов из ионного раствора; б — то же, но в аморфной фазе из коллоидного раствора; в — кристаллизация вещества в результате «старения» коллоидных осадков (гелей); г — продукты химического синтеза соосажденных или растворенных веществ; д — продукты метасоматоза.

Во временном (стадиальном) аспекте вышеперечисленные образования могли быть: II.1.1 — сингенетическими (т.е. возникшими на стадии накопления осадка) и II.1.2 — эпигенетическими, в свою очередь подразделяемыми на: II.1.2.1 — диагенетические (ранне- и позднедиагенетические), II.1.2.2 — катагенетические (ранне- и позднекатагенетические), II.1.2.3 — метагенетические (или метаморфогенные), II.1.2.4 — регрессивно-эпи-

генетические, II.1.2.5 — гипергенные (включая гальмиролитические).

Признаки этого вида аутигенности состоят в своеобразии микроструктуры минерального вещества — кристаллически-зернистой (см. рис. 3.4.) либо колломорфной. А в тех случаях, когда раскристаллизованные аутигенные ПК не преобладают в породе, но представлены разобщенными в ней включениями, последние характеризуются идиоморфными или гипидиоморфными формами (рис. 4.1.). В иных случаях, при массовом развитии агрегатных скоплений зерен карбонатов, цеолитов, кварца и др. аутигенных минералов, их кристаллы могут быть и ксеноморфными — выглядят как будто «припаянными друг к другу, имея обычно неровные контуры границ сочленения. Это следст-

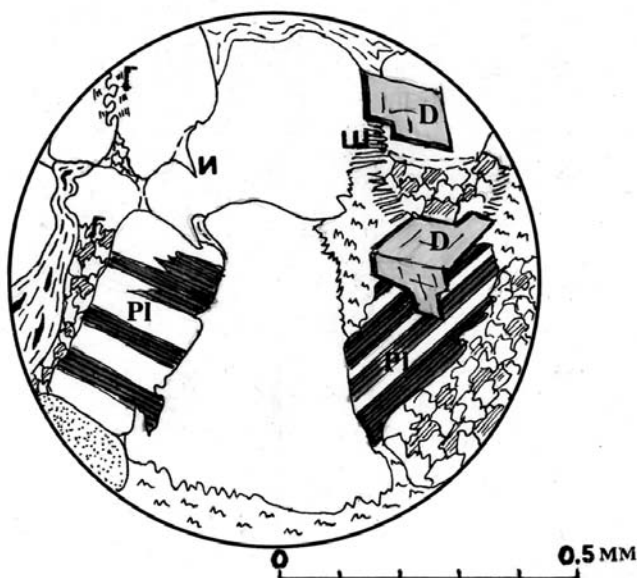


Рис. 4.1. Включения кристаллов аутигенного доломита (D) поздней генерации (регрессивно-эпигенетическая стадия), наложенные на структурно-минеральные изменения глубокого катагенеза и раннего метagenеза в песчанике Т₃ Колтогорско-Уренгойской впадины Западно-Сибирской плиты (скважина СГ — 6, глубже 5,5 км). Шлиф, зарисовка. Белым цветом изображены обломки кварца, с крапом и штриховками — литокласты, PL — обломки плагиоклаза; отчетливо видны вторичные структуры: конформные (выпукло-вогнутые) контакты обломков, локальная инкорпорация (И), а также рекристаллизационно-грануляционный бластез кварца (Г) и шиповидные вrostки аутигенной слюды (Ш).

вие одновременности их возникновения (путем кристаллизации из ионного раствора либо вследствие твердофазной перекристаллизации аморфного вещества), когда каждый из компонентов препятствовал развитию совершенной кристаллической формы у своих соседей и сам подвергался такому же их влиянию. Впрочем, бывают исключения и из этого правила — применительно к минералам с высокой кристаллизационной силой, например, в случаях постседиментационного формирования ромбоэдрических кристаллов доломита за счет криптозернистого известкового осадка.

Труднее различить признаки аутигенности от признаков терригенности в микрокомпонентном глинистом агрегате. Явный признак аутигенности, заметный в поляризационном микроскопе — это вращение чешуйчатых глинистых частичек от поверхности внутрь кристаллических зерен каркасных силикатов или кварца (см. рис. 4.1. (Ш); 3.6.). Но в остальных случаях с признаками аутигенности помогают разобраться только наблюдения в растровом электронном микроскопе (РЭМ). Там аутигенность опознается по упорядоченной архитектуре сочленения чешуйчатых или игольчатых кристаллов: в форме «карточных домиков», «пчелиных сот», «монетных столбиков» и др. фигуративных конструкций (рис. 4.2., 4.3.). Кластогенный материал, напротив,

распределяется в занятом им пространстве хаотически.

II.2. *Трансформационные* ПК формируются также, как и вышерассмотренные образования, на месте, однако, без изменения фазовых состояний вещества, в процессе твердофазных катионных обменов.

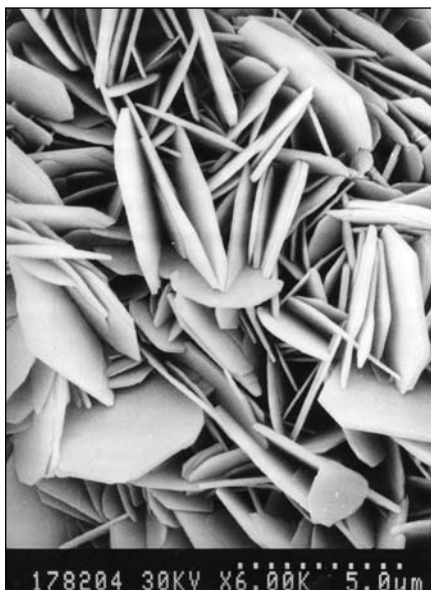


Рис. 4.2. Упорядоченное распределение пластинчатых чешуек хлорита в цементе песчаника свидетельствует об аутигенном генезисе этого минерала (на одной из постседиментационных стадий). Фотография скола в растровом электронном микроскопе.

Признаки их поэтому почти не заметны визуально. Форма минеральной частицы остается без изменений, наследуя исходный терригенный либо эдафогенный ПК. Но внутреннее содержание его существенно меняется, минерал обретает совершенно новые оптические свойства — иные цвет, плеохроичность, показатели преломления и др. На начальных стадиях данного процесса трансформирование прежнего минерала в новый осуществляется не на всей площади терригенной (или эдафогенной) частицы, а на отдельных ее «пятнистых» участках. Это явление иногда можно заметить при больших увеличениях поляризационного микроскопа, но отчетливее всего оно устанавливается путем сочетания наблюдений в РЭМ с микрозондовым анализатором и методами электронографии. Описания и иллюстрации — см. ниже, в главах 5 и 11. В тех случаях, когда исходная минеральная матрица была трансформирована полностью, доказать наличие данного процесса возможно только косвенно или же по находкам реликтовых, не на 100% трансформированных участков исходного минерального индивида.

II.3. *Кристаллобластические* ПК формируются в результате процессов перекристаллизации минеральных частиц I или II категории в твердом состоянии, тоже без фазовых переходов, но при участии межкомпонентных растворов (так называемой «кристаллизационной среды»). Формульный состав минерала при этом не меняется. Претерпевает перестройку лишь структу-

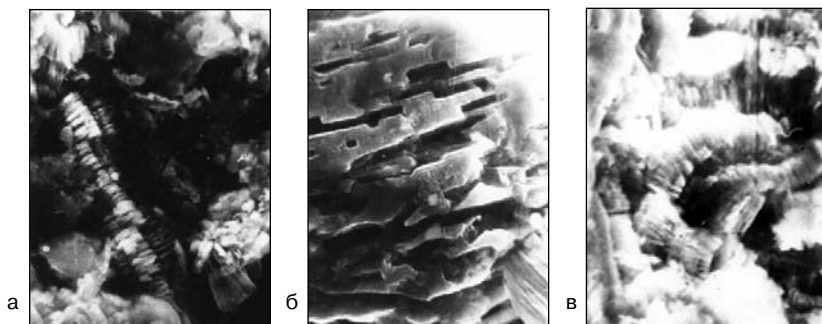


Рис. 4.3. Сильно корродированный обломок плагиоклаза (а, б) и червообразный агрегат чешуй аутигенного каолинита, заполнивших коррозионные ниши (в) в претерпевшем регрессивно-эпигенетические изменения песчанике хатырынской свиты K_1 в низовьях р. Леписке — правого притока р. Лены (напротив устья р. Вилюй). По О.В. Япаскурту, 1992 г. Фотографии сколов в растровом электронном микроскопе, при увеличениях: 1000 (а) и 3000 (б, в).

ра его кристаллической решетки. Эти изменения нуждаются в притоке извне энергии — динамотермальной активизации. Поэтому кристаллобластез кварца и каркасных силикатов характерен в основном для предметаморфических стадий — метазенеза, или анхиметаморфизма.

Признаки кристаллобластеза (см. рис. 3.7.) в деталях описаны И.М. Симановичем в 1978 г. Мы вернемся к ним в главе 8, посвященной кварцу (см. ниже).

II.4. *Биогенные* ПК относятся к группе аутигенных в том случае, когда доказывается их безусловно местное зарождение. См. в работах (Бактериальная палеонтология, 2005).

4.2. Еще раз о стадийном анализе признаков ПК и их парагенетических ассоциаций

Здесь мы вернем на время читателя к главе 2 о методике СА, конкретизируя некоторые ее аспекты, с учетом вышеописанных диагностических признаков генетической природы различных категорий ПК. Геологи, наблюдающие и описывающие эти признаки, прибегают к приемам СА в большинстве своем неосознанно, как к чему-то само собой разумеющемуся, и не всегда до конца исчерпывают информативные возможности этого метода. Первый шаг в их реализации — распознавание аллотигенных и аутигенных ПК. Это очень важный шаг, потому что от его результатов зависит, прежде всего, правильное (или неправильное) петрографическое наименование наблюдаемого образца осадочной породы, а затем — определение первичных признаков исходного осадка и отделение от них вторичных (наложенных) признаков, которые были приобретены им в процессе литификации. Тем самым закладывается основа для будущего генетического анализа изучаемых природных объектов. И в данной ситуации все сводится к знаниям и опытности исследователя. Помочь ему в таком деле — прямая задача этой книги и излагаемого здесь материала.

Итак, после разделения аллотигенных и аутигенных компонент, осуществляются нижеследующие элементы СА.

1. Извлечь из аллотигенных ПК (из их вещественных и структурно-морфологических особенностей) присущую им информацию о стадиях мобилизации осадочного вещества, его

переноса и накопления (то есть о гипергенезе и седиментогенезе либо о вулканизме и седиментогенезе). В случаях, когда ПК имеют биогенную природу, возможны два варианта их генетической интерпретации: синхронность седиментогенезу (детрит) либо доседиментогенное бытие (если это окатанные фрагменты пород с включениями остатков древней флоры и фауны).

2. Все аутигенные ПК необходимо разделить согласно признакам временной последовательности их возникновения (первая, вторая, третья и др. генерации). А затем следует уточнить стадийную принадлежность каждой конкретной генерации ПК, выделив их категории: ранне- и позднедиагенетические, начально- и глубинно-катагенетические, а также (если таковые обнаруживаются) регрессивно-эпигенетические и гипергенные образования. Наметившееся в последнее время комплексирование СА с геохронологическими определениями абсолютного возраста аутигенных иллитов, карбонатов и др. минералов позволило исследователям существенно подтвердить и конкретизировать такие стадийные заключения — см., например, в работах (Горохов и др., 1984; 2002).

3. В конечном счете, обращаясь к признакам компонентного состава пород, надо не упускать из вида вероятный разновозрастности их. В данном случае *сообщества ПК, одновременно вошедшие в состав рассматриваемой породы* (то есть возникшие на одинаковой стадии либо подстадии седименто- или литогенеза) образуют **единую парагенетическую ассоциацию**. Породе могут быть присущи одна или (чаще всего) несколько таких ассоциаций. Если установить относительно-возрастные соотношения между ними и обосновать способы их формирования, то можно оправданно считать, что тем самым задача генетического анализа осадочной породы решена наполовину, потому что первичные (генетические) признаки надо извлекать только из безусловно *седиментогенных* ПК. Ошибочное отнесение прочих ПК к продуктам седиментационной стадии неминуемо повлечет за собою ошибочные заключения относительно палеогеографических условий седиментации.

Отсюда следует, что генетический анализ осадочных ПК необходимо осуществлять в единстве со стадийным анализом процессов литогенеза.

4.3. Типоморфные признаки минеральных ПК и их значения для решения задач геоминералогии

Выполняя стадияльно-геоминералогические исследования, литолог должен акцентировать большую долю внимания на характерные, или типоморфные признаки пороодообразующих и сопутствующих им (акцессорных) минералов.

Типоморфные признаки ПК — это не только внешне заметные особенности того или иного минерального вида (его цвет, сингония, характер спайности, включений, физические свойства и проч.), но также и особенности микроструктуры на атомарном уровне (дислокации кристаллической решетки, изоморфные замещения, политипия и проч.). Даем читателю необходимую информацию о терминологии.

Изоморфизм — это свойство атомов (или ионов) одних веществ замещать в структуре кристалла атомы (или ионы) других веществ. Он бывает изовалентным (например, в оливинах изоморфно замещают друг друга катионы Fe^{2+} и Mg^{2+}) и гетеровалянтным (в слюдах $2\text{Al}^{3+} \leftrightarrow 3\text{Mg}^{2+}$ или в цеолитах 2Na^+ замещаются ионом Ca^{2+}). По степени совершенства изоморфизм может быть полным, или совершенным — при 100% замещении иона другим ионом, а также частичным, или несовершенным (ограниченным) когда этот процесс реализуется в пределах сотых долей процента, до нескольких процентов. В обобщенных минеральных формулах изоморфно замещаемые друг другом элементы помещаются внутри скобок, как, например, в монаците: (Ce, La, Y, Th, Ca) $[\text{PO}_4, \text{SiO}_4]$. При этом катионы группируются в скобках круглых, а анионы — в квадратных.

Следует помнить, что при любом проявлении изоморфизма внутриминеральное электростатическое равновесие соблюдается непременно, т.е. изоморфные замещения — катионные и анионные осуществляются при сохранении равенства сумм валентностей положительных и отрицательных.

Полиморфизм — это способность одинаковых по своему составу веществ образовывать различные структуры и, как следствие, различные морфологические формы кристаллов. Классический пример: алмаз и графит. Менее наглядный, но более распространенный в природе случай — полиморфизм гли-

нистых минералов. Их **политипия**, т.е. наличие полиморфных модификаций, возникающих под влиянием вполне определенных, менявшихся внутри стратисферы термобарических режимов, подробно описывается ниже (см. главу 5).

Изоморфизм и полиморфизм в совокупности с зависимыми от них физическими свойствами минералов (морфологией кристаллов, их плотностью, твердостью, цветом) характеризуют тот самый типоморфизм, с которого мы начали этот раздел. Этим термином минералогии именуют именно те признаки, по которым устанавливаются состав, температура образования или преобразования исследуемого кристалла. В задачи геоминералогии как раз входят исследования отдельных минераллов-индикаторов Р-Т режимов и рН-Еh условий в осадочном процессе (см. в главе 1). Поэтому типоморфные признаки, их описание и анализ условий возникновения или разрушения — находятся в центре внимания, и будут описаны в следующих главах.

Добавим, что *типоморфизм рассматривается геоминералогией непременно на генетической основе*, т.е. применительно к каждой группе ПК, описанной в предыдущем разделе, обособленно. Рассматривая разновозрастные парагенетические ассоциации ПК и сравнивая типоморфизм одинаковых минералов из разных парагенетических ассоциаций, мы получаем некоторую информацию об изменениях и эволюции факторов осадочного минералогенеза в геологическом времени.

4.4. Принципы обособления минеральных групп-участников осадочного процесса

Принципы, по которым группируются минералы, участвующие в осадочном процессе, отличны от схем классической минералогии. Там исходят из кристаллохимических особенностей самого минерала, а здесь в первую очередь принимаются во внимание способ его поведения на стадиях: мобилизации осадочных веществ, их переноса и накопления (седиментогенеза), диагенеза, катагенеза и метагенеза (раннего метаморфизма). По такому принципу А.Г. Коссовская делила исследованные ею минеральные виды (в основном, силикаты и отчасти оксиды) на три нижеследующие группы.

1. Минералы-доноры веществ для аутигенеза — из магматических пород преимущественно ультраосновного и основного, реже среднего и кислого состава, весьма неустойчивые к воздействию факторов гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза; относительно легко корродируемые. Это, прежде всего, оливины, а также пироксены, амфиболы, эпидоты, гранаты и существенно кальциевые плагиоклазы, которые служат поставщиками в растворы кремнезема, глинозема, а также катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} , которые становятся «строительным материалом» для формирования аутигенных глинистых минералов, цеолитов, карбонатов и др. новообразований в горных породах на стадиях диагенеза и катагенеза. Минералы этой группы, представленные аллотигенными разновидностями, в большинстве своем находятся в качестве редких — акцессорных включений в составе песчаных и алевритовых осадков и пород. Но их индивидуальные типоморфные признаки чрезвычайно ценны для аргументации предположений относительно вещественных составов субстрата и мест нахождения питающих провинций (палеосуши) древних СБ — см. в работах В.П. Батурина (1937) и М.Г. Бергера (1986).

2. Минералы-наследники (точнее, наследники-долгожители) первичных характеристик материнских пород отличаются устойчивостью к различным физико-химическим и биохимическим воздействиям окружающей их среды. Это, в первую очередь, терригенный кварц. Сюда же относятся акцессории из кислых и щелочных магматических и метаморфических пород: цирконы, сфены, рутилы, кианиты, турмалины и апатиты. С определенной долей условности к этой же группе могут причисляться существенно натриевые (кислые) плагиоклазы, калишпаты и мусковиты, хотя недавние прецизионные исследования автора и О.В. Парфеновой выявили их податливость к постседиментационным процессам трансформацией кристаллической решетки (см. в главе 8).

3. Минералы-приспособленцы, которые легко меняют свой формульный состав, будучи подвержены изоморфизму и полиморфным преобразованиям архитектуры их кристаллических решеток при малейших изменениях значений pH, Eh или P-T в окружающей среде. А.Г. Коссовская именовала их также «минералами с лабильными решетками». К ним принадлежат глинистые минералы и цеолиты. Это чуткие индикаторы геохимических и термобарических обстановок седиментации и литогенеза. К ним также можно было бы добавить карбонаты и сульфаты, но они не попали в сферу исследований коллектива А.Г. Коссов-

ской, и представляют собой интереснейшие объекты для геоминералогических исследований ближайшего будущего.

Группируя в дальнейшем минералы по вышеупомянутому принципу, мы должны отдавать себе отчет в некоторой условности принимаемой здесь схемы. Во-первых, границы между минеральными группами в значительной мере расплывчаты. Так, например, типичный свидетель-долгожитель кварц начинает вести себя при глубинном катагенезе как донор для кварца аутигенного, а при метагенезе (анхиметаморфизме) этот же минерал обретает свойства приспособленца к напряженному P-T режиму недр. И сохранившиеся от воздействия коррозионных процессов минералы-доноры являются одновременно наследниками свойств их материнских пород. А кислые плагиоклазы, калишпаты и триоктаэдрические слюды (биотиты) могут приниматься сразу же в двойной роли — и доноров, и наследников, хотя в каждом отдельно взятом конкретном случае одна из этих особенностей доминирует.

Во-вторых, следует иметь в виду, что в практически каждой из вышеназванных минеральных групп отдельный минеральный вид бывает представлен своими двумя генетическими разностями — как аллотигенной, так и аутигенной. Из них только первая категория могла быть донором либо наследником-долгожителем, либо приспособленцем, а аутигенные образования все про своей сути приспособленцы или, по крайней мере, **минералы-свидетели** экзо- либо эндонгенных условий их зарождения. Это четвертая и самая разнообразная по составу минеральная группа.

В дальнейшем тексте учитывается вышесказанное, но для удобства изложения материалов оставляется порядок группирования минералов согласно изначальной схеме А.Г. Коссовской. Исходя из возможностей индикаторной роли минералов-приспособленцев, мы рассмотрим их в первую очередь. Но прежде, чем приступить к их описаниям, сделаем одну существенную оговорку. *В этой книге мы не будем останавливаться на описании физических и кристалло-оптических свойств отдельных минеральных видов*, полагая, что читатель знаком с ними по ранее пройденным курсам «минералогия», «петрология» и «литология». Для восстановления в памяти типоморфных параметров и характеристик осадочных минералов рекомендуются учебные пособия и книги: В.Г. Кузнецова (2007), В.А. Наумова (1989), И.А. Преображенского и С.Г. Саркисяна (1954), К. Херблата и К. Клейна (1982).

Глава 5. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ – ПРИСПОСОБЛЕНЦЫ К УСЛОВИЯМ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА

5.1. Общая характеристика

Упомянутые минералы подверглись особо тщательному исследованию (Дриц, Коссовская, 1984, 1985; 1986; 1990; 1991; Карпова, 1972; Коссовская, Шутов, Дриц, 1963; Котельников 1962; Котельников и др., 1986, 1995) потому, во-первых, что они находятся в составе большинства осадочных формаций и, во-вторых, обладают лабильными свойствами кристаллических решёток, явно реагирующих политипными и изоморфными изменениями своей структуры на изменения параметров Р-Т, Eh и рН окружающей среды. Динамика этих кристаллохимических превращений к настоящему времени досконально изучена прецизионными методами, а характеры её взаимосвязей со средой осадко- и пороодообразования описаны в вышеперечисленных публикациях, и будут кратко освещены ниже. Но перед этим вспомним основные сведения об архитектуре кристаллических решёток глинистых минералов.

Их исходными «строительными микроблоками» служат: кремнекислородные тетраэдры и две разновидности октаэдров — алюминиево-кислородно-гидроксильные (*гиббситовые*) и

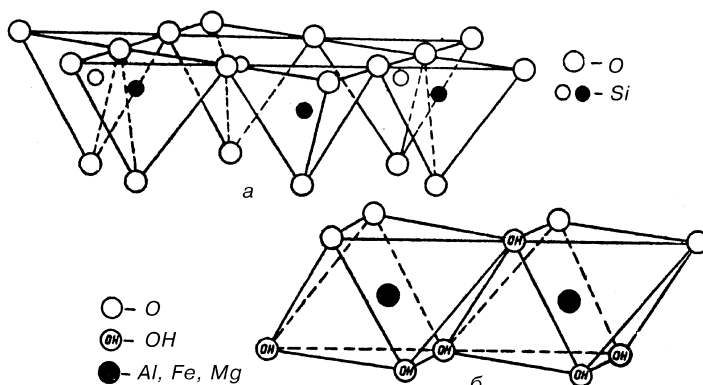


Рис. 5.1. Схема строения тетраэдрического (а) и октаэдрического (б) слоев в структуре слоистых силикатов.

Таблица 5.1.
Классификационная схема породообразующих слоистых силикатов (Дриц, Коссовская, 1984)

Тип слоя	Слоевой заряд на форм.един.	Группа	Подгруппы и минеральные разновидности	Химический состав	Полиптипы, встречающиеся в природе
			Диоктаэдрические минералы; каолинит } каолинит } диксит } накрит } галлуазит }	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$ $Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot nH_2O$	1T 2M ^K ₁ 2M ₂ 2M
1:1	q=0	Каолинит-серпентинитовая	Триоктаэдрические минералы: лизарлит хризотил антитигрит амезит бертьерин («шамозит») кронштедлит	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ $Mg_3(1-1/m)Si_2O_5(OH)[1+3(1-1/m)]$ $(Mg_2Al)(SiAl)O_3(OH)_2$ $(MgFe^{2+})_{3-x}(AlFe^{3+})_x(Si_{2-x}Al_xO_5(OH)_2$ $R^{2+}_{3-x}Fe^{3+}_x(Si_{2-x}Fe^{3+}_x)O_3(OH)_2$	1M, 2H, 3T, (1M) 2M _{C1} , 1M _{C1} , 2O _r отличаются пео- риодичностью вдоль оси а 2H ₂ 1T, 1M(3T) 3T, 1T, 2H ₁ , 2H ₂ , 2T, 1M, 2M ₁

2:1	q=0	Тальк-пиррофиллитовая	<p>Диоктаэдрические минералы: пиррофиллит Феррипиррофиллит Триоктаэдрические минералы: тальк</p> <p>Диоктаэдрические минералы и их разновидности: монтмориллонит Al-, Al-Fe- и Fe-низкозарядные высокозарядные байделлиты Al-, Al-Fe-, Fe-низкозарядные высокозарядные нонтронит тетракремнийнонтронит</p> <p>Триоктаэдрические минералы и их разновидности: сапонит Mg-Fe-сапонит Fe-Mg-сапонит оксиферрисапонит</p>	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{Fe}_2^+ \text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{M}^+_{x}[(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-x}\text{R}^{2+}_x\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ $0,3 \leq x \leq 0,45$ $0,45 \leq x \leq 0,65$ $\text{M}_{x+y}[(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-y}\text{R}^{2+}_y(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ $0,3 \leq x+y \leq 0,45$ $0,45 \leq x+y \leq 0,85$ $\text{M}_{x+y}[\text{Fe}^{3+}_{2-y}\text{R}^{2+}_y](\text{Si}_{4-x}\text{R}_x\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ $\text{M}_x(\text{Fe}^{3+}_{2-x}\text{R}^{2+}_x)\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{M}_x\text{Mg}_{3-y}(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_y\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ $\text{M}_{x+y-z}(\text{Mg}_{3-y-z}\text{Fe}^{2+}_y\text{R}^{2+}_z)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ $0,2 \leq y; (3-y-z) < 1$ $0,2 \leq (3-y-z); y < 1$ $\text{M}_{x+y}(\text{Mg}_{3-y-z}\text{Fe}^{2+}_y\text{R}^{2+}_z)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x\text{O}_{10-y-z}(\text{OH})_2)$ $\text{M}^{x+y}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-x}\text{Mg}_y[(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ $\text{M}^+[(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-x-y-z}\text{Mg}_{3-y-z}\text{Mg}_{z-1}][\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$	<p>2M, 1T_k</p> <p>1T_k</p>
	q=0,2-0,8	Смектитовая			
	q=0,6-1	Вермикулитовая	<p>Диоктаэдрический вермикулит Триоктаэдрический вермикулит</p>		

2:1	q=0,7-1	Слоистая	Диоктаэдрические минералы: мусковит фенгит лейкофиллит иллит серичит селадонит глауконит Триоктаэдрические минералы: флогопит биотит аннит	$KAl_2(Si_3Al_1)O_{10}(OH)_2$ $K(Al_{1,5}R^{2+}_{0,5})(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2$ $KAl_1(MgFe^{2+})Si_4O_{10}(OH)_2$ $K_{0,7}(Al_{1,5}Fe^{3+}_{0,2}Mg_{0,3})(Si_{3,6}Al_{0,4})O_{10}(OH)_2$ $K_{0,8}(Al_{1,6}Fe^{3+}_{0,2}Mg_{0,2})(Si_{3,4}Al_{0,6})O_{10}(OH)_2$ $K_{0,9}(Al_{0,3}Fe^{3+}_{0,8}Fe^{2+}_{0,2}Mg_{0,7})Si_4O_{10}(OH)_2$ $K_{0,8}(Al_{0,5}Fe^{3+}_{1,0}Fe^{2+}_{0,1}Mg_{0,5})(Si_{3,7}Al_{0,3})O_{10}(OH)_2$ $K(Si_3Al_1)Mg_5O_{10}(OH)_2$ $K_{x-y+z}(MgFe^{2+})_{y-z}R^{3+}_{z}(Si_{4-x}R^{3+}_x)O_{10}(OH)_2$ $K(Si_3Al_1)Fe^{3+}_3O_{10}(OH)_2$	2M1 и метастабильные 1M, 3T, 1M <i>d</i> 2M1, 2M2, 3T, 1M, 1M <i>d</i> 1M 1M, 1M <i>d</i> , 2M1 1M, 1M <i>d</i> , 2M1, 3T 1M 1M 1M, 1M <i>d</i> , 2M1, 3T 1M, 1M <i>d</i> , 2M1, 3T 1M
Чередование слоев	Величина x меняется в широких пределах	Хлоритовая	Триоктаэдрические минералы: клинохлор шамозит Ди-триоктаэдрические минералы: кукеит судонит Диоктаэдрические хлориты: донбассит сепиолит пальгорскит	$Mg_{6-y-z}R^{3+}_y\square_z(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$ $Fe^{2+}_{6-y-z}R^{3+}_y\square_z(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$ $(Al_4Li)(Si_5Al)_4O_{10}(OH)_8$ $(Al_{2-z}Mg_{2,3})(Si_{3,3}Al_{0,7})O_{10}(OH)_8$ $Al_{4+x/3}Si_{4-x}Al_xO_{10}(OH)_8$ $Mg_{6-y-z}R^{3+}_y\square_z(Si_{12-x}Al_x)O_{30}(OH)_4(OH)_2 \cdot xH_2O$ $\times R^{(x+y+2z)/2}(H_2O)_8$ $Mg_{6-y-z}R^{3+}_y\square_z(Si_{8-x}Al_x)O_{20}(OH)_2(OH)_4 \cdot xH_2O$ $\times R^{(x+y+2z)/2}(H_2O)_4$	Ib($\beta=97^\circ$) Ib($\beta=90^\circ$) Ib($\beta=97^\circ$) Ia($\beta=97^\circ$) Ia Ib Ia Ib
2:1	x меняется в широких пределах	Сепиолит-пальгорскитовая			

Примечание: квадратиками обозначены вакантные межслоевые позиции, не занятые катионом.

магниево-кислородно-гидроксильные (*бруситовые*) (рис. 5.1.). Они через общие анионы O^{2-} либо $(OH)^-$ группируются в тетраэдрические и октаэдрические слои либо ленты. Комбинации тех и других слоев образуют пакеты. Они по своему внутреннему устройству различны у минералов разных видов и групп (таблица 5.1): двухслойные (1:1) в каолинит-серпентиновой группе (рис. 5.2.), трехслойные (2:1) в группах смектитов, слюд и др. (рис. 5.3.), многослойные в группе хлоритов, где между каждыми соседними пакетами 2:1 располагается промежуточный бруситовый слой (рис. 5.4.).

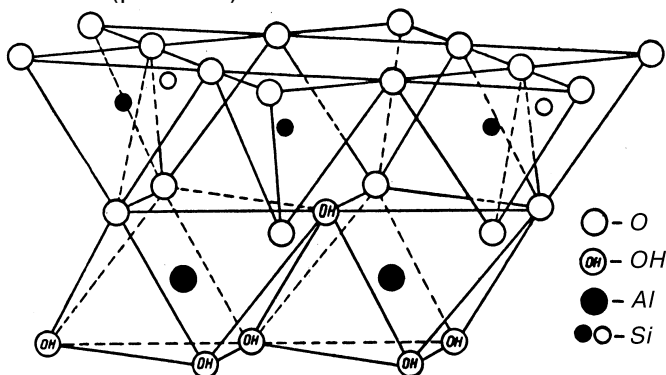


Рис. 5.2. Двухслойный пакет слоистых силикатов.

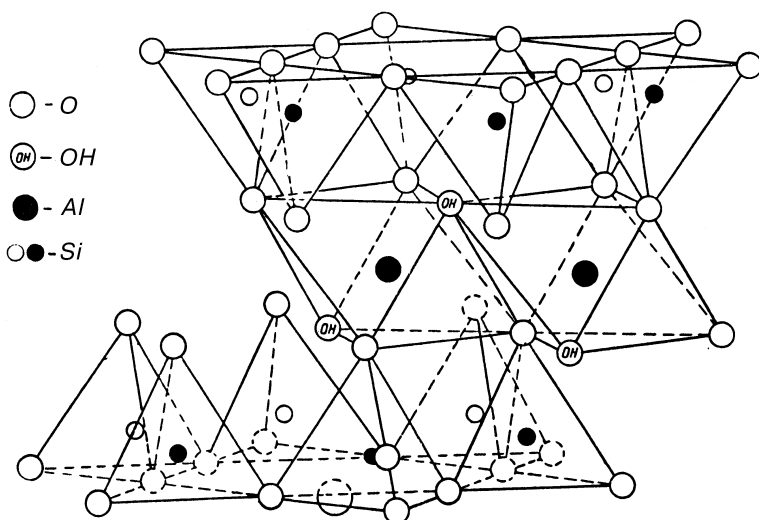


Рис. 5.3. Трехслойный пакет слоистых силикатов.

Расчеты кристаллографов показали, что во всех этих конструкциях для взаимного уравнивания электрических зарядов в решетке катионы её октаэдрических слоев размещаются с разной степенью их наполнения, в зависимости от своей валентности. А именно: трехвалентные металлы гиббситовых слоев — Al^{3+} или изоморфно заместивший его ион Fe^{3+} заполняют только две из трех рядом находящихся октаэдрических ячеек; тогда как двухвалентные Mg^{2+} и Fe^{2+} бруситовых структур зани-

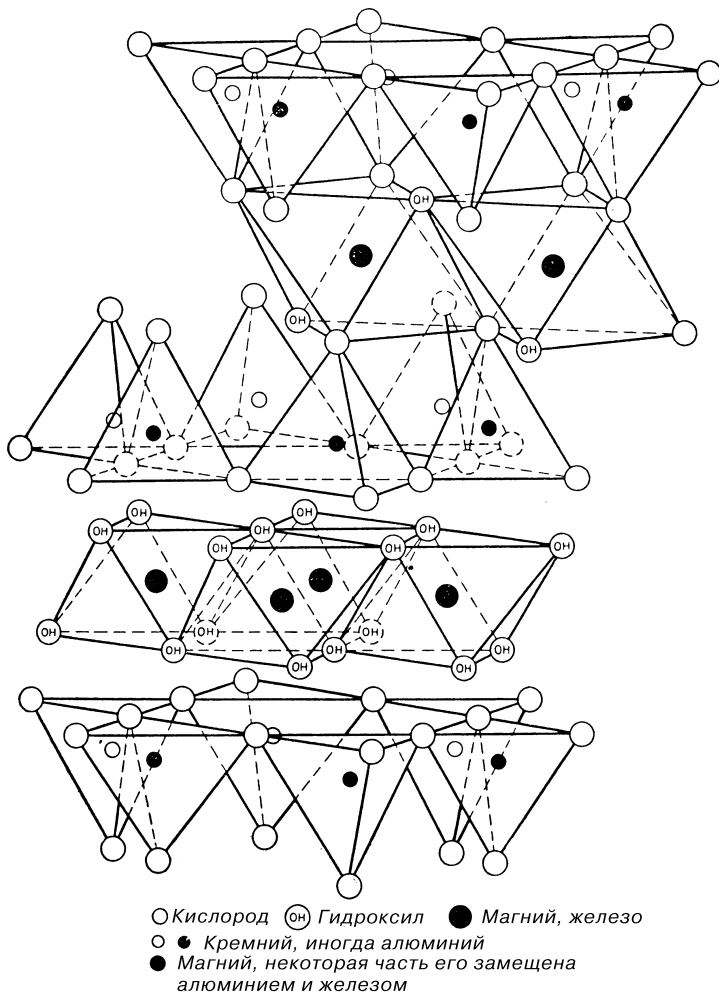


Рис. 5.4. Многослойный пакет слоистых силикатов (хлориты).

мают все три из трех возможных позиций. В первом случае минерал именуется *диоктаэдрическим*, а в последнем — *триоктаэдрическим*. Те и другие разности присущи всем группам глинистых минералов (см. таблицу 5.1), а среди хлоритов, кроме того, встречаются смешанные — *ди-триоктаэдрические* формы, у которых валентности катионов внутри пакета 2:1 и внутри межпакетного октаэдрического слоя не одинаковы.

Упомянутый выше изоморфизм $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$ и $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ весьма распространен (в особенности, в группах смектитов, слюд и хлоритов — см. ниже), и является важным классификационным и генетическим признаком, который отражает либо особенности исходного минерала — «хозяина», из которого сформировался данный индивид, либо тип раствора, обусловившего его формирование.

Вышесказанное касается изоморфизма внутри октаэдрических ячеек. Несколько реже фиксируются изоморфные замещения Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрических ячейках. Такой процесс побуждается либо изменениями pH среды, либо повышенными температурными режимами обстановок формирования минералов. Фиксация его чрезвычайно важна при стадийно-геоминералогических исследованиях.

Еще один важный генетический параметр многих видов глинистых минералов — их *политипия*: существование кристаллических структур одинакового анионно-катионного состава, образованных одними и теми же по своей внутренней структуре пакетами слоев, которые отличны по способам их взаимной ориентировки (например, поворотами пакетов на $\pm 60^\circ$ или $\pm 120^\circ$, или в форме «винтовой лестницы» вокруг кристаллографической оси *c*, либо смещениями пакетов друг относительно друга по др. кристаллографическим осям). Данный признак во многом отражает P-T обстановки среды присутствия минерала, а потому он, не менее, чем изотопия, представляет интерес для нашего направления исследования.

Наконец, отметим еще одно индивидуальное свойство кристаллической структуры глинистых минералов — их способность формировать многообразные *смешанослойные образования*, когда в пределах единого кристалла чередуются в разных количественных соотношениях и с разной степенью упорядоченности пакеты слоёв разного типа (слюды-смектиты; смектиты-хлориты и проч., см. ниже). Смешанослойные минералы

формируются в результате процессов *трансформации* кристаллических микроструктур (см. выше, в разделе 3.3).

Все это разнообразие типоморфных особенностей глинистых минералов несёт определенную, не до конца еще раскрытую информацию о физико-химических и термобарических условиях сред седиментации и постседиментационного изменения горных пород. Рассмотрим эти структурно-кристаллохимические особенности применительно к отдельным группам минералов, включая общие закономерности распределения таковых в земной коре, а также благоприятствующие им условия формирования и постседиментационного изменения.

5.2. Каолинит-серпентинитовая группа

Эта группа представлена минералами с самыми простыми формами строения кристаллических решёток 1:1 (см. таблицу 5.1). Их архитектура наиболее прочная, так как двухслойные пакеты ориентированы друг относительно друга таким способом, что группа (ОН)⁻ основания каждого октаэдрического слоя находятся напротив анионов O²⁻ в вершинах тетраэдрического слоя соседнего (нижележащего) пакета. Расстояния между ними очень небольшие — немногим больше 2Å при общем параметре каолинитовой решетки — ее межслоевым расстоянием около 7Å (напомним, что 1Å — *ангстрем* равен 10⁻¹⁰ м, или 10⁻⁷ мм; ныне вместо упомянутой меры в физике используют *нанометры*, при 1 нм = 10⁻⁶ мм, однако таблицы для расчетов межплоскостных расстояний в кристаллической решётке методами лабораторных рентген-дифрактометрических анализов и градуировки приборов издавна опубликованы в ангстремах, и литологи-глинщики по традиции продолжают пользоваться данной единицей измерения). Так вот, на столь мизерных расстояниях между вышеупомянутыми пакетами их объединяют и прочно удерживают известные физикам силы ближнего действия — так называемые «водородные связи». По этой причине кристаллы *каолинита* бывают наиболее правильно ограниченными, и вырастают зачастую на несколько порядков крупнее чешуек иных глинистых минералов (рис. 5.5.).

Родственники каолинита — *диккит* и *накрит*, имеющие одинаковые с ним химические формулы, отличаются определенными

ми разворотами пакетов друг относительно друга вокруг кристаллографической оси «с», подобно тому, как на иголку нанизывают картонные карточки, попеременно поворачивая их в разные стороны. В дикките этот разворот составляет $\pm 120^\circ$, а в накрите $\pm 60^\circ$. То есть, диккит и накрит — это полиморфные модификации каолинита. Для их формирования требуется тепловая активизация ($T > 200^\circ\text{C}$ на стадии метазенеза либо при эндогенно-гидротермальном прогреве породы).

Имеется еще один «родственник» этих минералов — *галлуазит*, у которого межплоскостное расстояние больше 7\AA , и туда помещаются молекулы H_2O . В решётке этого минерала наблюдается попеременное смещение слоев, имеющих одинаковую азимутальную ориентировку, по оси *b* на $\pm b/3$ слоя. Поэтому при нагревании его удлинённые кристаллы свертываются в трубочки. Этот минерал бывает развит в корах выветривания по пирокластическим осадкам кислого состава.

Гомологами каолинитовых минералов являются минералы группы *серпентина*, отличающиеся тем, что у них в центре октаэдрических ячеек вместо алюминия поселились двухвалентные катионы Mg^{2+} или Fe^{2+} . Они занимают 3 ячейки из 3-х возможных, поэтому такая разновидность минералов относится к категории триоктаэдрических.

Забегая несколько вперед, заметим, что диоктаэдрические каолиниты более всего развиты на континентальных, а триоктаэдрические серпентиниты — на океанических структурах земной коры. Рассмотрим подробнее условия и обстановки возникновения и стадийных изменений минералов этих групп.

Формирование каолинита и его диоктаэдрических полиморфных модификаций в самых разных геологических обстановках реализуется непременно под воздействием рас-

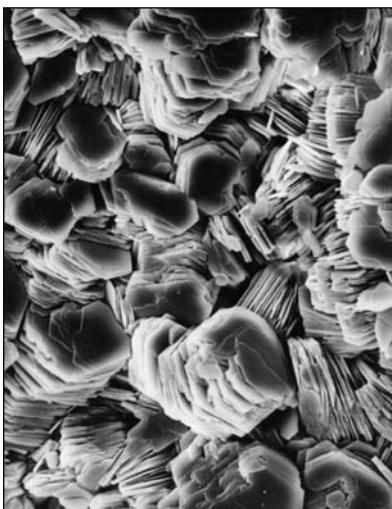


Рис. 5.5 Правильная кристаллографическая форма частиц аутигенного каолинита.

Фотография скола в растровом электронном микроскопе, с увеличением более 20000.

творов с *низкими значениями рН*, которые обеспечивают интенсивный вынос из материнских горных пород и осадков большинства катионов, кроме Al^{3+} и Si^{4+} . Самые благоприятные для этого условия возникают: в субстрате торфяников, который пропитан водой, насыщенной гуминовыми и др. кислотами — продуктами разложения органических веществ (ОВ); а также в корях выветривания, формируемых при тропическом гумидном климате и в fumarольных полях с кислыми гидротермами. Там хемогенными способами зарождаются и вызревают хорошо окристаллизованные каолинитовые агрегаты. Затем, при эрозионно-денудационных геологических процессах, частицы каолинита транспортируются водой или ветром как пелитовый терригенный материал. Он может, в конечном счете, достигнуть морской и даже океанской акватории, где примешивается к иным осадочным компонентам. Но, попав в чуждую ему щелочную среду, каолинит начинает как бы «чувствовать себя неуютно», что сказывается на признаках дефектности его кристаллической структуры. В.А. Дриц и А.Г. Коссовская (1984), ссылаясь на кристаллохимические исследования М.Ф. Викуловой и Б.Б. Звягина, писали, что при переходе от континентальных к морским осадкам происходит весьма интенсивное разупорядочение структуры каолинита, главным образом, за счет смещений слоев вдоль оси *v* на $\pm v/3$. В.Д. Шутов тоже показал, что в фациальной распространенности каолинитов с разной степенью упорядоченности наблюдается два отчетливых максимума: один — кора выветривания, где распространены наиболее упорядоченные каолиниты, и другой — морские отложения, где доминирует полностью неупорядоченный тип (Шутов, Александрова, Лосневская, 1966).

Ещё одна область зарождения каолинита — это зоны диагенетических преобразований илов пресноводных озёр и опресненных лагун или лиманов, при условии перенасыщенности этих осадков сапропелевым ОВ, которое при постседиментационном преобразовании выделяет органические кислоты и газы CO_2 , CH_4 , NH_3 и др., влияя тем самым на существенное снижение рН в иловых растворах.

Третья область каолинизации — это участки регрессивно-эпигенетических (наложенных) изменений преимущественно песчаных пород, которые залегают на глубинах порядка 0,5–4 км во впадинах, претерпевших тектонические перестройки своей структуры (локальные инверсионные поднятия, или др. сме-

щения пластов). Упомянутые перестройки обуславливают изменение гидрогеологического режима и усиливают вероятность проникновения в песчаный пласт чужеродных по своему химизму вод. Если они обладали повышенной кислотностью (так как контактировали с нефтяными залежами или скоплениями твердых битумов, или по каким-то иным причинам), то входя в соприкосновение с минеральными компонентами песчаника, эти воды стимулируют развитие аутигенного каолинита в его цементе. Таких образований очень много в породах мезозойского чехла Западно-Сибирской плиты (Лебедев, 1992; Япаскерт, 2005).

Во всех вышеотмеченных случаях механизмы формирования каолинита осуществляется одним из трёх способов: 1 — трансформациями крупночешуйчатых терригенных слюд либо тонкочешуйчатых иллитов и иных глинистых минералов; 2 — метасоматическим замещением (частичным или полным) обломочных полевых шпатов и др. силикатов и 3 — синтезом кристаллических агрегатов из раствора, заполнившего поровые ячейки, куда диффундировали Si^{4+} и Al^{3+} от минералов-доноров. Каждый из этих способов оставляет о себе «память» морфологическими признаками каолинитов, легко опознаваемыми при стадийных электронномикроскопических наблюдениях. Синтезируемые из раствора кристаллы имеют правильные шестигранные контуры, и группируются в упорядоченные агрегаты в формах «столбика монет» либо «червеобразных сростков» см. рис. 4.3, в). Метасоматические новообразования внедрены вростками внутри замещаемого ими минерала (у плагиоклазов, например, это заметно даже в оптическом микроскопе). А трансформационные новообразования замещают исходный минерал с не резкими границами, как бы «послойно» (вдоль плоскостей спайности или др. кристаллографических направлений), и при полной каолинизации контур первоначального минерального зерна сохраняется без изменений.

Все вышеупомянутые процессы осуществляются, таким образом, на разных стадиях осадочного цикла: гумидного гипергенеза, субаэрального диагенеза (торфяники, подпочвы), субаквального диагенеза (осадки озёр, лагун) и катагенеза, осложнённого регрессивно-эпигенетическими процессами; а также под воздействием кислых гидротерм в областях развития магматизма. Всюду присутствие воды и низкие значения pH являются необходимыми условиями, но генезис вод может быть

самым разным: атмосферные, иловые диагенетические, элизи-онно-катагенетические, включая нефтяные; различные эндогенные гидротермы.

В каждом конкретном случае необходим стадийный анализ минеральных парагенезов в исследуемой толще горных пород, чтобы разобраться в источнике процесса каолинитообразования. Один из таких примеров приводила А.Г. Коссовская в 1980 г., подчеркнув различия каолинизации кор выветривания от областей пропитки почвы вулканогенными гидротермами. В первом случае мы наблюдаем в разрезе отчетливый профиль с нарастающей снизу вверх степенью каолинизованности (внизу, над разрушаемой коренной породой, залегает зона смектитов и смешанослойных образований, которые последовательно сменяются каолиновыми глинами вследствие регулярного промывания коры и выноса из неё щелочей, Mg^{2+} и Ca^{2+}). А в областях развития гейзеров и др. вулканогенных флюидов такой упорядоченности в смене глинистых минералов нет, т.к. гидротермы действуют импульсивно, а значения их pH при этом колеблются, вплоть до противоположных (щелочных) значений. Поэтому там зональность либо вообще не проявлена, либо местами она имеет противоположную коре выветривания последовательность: от каолинита внизу до смешанослойных и смектитовых минералов вверху разреза.

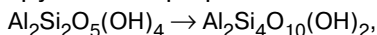
По структурным особенностям каолинитов из кор выветривания сегодня существует обильная литература. Ссылаясь на обобщение украинского литолога Ю.А. Русько по каолинам Украинского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕР), А.Г. Коссовская обращала внимание на разную степень совершенства структуры их кристаллических решеток в зависимости от состава минералов исходной (каолинизируемой) породы — матрицы. Каолиниты, образованные по гранитам, гранито-гнейсам и пегматитам характеризуются более высоким структурным совершенством по сравнению с каолинитами, сформировавшимися за счёт основных магматических пород. Самой низкой упорядоченностью обладают кристаллы, метасоматически заместившие основные плагиоклазы в анортозитах и лабрадоритах, потому что присутствие щелочноземельных катионов затрудняет синтез каолинита и неблагоприятно сказывается на совершенстве его структуры. Но несмотря на все эти флуктуации свойств минерала, обусловленные различиями его матрицы, в обстановках единого геологического разреза каолиновой коры

выветривания всегда в верхних горизонтах каолиновые минералы отличаются наилучшей упорядоченностью своих структур по сравнению с нижними горизонтами коры (тем самым отражается процесс направленного совершенствования, «вызревания» минерального вида на протяжении всей стадии гипергенеза).

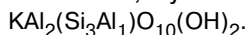
Стадиальные преобразования каолинита внутри осадочной оболочки при $T > 200^\circ\text{C}$ (т.е. на подстадии глубинного катагенеза и на стадии анхиметаморфизма, или метагенеза) сводится к трансформированию этого минерала в диккит. Он в шлифе, наблюдаемом в оптическом микроскопе, не отличим от хорошо окристаллизованного каолинита, и диагностируется только прецизионными методами. Впервые эту стадиальную трансформацию каолинита проследили В.Д. Шутов с соавторами на примере изучения разрезов семейства кварц-каолиновых пород палеозоя и рифея юго-восточных районов Русской плиты ВЕП. Там наблюдался направленный процесс вызревания диккита, проходящий через серию смешанослойных сростков каолинит-диккит, с постепенным убыванием каолиновой составляющей сверху вниз по разрезу. Аналогичные трансформации были вскоре выявлены В.Д. Шутовым и Т.В. Долматовой в палеозойских угленосных формациях Карагандинского и Печорского угольных бассейнов, В.В. Еремеевым — в Кизеловском бассейне на Урале, Г.В. Карповой (1972) — в зоне антрацитовых углей карбона Донбасса, а И.М. Симановичем вместе с В.В. Костылевой (1994) в девонских песчаных породах на севере ВЕП, возле прибортовых участков внутриконтинентальных рифтовых впадин, где проявились палеотемпературные аномалии.

Прежде минералоги связывали диккитизацию с проявлениями вулканической или гидротермальной активизации. Не исключая их влияния, литологи открыли еще один способ — региональные породные изменения на стадии метагенеза, где внутриформационные флюиды разогреваются до состояния горячих гидротерм.

На стадии зеленосланцевого метаморфизма диккит трансформируется в пиррофиллит:



а затем замещается диоктаэдрической слюдой-серицитом и, в конечном счете, мусковитом:



Главное условие этих процессов — термальные растворы с $T \geq 400^\circ\text{C}$, насыщенные катионами K^+ . Последние извлекаются из

минералов-доноров (в основном, из полевых шпатов) песчаных пород и кристаллических туфов. Н.В. Логвиненко в 1984 г. упоминал о случаях запаздывания процессов слюдизации при дефиците калия, ссылаясь на некоторые сланцы докембрия Украинского кристаллического щита ВЕП, у которых на ранних стадиях метаморфизма минералы каолинитовой группы всё ещё сохранялись.

На предметаморфических стадиях литогенеза (диагенез, катагенез), в случае обилия катионов Fe^{2+} , каолинит способен трансформироваться в триоктаэдрический минерал серпентинитового ряда — *бертьерин* (см. несколько ниже).

Формирование серпентинитовых минералов, которые являются антагонистами каолинитовой подгруппы в кристаллохимических и общегеологических аспектах, до недавних пор традиционно связывали только с гидротермальными (автометаморфическими, подводно-гальмиролитическими либо гипергенными) преобразованиями мантийных офиолитовых комплексов — дунитовых, пироксенитовых, перидотитовых и др. типов ультраосновных пород. Действительно, серпентиниты интенсивно развиваются по ультраосновным породам в глубоководных рифтовых впадинах дна океанов, а также в фрагментах океанической коры фанерозойских палеобассейнов, выведенных на поверхность современного эрозионного среза в складчато-надвиговых системах (например, в Закавказье, на Урале, Памире и др. местах). Сегодня, под влиянием лабораторных экспериментов по синтезированию хризотила, лизардита и антигорита (см. табл. 5.1) и сравнения этих результатов с геологическими наблюдениями, утвердилась гипотеза о формировании серпентинитов в результате гидратации твёрдых фрагментов ультраосновных пород. В.А. Дриц и А.Г. Коссовская (1985) сослались на опыты 1949г. Н.Л.Боуэна и О.Ф. Татла (Bowen N.L. and Tuttle O.F.), продемонстрировавшие лёгкость синтеза серпентинитов в гидротермальных условиях, когда верхняя температурная граница их образования составляет $500^{\circ}C$, возрастая всего лишь на $10^{\circ}C$ при росте P от 15 до 300 МПа. Впоследствии выяснились более низкотемпературные пределы синтеза хризотила и лизардита. Упомянутые исследователи посчитали это очень важным фактом, поскольку независимо от механизма образования серпентинитов, природный процесс протекает при значениях T , которые на много меньше, чем границы стабильности минерала. Здесь очевидна *главенствующая роль водных растворов*. А их генезис мо-

жет быть различным: связанным как с магматическими процессами, так и с океаническими или с метеорными водами.

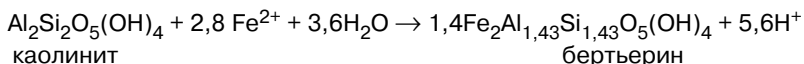
Полигенетичность серпентинитов теперь очевидна. Помимо вышеотмеченных, развитых по ультрабазитам, их разностей, бывают серпентиниты *седиментационно-диагенетической природы*, возникшие из насыщенных магнезиальных рассолов в эпиконтинентальных солеродных бассейнах. Такие серпентиниты известны, например, среди карналлитовых отложений немецкого цехштейна (верхняя пермь). Широкое развитие аутигенных серпентинитов в парагенезе с талькоподобными минералами выявила ученица А.Г. Коссовской Т.Н. Соколова (1982) среди калий-магниево-солей верхнепермского Индерского бассейна (Южное Приуралье). К этим парагенезам мы вернемся в следующем разделе.

Ещё один (к нашей теме не имеющий прямого отношения) способ серпентинизации связан с процессами метаморфизма. В 3-м томе монографии У.А. Дира, Р.А. Хауи и Дж. Зусмана «О породообразующих минералах» (1966) указывается, что находки серпентинов известны в метаморфизованных силицитизированных доломитах. Их генезис связывается со взаимодействием глубинных гидротермальных магнезиальных растворов с силикатным веществом исходных метапород.

Генезис *бертьерина* заслуживает особого рассмотрения, т.к. принадлежа к серпентинитовому ряду, этот минерал долгое время не обособлялся от 14 \AA *шамозитов*, которые являются представителями железистых хлоритов (см. ниже). Но бертьерины, которые по формульному составу и по своим оптическим признакам (зелёные окраски, высокий положительный рельеф и очень низкие, тёмно-серые цвета интерференции с $n_g - n_p \leq 0,007$) весьма похожи на шамозит, отличаются от него принципиально: двуслойным строением своей решётки и межплоскостным расстоянием порядка 7 \AA .

Бертьерин ныне обнаружен во многих терригенно-глинистых отложениях, богатых гидрооксидами железа. Он находится и в оолитовых («икряных») железных рудах лагунно-прибрежно-морского генезиса различных возрастов — начиная от неогенового в Керченском месторождении (Дриц, Коссовская, 1984,а) до мезозойских Западной Европы и раннепалеозойских Канады (Мейнард, 1985). Там бертьерин присутствует в парагенезе с каолинитом, шамозитом и сидеритом, будучи сформированным на раннедиагенетической стадии литогенеза.

Конкретный способ формирования упомянутого минерала был в деталях объяснен зарубежными геохимиками и литологами. Они доказали возможность возникновения бертьерина на основе каолининовой матрицы, то есть в результате процессов трансформирования кристаллических решеток кластогенных глинистых (каолининовых) частиц со вхождением туда железа из коллоидов, которые были адсорбированы этими же частицами. Остальные катионы и анионы не поступали извне, а перегруппировались внутри данной системы:



Первичный бертьерин, вероятнее всего, пребывал в скрытокристаллической форме, совершенствуя свою структуру в ходе диагенеза. Геохимические обстановки его формирования отличались среде от слабокислой до слабощелочной (но со значениями pH ниже тех, что потребны для генерации глауконита), при Eh от +0,4 до -0,4. До недавних пор считалось, что этот минерал не характерен для современных морских отложений, однако ныне стало известно, что он распространен в Атлантическом мелководье и на глубинах до 150 м на участках наличия теплых течений вдоль Западно-Африканского побережья, в полосе между 10° северной и южных широт (включая дельту р. Нигер). Там бертьерин развит в парагенезе с привнесенными с суши каолинитом и иллитом. А глауконит, который своим внешним обликом (в петрографических шлифах) бывает похож на описываемый минерал, распространен там же в современных и древних отложениях, как правило, мористее (данные Д.Х. Порренга, 1967 г. — Porreng D.H.).

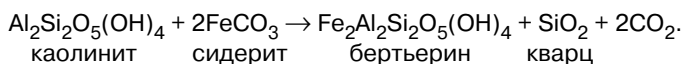
Разновидности бертьерина более позднего генезиса — образованного на стадии катагенеза палеогеновых и триасовых угленосных формаций Японии, погружавшихся на глубины до 3 км и подвергшихся воздействиям $T =$ от 65° до 150°С (согласно «палеотермометрам» — замерам отражательных способностей витринита углей) — описали в 1982 г. геологи А. Ииджима и Р. Матсумото (Iijima A., Matsumoto R.). Бертьерин в исследованных ими отложениях встречался в виде конкреций, линз и прожилков в каолинит-сидеритовых глинистых сланцах, подстилающих угольные пласты.

Под микроскопом было установлено и микрозондовыми замерами химических составов минеральных компонент в этих

образованиях доказано, что рассматриваемый нами минерал замещает крупные чешуи и криптокристаллическую каолинитовую массу глинистых пород, а также он образуется по кристаллам и розетковидным диагенетическим сросткам сидерита. Т.е. стадия формирования бертьерина была явно постдиагенетической. Катагенетический этап его формирования подтверждает также факт заполнения бертьерином и кварцем секущих прожилков альпийского типа.

Микрозондовые анализы показали явную зависимость изменчивого формульного состава бертьеринов от той матрицы, по которым они сформированы. В частности, в бертьеринах, которые заместили более ранний сидерит, было зафиксировано наиболее высокое содержание Mg^{2+} в октаэдрических позициях кристаллической сетки и наименьшее изоморфное замещение Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрических ячейках. Более высокие содержания Al^{3+} и в тетраэдрах, и в октаэдрах оказались свойственны посткаолинитовым бертьеринам. А бертьерины из альпийских жилков всюду отличны от прочих своей повышенной железистостью.

Японскими исследователями, на основании этих стадийальных наблюдений, предложена следующая обобщенная схема реакции формирования бертьерина:



Вероятность такой реакции подтверждается не дедуктивными умозрительными расчетами, но реализованным на практике стадийным анализом минералогенеза. Развивая его, А. Ииджима и Р. Матсумото констатировали, что при движении сверху вниз по разрезу (т.е. в области нараставших Т) наблюдалось возрастание содержаний бертьерина и кварца, одновременное с уменьшением часты встречаемости сидерита и каолинита, что хорошо объясняла вышеприведённая формула химической реакции. И ещё одно подтверждение её вероятности было найдено в районе, где на ту же угленосную формацию воздействовало тело гранитоидной интрузии. Там по мере приближения к магматическому телу была зафиксирована смена каолинитовых сланцев с бертьериновыми конкрециями на кварцево-пиррофиллитовые сланцы с 14 Å шамозитом (последний, очевидно, трансформационно заместил бертьеринен).

Ссылаясь на эти и др. примеры, В.А. Дриц и А.Г. Коссовская подчеркнули важность систематизации данных о изоморфных

составах и кристаллохимических особенностях минералов бертьериновой группы, что до сих пор не сделано, исключая сведения самих этих авторов. Я процитирую их дословно.

«Отмечаются следующие особенности: широкие вариации отношения Si/Al (от 2–3 до < 1) и разнообразие соотношения октаэдрических катионов Fe^{2+} , Al и Mg , среди которых абсолютно доминирует Fe^{2+} . Несмотря на отсутствие чётких структурных характеристик, химический состав бертьеринов в известной степени отражает условия их генезиса. Бертьерины современных осадков выделяются максимальной кремнистостью ($\text{Si}/\text{Al}=2\div 3$). В октаэдрах помимо Fe^{2+} в переменных количествах присутствует Mg и Al , причем *повышенное содержание Mg характерно для бертьеринов, образующихся в морских обстановках* (курсив наш — авт.). Состав бертьеринов, видимо, существенно определяется матрицей, по которой он образуется. Так, бертьерины, метасоматически замещающие каолиниты, отличаются очень низким (< 1) значением Si/Al » (Дриц, Коссовская, 1984, а, с.20).

5.3. Группа тальк-пирофиллита

Минералы этой группы редко бывают породаобразующими, а потому рассматриваются здесь кратко.

Генерация пирофиллитов — диоктаэдрических минералов с решёткой 2:1 и химическими составами: $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ и $\text{Fe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ формируется в узком диапазоне низких значений pH, подобно минералам каолиновой подгруппы, но, в отличие от них, реализуется без активного участия воды и под влиянием главным образом термального фактора, при $T > 200^\circ\text{C}$. Выше говорилось о том, что пирофиллиты возникают при метаморфическом преобразовании кварц-каолиновых обломочных пород. Другим генетическим типом данного минерала служат пирофиллиты, ассоциирующие с каолинитом и диккитом в древних гидротермальных комплексах вторичных кварцитов.

Формирование тальков — минералов триоктаэдрических — $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, осуществляется, подобно серпентинам, в глубоко щелочных обстановках, где реагентоспособны магний и кремнезём. Известно три основных генетических типа талька. Первый — связан с гидротермальными преобразованиями офи-

олитовых комплексов. Второй, контактово-метаморфический тип талька возникает в доломитах на экзоконтактовой зоне интрузивных тел кислотного состава. Третий тип (менее известный в геологии) — это низкотемпературные постседиментационные тальки карбонатно-эвапоритовых комплексов. Они были открыты и описаны в парагенезе с серпентиновыми минералами в Индерском позднепермском солеродном палеобассейне Т.Н. Соколовой и др. (1976) — см. выше. Эти тальки отличны от иных, высокотемпературных разновидностей наличием в своей кристаллической структуре разбухающих (водосодержащих) слоёв, а также характеризуются большой химической однородностью и почти полным отсутствием замещения Mg на Fe в октаэдрических позициях.

5.4. Группа смектитов

Это одна из самых распространенных в верхних слоях осадочной оболочки Земли и самых изоморфно изменчивых категорий слоистых силикатов. Для геологов, ведущих стадияльные геоминералогические исследования, смектиты особенно интересны тем, что характеризуются легкостью трансформаций и эфемерностью кристаллической структуры, чутко реагирующей на малейшие изменения окружающей среды. «...Они часто являются той первичной кристаллической фазой, с преобразования которой начинается история возникновения целой группы породообразующих минералов» (Дриц, Коссовская, 1990, с. 19).

Смектиты 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 содержится в вышеупомянутой монографии В.А. Дрица и А.Г. Коссовской, 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 Na^+ , Ca^+ , Mg^{2+} и др. и молекулами ОВ способны легко проникать в межслоевые промежутки кристаллической ре-

шетки смектитов, раздвигая при этом на 2–3,5 Å пакеты силикатных слоев, которые не имеют между собой столь прочных связей, какие свойственны каолинитам, слюдам и др. минералам.

Каждый смектитовый пакет силикатных слоев 2:1 состоит из комбинации двух тетраэдрических решеток и одной промежуточной между ними — октаэдрической (см. рис. 5.3.). Такая конструкция пакетов исключает наличие водородных связей между ними внутри кристалла. Одинаковые анионы O^{2-} и OH^- находятся друг против друга на границах между пакетами. А потому кристаллическая структура смектитов лабильна.

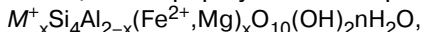
В осадочных отложениях господствуют диоктаэдрические разности этих минералов. Триоктаэдрические смектиты до недавнего времени к породообразующим не относились, но новые сведения заставили пересмотреть это мнение. Оказалось, что эти минералы широко развиты в продуктах гидротермально-гальмиролитического преобразования базальтоидов океанского дна. Кроме того, стали известными сведения о том, что триоктаэдрические магнезиальные смектиты характерны для осадков высокоминерализованных эвапоритовых бассейнов — таких, как озера содового типа западных штатов США и Восточной Африки. Таким образом, эти минералы полигенетичны.

Диоктаэдрические смектиты еще более полигенетичны. Их можно встретить в корах 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 Fe^{3+} -Al-смектиты (формирование которых связывается с разложением базальтовой кластики); для металлоносных осадков рифтовых областей морей и океанов свойственны нонтрониты, или высокожелезистые Fe^{3+} -смектиты.

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

Прежде, чем пояснить это, напомним, что в составе диоктаэдрических разностей смектитов выделяются: собственно *монтмориллониты*, *бейделлиты* и *нонтрониты*.

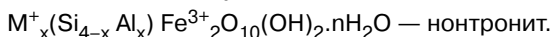
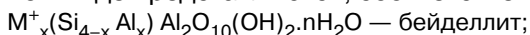
Обобщенная формула монтмориллонита такова:



где M_x — так называемые обменные катионы типа Na и др.

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 трехвалентный алюминий. Их формулы в идеализированном виде представляются, соответственно, как:



Все вышеперечисленные минералы подразделяются на две группы: низко- и высокозарядные. При этом в названиях минерала 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.

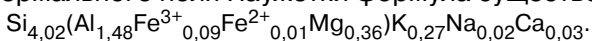
Нонтронитовые минералы, в отличие от предыдущих, бедны октаэдрическими катионами алюминия. Поэтому среди них были выделены подгруппы, в первую очередь, в зависимости от величин общего слоевого заряда. В случаях, когда последний локализован в октаэдрах, соответствующие разновидности предлагалось именовать: тетракремнийнонтронит или высокозарядный тертакремнийнонтронит (железистые аналоги монтмориллонитов и высокозарядных монтмориллонитов). Если же

заряд концентрировался в тетраэдрах вследствие частичного замещения Si на Al, выделялись собственно нонтрониты (железистые аналоги бейделлитов). А когда тетраэдрический заряд был обусловлен замещением Si на Fe^{3+} , то такая достаточно редкая разновидность именована тетраферринонтронитом (Дриц, Коссовская, 1990, табл. 6, с. 27).

Оказалось, что все кратко перечисленные разности смектитов в современных осадках *подчиняются определенному фациальному контролю*. Он (этот контроль) обусловлен целым рядом факторов. Во-первых, состав смектитовых октаэдрических катионов во многом определяется составом исходной породы или исходного минерала-донора. Так, по данным книги (Дриц, Коссовская, 1990, табл. 14, с. 63) приводятся пересчеты формул смектитов, возникших за счет разных минералов в коре выветривания докембрийских гнейсов острова Ольхон на Байкале. Оказалось, что в совершенно одинаковых условиях плагиоклазы были замещены монтмориллонитом, а амфиболы — тетраферринонтронитом. Наследование кристаллохимическими характеристиками смектитов состава материнских пород давалось и на примере профилей выветривания тропических почв Африки (см. там же): по граниту развивался смектит $(Si_{3,59}Al_{0,42})(Al_{1,33}Fe^{3+}_{0,49}Mg_{0,21})$, а за счет базальта — $(Si_{3,11}Al_{0,89})(Al_{0,95}Fe^{3+}_{0,81}Mg_{0,28})$.

Другая важная закономерность состоит в том, что распределение и величина заряда 2:1 слоев в структуре минерала зависит от pH среды и от температуры их образования. Все смектиты (будучи в этом отношении антагонистами минералов каолиновой 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, чем прочие смектиты. В качестве примера А.Г. Коссовской приводятся сравнения монтмориллонитовых глин мезозойской угленосной толщи Вилюйской впадины на восточной окраине Сибирской платформы (Якутия) и из геотермального поля Паужетки (Камчатка), где смектиты тесно ассоциировали с каолиновыми глинами.

В глине угленосного комплекса Якутии формула смектита такова: $Si_{3,98}Al_{0,02}(Al_{1,50}Fe^{3+}_{0,18}Fe^{2+}_{0,07}Mg_{0,25})K_{0,08}Na_{0,06}$, а в глине геотермального поля Паужетки формула существенно иная:



Их сопоставление показывает, что в первом из приведенных здесь случаев часть кремнезёма в тетраэдрической позиции изоморфно замещена алюминием. 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 смектита Паужетки 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 (Дриц, Коссовская, 1990, с. 65).

На примерах изучения тропических почв вышеупомянутыми исследователями было также 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 солодизированных и застойных 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 не происходят и формируются обычные нонтрониты.

Помимо величины заряда и степени железистости, к индикаторным признакам рассматриваемых минералов относится состав межслоевых (обменных) катионов M^+ . 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. Объяс-

няется это тем, что калий на континенте интенсивно поглощается корневой системой растений, а в океане растительный «конкурент» по сорбированию катионов K^+ отсутствует.

Из этих отрывочных примеров следует, что *сметиты 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 рассматриваемого 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

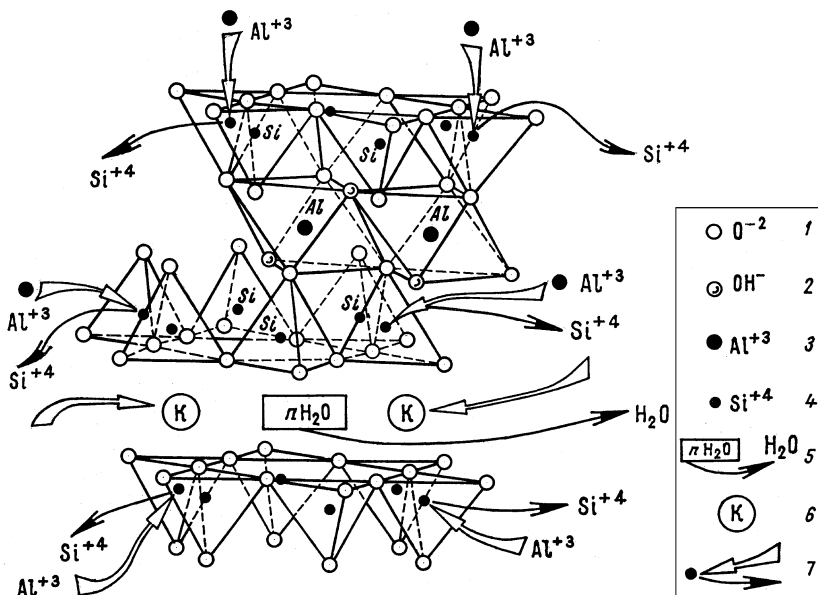


Рис. 5.6. Принципиальная схема процесса трансформирования кристаллической решетки монтмориллонита в иллитовую:

1–2 — анионы в вершинах тетраэдрических и октаэдрических позиций;
3–4 — катионы внутреннего выполнения этих позиций; 5 — межслоевая молекула воды (вместе с ОВ и обменными катионами); 6 — катион калия;
7 — направления миграции компонентов, привносимых в кристаллическую решетку (полая стрелка) и выносимых из нее (черная стрелка).

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. 5.6. и 5.7.) либо хлоритов. Он осуществляется через промежуточные, или смешанослойные 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 кое-где до 1–2 км, наблюдается последовательное сокращение частоты встречаемости лабильных смектитовых пакетов вплоть до полного их исчезновения.

Об универсальности данного явления заявили В.Д. Шутов, Б.А. Дриц и Б.А. Сахаров в 1971 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

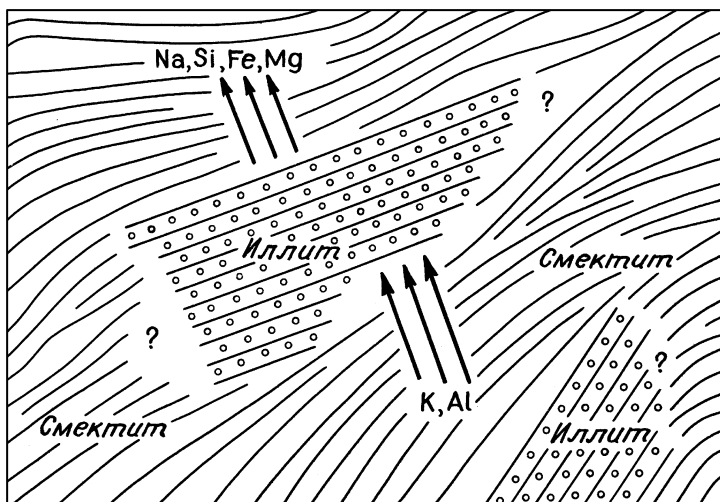


Рис. 5.7. Схема формирования слюдяных (иллитовых) пакетов в смектитовой матрице, по итогам электронографии (Дриц, Коссовская, 1990).

пор принципиально те же данные, не зависящие от возраста и местонахождения пород, но разнящиеся лишь интервалами абсолютных глубин их погружения, были получены многими литологами: Н.В. Логвиненко; И.Д. Зхусом и В.В. Бахтиным (1979), Г.В. Карповой (1972), З.А. Кривошеевой и др. (1977), а также зарубежными учёными Дж. Берстом, М. Пауэрсом, Дж. Хауэром и др. (см. в книгах Холодова, перечисленных выше, в главе 3).

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 смектита, помимо температуры, влияет множество иных факторов: возраст породы, составы ее обломочных минералов, органических веществ, флюидов и др.

Следует подчеркнуть важную роль влияния на трансформационный процесс состава обломочных компонент 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 гиалокластика — служили основными поставщиками магния и железа. И действительно, массовая гидрослюдизация смектита 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.

Веские доказательства, еще раз подтвердившие справедливость вышесказанного, дали комплексные исследования Дж. Хауэра (J. Hower) с соавторами в 1976 г. на скважине, вскрывшей до глубины 6 км непрерывный разрез пород миоценового и олигоценного возраста в заливе Куост штата Техас в США. Они установили, что источник привноса терригенного вещества в бассейн седиментации за весь упомянутый период времени был единым, вследствие чего исходные минералогические и химические составы исследуемых образцов пород оказались стабильными. Это очень важно для подтверждения корректности вывода о том, 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 (до 10%) содержания кварца и хлорита. Химический состав глин при этом не менялся, за исключением уменьшения количества СаО, 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 мельче 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 15 до 29%) параллельно с некоторым уменьшением количеств SiO_2 , MgO и Fe_2O_3 .

Авторы этого исследования доказывали, что процесс иллитизации является твердофазным, произошедшим по схеме: смектит + К + 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. Хауэра с соавторами в пользу версии о постседиментационности механизма гидрослюдизации. Довод основывался на отдельных анализах содержания радиогенного аргона в породе и ее тонких фракциях. В интервале глубин 1880–3700 м кажущийся К/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 К для иллитовых слоев в иллит-смектитах являются корродированные в крупных фракциях калиевые полевые шпаты и биотиты. Увеличение в тонких фракциях радиогенного Ar с глубиной как бы свидетельствует о том, что среднее время погружения изученных пород равнялось примерно 18 млн. лет (Дриц, Коссовская, 1990, 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 SiO_2 . Возможен также переход в раствор кальция, если только он изначально входил в состав обменных катионов (Холодов, 1983). Это способствует возникновению зон аномально-высоких пластовых давлений флюидов (там, где в разрезе преобладают глинистые породы над песчаниками или карбонатами); а те, в свою очередь, могут привести к формированию таких вторичных текстур, как нептунические 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* (Габлина, 1983; Холодов, Кикнадзе, 1989 и др.).

Итак, прецизионные исследования смектитов и продуктов их трансформаций могут дать ценную информацию об условиях и стадиях литогенеза в древнем осадочном бассейне. Даже самая обычная рентгендифрактометрия может показать уровни смены этих минералов смешанослойными и другими образованиями в геологическом разрезе. Зачастую эти уровни приблизительно отвечают переходной зоне между слабым (начальным) и глубоким (поздним) катагенезом.

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. Они могут мигрировать вверх или вниз под влиянием многочисленных, упоминавшихся выше факторов. Приведем еще один пример.

В середине XX века А.Г. Коссовская 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 и В.В. Бахтин в 1979 г. показали, что данный процесс может активизиро-

ваться 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 pH. А 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 замедляться и осуществляться ниже по разрезу, чем в иных породах. 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.

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 времени 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 на стадии катагенеза 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.

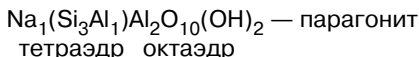
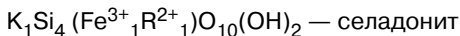
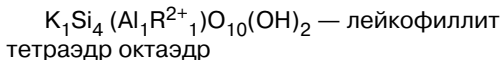
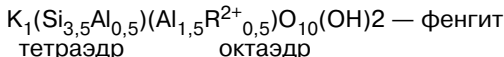
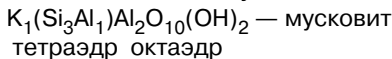
5.5. Группа диоктаэдрических слюд

Минералы этой группы 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 железистые слюды).

Их кристаллические решётки так же, как у смектитов, построены по типу 2:1, но, в отличие от смектитов, здесь во многих тетраэдрах Si^{4+} изоморфно замещен на Al^{3+} , а утраченный положительный заряд компенсирован межслоевым катионом K^+ , обеспечившим стабильность конструкции решётки и постоянство её диагностического параметра — межслоевого интервала с размером около 10 Å.

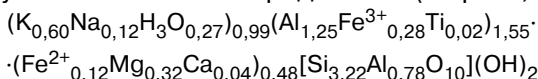
Обобщенная структурная формула слюд может быть записана, как: $\text{M}_1\text{R}_{2-3}\text{T}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, где М — это межслоевой катион K^+ либо заместившие его Na^+ , NH_4^+ ; Т — тетраэдрические катионы Si, Al, Fe^{3+} ; R — октаэдрические катионы Al, Fe^{3+} для диоктаэдрических слюд (сумма их равна 2) или Fe^{2+} , Mg^{2+} для триоктаэдрических слюд (сумма — 3) (Дриц, Коссовская, 1991, с. 31).

Глинистые частицы имеют весьма разнообразные формульные составы вследствие распространенности изоморфизма, но все они как бы стремятся к идеализированным химическим составам нижеследующих минералов.



$\text{Ca}_1(\text{Si}_2\text{Al}_2)\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ — маргарит
тетраэдр октаэдр

Характерной особенностью тонкодисперсных диоктаэдрических слюдястых минералов глин является то обстоятельство, что в их структурах не все межслоевые позиции замещены калием и др. катионами. Их недостаток компенсируется межслоевыми кислородно-водородными группировками H_nO . При $n = 1$ и 2 мы получаем гидроксил или молекулярную воду, а при $n = 3$ появляется оксонит $(\text{H}_3\text{O})^+$. Из-за этого формулы глинистых компонент получаются сложными вроде такой (Нырков, 2006):

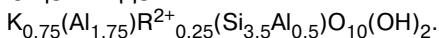


Такие минералы в отечественной литературе традиционно именуют **гидрослюдами**: гидромусковитом, гидрофенгитом, гидролейкофиллитом и др. В англоязычных работах используют иной термин — **иллиты**. Недавно номенклатурный комитет по слюдам Комиссии по новым минералам Международной минералогической ассоциации предложил исключить название «гидрослюда», заменив его термином: «слюды с дефицитом межслоевых катионов».

Российские минералоги не все согласны с этим (Нырков, 2006), указывая на приоритетность изначальной терминологии: гидромусковит был открыт А. Джонстоном (Jonston A.) еще в 1989 году, а «гидрослюда» как обобщающее понятие всегда означало любую слюду с повышенным содержанием воды. И сейчас в литологической литературе большинством российских геологов названия «диоктаэдрические гидрослюда» и «иллиты» принимают как синонимы, хотя на самом деле между ними есть тонкие различия. В.А. Дриц и А.Г. Коссовская (1991) название «гидрослюда» используют применительно к смешанослойным слюда-сметитовым разностям (со значительным содержанием лабильных слоёв в кристаллических решётках), и в зависимости от их формульных составов именуют эти минералы, как «гидрослюда иллитового либо Fe-иллитового, либо глауконитового состава». Все прочие разности именуют иллитами.

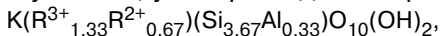
В настоящее время термин «иллит» в зарубежной литературе имеет дуалистическую трактовку: 1 — для описания всей группы дисперсных диоктаэдрических слюдястых минералов и 2 — для характеристики определённой минеральной разновидности, которая относится к диоктаэдрической Al-содержащей

слюде, но отлична от классического мусковита, во-первых, присутствием фенгитового компонента (наличием двухвалентных катионов Fe^{2+} или Mg в октаэдрах и понижением степени замещения Si на Al в тетраэдрах) и наличием дефицита межслоевых катионов K от 0,2 до 0,4 в расчётах на формульную единицу (ф.е.). Упорядоченная формула иллита представляется в нижеследующем виде:



А.Г. Коссовская и В.Д. Дриц типизировали минеральные виды иллитов, используя при этом два существенно важных параметра: 1 — степень железистости $K_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}_{\text{VI}})$ и 2 — политипию. При вычислении K_{Fe} используют данные о количествах Fe^{3+} и Al^{3+} в октаэдрах, в расчёте на ф.е. Согласно этим параметрам выделяются: *собственно иллиты* с K_{Fe} от 0 до 0,2; *Fe-иллиты* с K_{Fe} от 0,2 до 0,4 и *глаукониты* с $K_{\text{Fe}} > 0,4$.

Глаукониты, у которых идеализированная формула такова:



где R^{3+} отвечает Fe^{3+} , а R^{2+} — Fe^{2+} или Mg , характеризуются ещё следующей особенностью: у них всегда $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}$ и обычно $\text{Mg} > \text{Fe}^{2+}$; а величина параметра b ячейки превышает $9,06\text{\AA}$. По мнению В.А. Дрица и А.Г. Коссовской (1991), типичные разновидности этого минерала должны быть монофазными, то есть без разбухающих межслоев. А образцы с разбухающими межслоями следует описывать как смешанослойные. У них величина слоевого заряда всегда ниже, чем у истинных слюд. Максимальное значение заселённости глауконитовых межслоевых позиций катионами обычно не превышает 0,9 в расчёте на ф.е., а нижний предел слоевого заряда для неразбухающих глауконитов, по видимому, не опускается ниже 0,8 на ф.е.

Для нас глаукониты особо интересны тем, что в отличие от остальных слюд, они имеют строго детерминированный генезис. *Глаукониты формируются только в морских илах, в процессе их гальмиролиза* (см. выше) в щелочной и слабо окислительных средах и при обилии животного и бактериального ОВ, на глубинах от 50 до 200 м (неритовая область внешнего шельфа), а затем перемещаются течениями в разные места, в том числе и на большие глубины — до 1200–1500 м.

Механизму возникновения глауконитов посвящено множество исследований, но до сих пор окончательные точки над i еще не расставлены, хотя многое стало очевидным. Очевидны, например, разные способы формирования этого минерала. Один

из них, наблюдаемый непосредственно в петрографических шлифах, состоит в трансформационном замещении глауконитом терригенных биотитов и др. триоктаэдрических слюд. Постепенная их глауконизация бывает заметна очень явно. Известны еще случаи метасоматического замещения глауконитом мелких (мельче 0,05 мм) обломков кристаллических зерен различных силикатов — роговых обманок, плагиоклазов и др., а также пепловых частиц вулканического стекла.

Другой механизм глауконизации — это синтез из иловых растворов SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ и др. О наличии такого синтеза свидетельствуют микроструктуры комочков (глобуль) этого минерала, размеры которых в поперечнике достигают иногда 0,1–0,25 мм (рис. 5.8.); на их поверхностях сохраняются характерные *трещинки синерезиса*, которые описаны химиками при лабораторных экспериментах — результаты обезвоживания гелевых сгустков, которые затем раскристаллизуются и, сокращаясь в объеме, покрываются трещинками, по облику своему подобным таковым на поверхности комочков запеченного хлебного теста. Такие разновидности глауконитовых агрегатов заполняют в глинисто-карбонатных отложениях норки зарывающихся животных, а также выполняют полости раковин погибших фораминифер.

Недавние исследования зарубежных и отечественных литологов и палеонтологов привели их к выводам о том, что в низкотемпературных обстановках химический синтез глауконитовых включений обеспечивают интенсивные бактериальные процессы

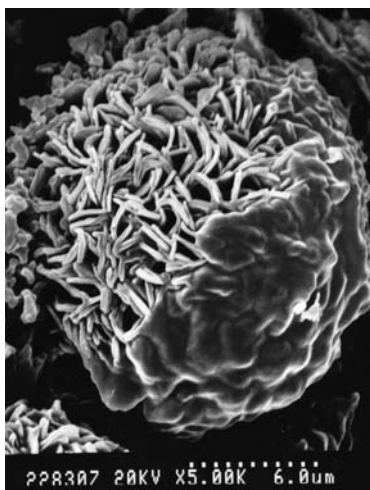


Рис. 5.8. Глобулярный агрегат глауконита. Фотография скола в растровом электронном микроскопе. Заметна бугристая поверхность (результат синерезиса), а на поперечном сколе виден лепидогранулообразный агрегат разноориентированных минеральных частиц; их синхронно-совокупное «погасание», «полупогасание» и «просветление» в поляризационном микроскопе, при скрещении николей, обеспечивает оптический эффект агрегатной поляризации, благодаря которой при вращении предметного столика зерно глауконита не меняет свои интерференционные цвета.

при наличии в осадке больших количеств разлагаемых этими бактериями ОВ.

Новообразованный глауконит из зон гальмиролиза разносится донными течениями (вероятно, по этой причине горизонты с повышенными содержаниями глауконитов тяготеют к участкам стратиграфических перерывов и трансгрессивных слоев в геологических разрезах древних морских отложений). В результате механической дифференциации могут возникнуть пласты, нацело сложенные из глауконитовых глобуль. Наглядным примером служат слои пакерортского горизонта ордовика Прибалтики, где скопления глауконитов находятся в тесном парагенетическом единстве с отложениями фосфатного раковинного детрита брахиопод рода *Obolus* (так называемых «оболовых фосфоритов»). Такие глауконитовые породы по своим структурным признакам гомологичны мелкозернистым или тонкозернистым песчаникам (под микроскопом видны плотно упакованные овальные глобулы мелко— или тонкопсаммитовых фракций), однако по своему вещественному составу это глины с небольшой примесью кварцевых песчаных обломков и осколков фосфатных створок раковин. Учитывая своеобразный облик таких пород, применительно к ним используется термин: *глауконититы*. Надо помнить, что это не песчаники, а глины с агрегатно-псаммитовыми макроструктурами.

Однако в тех случаях, когда содержание кварцевых и полевошпатовых зерен в этих слоях превысит уровень 50%, к ним следует применять термин: *глауконито-кварцевые* или *глауконито-полевошпато-кварцевые* песчаники.

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

Внешне похожий на глаукониты *селадонит* относится тоже к индикаторам морских обстановок. Однако генезис его несколько иной: этот минерал чаще всего возникает в процессе подводно-гальмиролитического преобразования излившихся на дне базальтоидов (см. в главе 13). Критерии отличия этого минерала от глауконита, до сих пор не во всем ясные, были сформулированы в 1978 г. Номенклатурным комитетом при

Международной ассоциации по изучению глин следующим образом (Дриц, Коссовская, 1991, с. 35). Идеальная формула: $\text{KMgFe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, в которой допустимо органическое замещение Si на Al или Fe^{3+} в количестве от 0 до 0,2 атомов на ф.е. Для селадонитов характерны острые полосы поглощения на инфракрасных спектрах и значения параметра кристаллической ячейки $b \leq 9,06 \text{ \AA}$ (меньше глауконитового). А отрицательный октаэдрический заряд не должен быть ниже 0,70 в расчете на ф.е. Этот отрицательный заряд в селадонитах практически целиком сосредоточен в октаэдрических сетках 2:1 слоёв, тогда как в глауконитах он распределен примерно поровну в тетраэдрах и октаэдрах.

Анализ множества химических анализов дал основания В.А. Дрицу и А.Г. Коссовской говорить о *возможности существования непрерывной серии изоморфных замещений в ряду от селадонита к глаукониту*.

Между этим минеральным рядом и Al-слюдами известна большая группа минералов промежуточного состава, которые называются различными исследователями *железистым иллитом*, или глауконитовым иллитом. По сути это образования фенгитовой группы. Многие из них бывают связаны с осадками эвапоритовых обстановок седиментации. Т.Н. Соколовой и А.Г. Коссовской Fe-иллиты были детально изучены в отложениях кунгурского яруса и верхнеказанского подъяруса перми Южного Приуралья, и в девоне северо-западных районов Русской плиты ВЕП. В обоих местах Fe иллиты находились среди осадков мелководно-морских и озёрных засоляющихся водоёмов, и сочетались в разрезах с доломитовыми мергелями, доломитами и гипсами. Они были также обнаружены в пермских и девонских породах Солегорского месторождения калийных солей.

Заслуживает внимания ещё один, весьма редкий вид иллитов, который в 30-х годах XX в. был искусственно синтезирован в лабораториях, а ныне обнаружен В.А. Дрицем в глинистых илах Северного и Баренцева морей и затем выявлен и И.Е. Стукаловой, В.В. Петровой и др. (2000), в глинах некоторых угленосных свит палеозоя на Урале — это *тобелит*. У него в кристаллической решётке катионы калия в большинстве своём замещены группой NH_4 . Её проникновению в кристаллическую структуру иллита способствуют сочетания глинистых илов с большими массами трансформируемого на стадиях диагенеза и катагенеза ОВ. Дегазация органических компонент обеспечивает про-

цесс тобелитизация иллитовых осадков. Поэтому наличие тобелита в морских отложениях рассматривается как индикатор вероятной нефтегазоносности нижележащих осадочных свит. Присутствие тобелита в угленосных свитах тоже вполне закономерно. Этот минерал предстоит ещё открывать в ряде мест заново, потому что микроскопически он не отличим от обычного иллита, а диагностируется только с помощью прецизионных методик.

В любой осадочной породе иллиты и гидрослюды могут быть полигенетичны — представлены привнесённым в СБ обломочными частицами, местными седиментогенно-диагенетическими, катагенетическими и посткатагенетическими разновидностями. Общими особенностями для седиментогенно-диагенетических компонент являются: 1) высокое содержание Si^{4+} в тетраэдрах, обусловившее низкий тетраэдрический заряд (0,2–0,6); 2) слабо упорядоченные политипные структуры 1Md; 3) присутствие разбухающих слоев в структуре минералов; 4) высокое содержание Mg, Fe^{2+} и Fe^{3+} . Все эти особенности могут быть унаследованными от первичной фазы монтмориллонита, которую, по видимому, проходят многие гидрослюды и иллиты при своем формировании в диагенезе и в раннем катагенезе, хотя не исключается возможность седиментационной природы некоторых гидрослюд, совершенствующих свою кристаллическую структуру при катагенезе.

Здесь уместно информировать читателя о политипии — чрезвычайно важной типоморфной особенности рассматриваемых минеральных видов. Полиморфной разновидностью 1Md соответствует структура кристаллической сетки, у которой все слои имеют одинаковую азимутальную ориентировку. В слюдах полиморфной модификаций $2M_1$ и $2M_2$ соседние слои развернуты относительно друг друга соответственно на $\pm 120^\circ$ и 60° , тогда как в 3Т-модификации каждый последующий слой развернут относительно предыдущего на 120° («винтовая лестница»).

Возникновению модификаций $2M_1$ способствует, в первую очередь, термальное активизация. Поэтому иллиты с такими параметрами начинают возникать путём трансформирования исходных гидрослюд 1Md на стадии глубинного катагенеза, и становятся преобладающими на стадии метагенеза. Модификация $2M_2$ формируется при ещё больших P-T воздействиях на породу (гидротермальные процессы), а слюды 3Т наблюдались в поро-

дах, которые испытали P_{st} — динамометаморфизм при умеренных T режимах.

Параметры диоктаэдрических слюд, находящиеся в зависимости от их генезиса и постседиментационных преобразований, В.А. Дриц и А.Г. Коссовская синтезировали на нижеследующей наглядной диаграмме (рис. 5.9.). Здесь на оси абсцисс нанесены значения K_{Fe} , а на оси ординат — величины Al_{IV} , т.е. то количество алюминия (в ф.е.), которым замещён кремнезём в тетраэдрических позициях. Иными словами, это величина «тетраэдрического заряда» в кристаллической решётке слюды (иллита, гидрослюды). Политипия на данной диаграмме не отражена, и добавляется только в словесных характеристиках минеральных видов.

Итак, мы видим, что на представленной диаграмме чётко обособились две группы полей фигуративных точек, символизирующих проанализированные образцы вещества из глин и аргиллитов различного происхождения. Все не измененные процессами глубинного катагенеза, метагенеза и метаморфизма образования попадают ниже горизонтального пунктира, который отвечает максимальному тетраэдрическому заряду 0,62.

Рис. 5.9. Кристаллохимическая характеристика диоктаэдрических слюд (по Дриц, Коссовская, 1991); оконтурены поля минерала определенного генезиса:



I — Al-гидрослюды и иллитов политипной модификации 1M-1Md, неизмененных катагенезом, II — ферроиллиты; III — глаукониты; IV — Al-иллиты 1M-1Md из катагенетически 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.

Это поля (см. рис. 5.9.): I — гидрослюд и иллитов политипной модификации 1Md, II — ферииллитов, III — глауконитов и VII селадонитов совместно с лейкофиллитами. Другая группа полей: IV — Al-иллитов из зон глубинного катагенеза, V — из зон начального метаморфизма и VI — Al-иллиты гидротермального генезиса — характеризуется резкими повышениями тетраэдрических зарядов (от 0,6 до 1,1) и общим уменьшением железистости, K_{Fe} от 0,2 до 0.

В мощных разрезах осадочных толщ, там, где прослеживается смена зон слабого катагенеза глубоким, а затем метагенезом, многократно наблюдалась одинаковая тенденция в преобразовании гидрослюд и иллита. По мере нарастания глубинно-катагенетических преобразований в минералах происходит уменьшение присутствия лабильных слоёв (от 20% до первых процентов), постепенное увеличение тетраэдрического заряда (от 0,55 до 0,9), уменьшение содержания двухвалентных катионов и, что самое существенное, постепенное упорядочение структур 1M и замена их на $2M_1$. В зонах метагенеза и метаморфизма слюды мусковитового ряда уже принадлежат только к политипу $2M_1$, величины тетраэдрических зарядов у них не ниже 0,8. Такие слюды 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 В.А. Дрицем и А.Г. Коссовской для слюд (см. рис. 5.9).

Между иллитом $2M_1$ и мусковитом $2M_1$ находятся серициты (см. табл. 5.1), развитые в основном в зонах метагенеза и серицит-хлоритовой субфации в начале зеленосланцевого метаморфизма. Эти минералы отличаются от мусковита несколько меньшим содержанием K^+ (0,8 формульных единиц) и Al^{3+} (0,6), большей насыщенностью тетраэдрических ячеек кремнезёмом (3,4) и возможным изоморфными примесями Fe^{3+} и Mg (по 0,2 единицы). Внешне их кристаллики отличаются от тонкодисперсных иллитовых частиц большей размерностью (до 0,01 мм и крупнее), а от гидромусковита кристаллическая структура серицита отлична отсутствием лабильных (разбухающих) пакетов или ничтожны их количеством (до 5%).

Постседиментационные преобразования вещественного состава и полиморфизма слюд улавливаются в основном прецизионными методами. С помощью обычного поляризационного микроскопа можно лишь в породах из зон позднеметагенети-

ческих-раннеметаморфических изменений зафиксировать увеличение яркости интерференционных окрасок, соответствующее превращению иллитов в серицитовые чешуи. Однако здесь надо быть очень осторожным, чтобы не отнести на счет признаков постседиментационных трансформаций оптические свойства обычных обломочных слюд политипа $2M_1$. А их бывает много в любом осадке и породе, прошедшей через разные стадии литогенеза, в 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 внутрь регенерационных наростов различных аутигенных минералов (см. рис. 3.6 и 4.1), или поперек трещин гидроразрыва. В отличие от них обломочные чешуи слюд конформно приспособляются к соседним с ними кластерным 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 меняющимся динамическим нагрузкам. Конечно, сама по себе обломочная слюда тоже не остается абсолютно неизменной. Она подвержена трансформационным процессам (см. ниже, в разделе 7.4).

Аутигенные новообразования приобретают состав, во многом зависящий от состава седиментифонда — прочих минеральных компонент осадочной толщи. Это можно продемонстрировать на примере обнаружения автором с коллегами высокожелезистых «волосяных иллитов» в цементе палеодельтовых песчаных отложений триаса скважины СГ-6 на севере Западно-Сибирской плиты, на глубинах между 5 и 5,8 км под современным эрозионным срезом (Япаскурт и др., 1994; Япаскурт, Горбачёв, 1997).

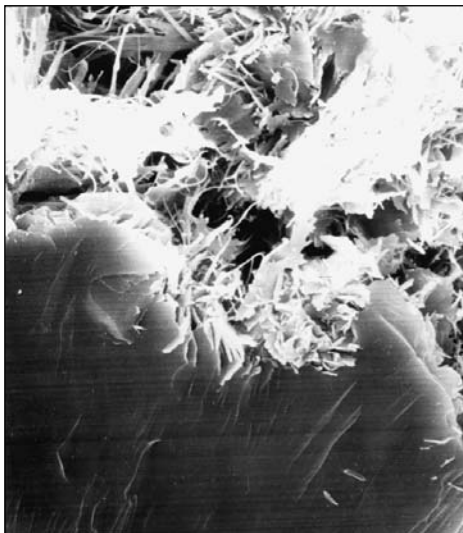
Здесь породы преобразованы на стадии глубинного катагенеза, с признаками начала метагенетической стадии. Их обломочные компоненты имеют полимиктовый состав: достаточно много минералов, содержащих Fe и Mg. Это продукт разрушения магматических пород из фундамента СБ и продукты переот-

ложения раннетриасовых базальтов; от 5 до 10% терригенных фракций приходится на долю биотитов, трансформируемых в иллит-хлоритовые пакеты. В составе поликомпонентного цемента этих песчаников были обнаружены частицы слюды самой поздней генерации, которые отличны от более ранних пластинчатых чешуй своей тонкоигольчатой формой (рис. 5.10). В растровом электронном микроскопе они имеют вид длинных лент, находящихся в промежутках между корродированными и регенерированными зёрнами различных силикатных минералов. Некоторые ленты ответвляются от изъеденных коррозией краёв терригенных пластинок биотита.

Этот аутигенный минерал Fe-иллитового состава оказался аналогом известной в зарубежной литературе разновидности, именуемой «волосьяными иллитами» в работе Н. Гувена, В.Ф. Ховера и Д.К. Дэвиса (Guven N, Hower W.F., Davis D.K.), которая опубликована в 1980 г. в журнале *Sedimentary Petrology*, V.50, P. 761–766 и в работе 1984 г. Й. Шродона и Д. Эбера (Srodon J., Eber D.) в *Rev. Mineralogy*. По мнению вышеупомянутых исследователей, одним из факторов, влияющих на типоморфные особенности нашего минерала — лентовидную форму его частиц, достигающих 30 мкм в длину, 0,1–0,3 мкм в диаметре и до 200 Å по толщине — послужила перенасыщенность среды формирования волосяного иллита крупноразмерными катионными железа. Внедрение их в октаэдрические ячей обуславливает несоответствие

размеров в структуре кристалла октаэдрических и тетраэдрических сеток. При их сочленениях в слоях 2:1 возникает напряженное состояние. Оно снимается за счёт краевых эффектов

Рис. 5.10. «Волосяной» иллит (вверху) на окраине корродированной пластины терригенного биотита (растровой электронный микроскоп); увеличение 7500; в песчанике Т₃ Колтогорско-Уренгойского прогиба Западно-Сибирской плиты; керн скважины СГ-6, глубина 5,5 км.



только при условии роста кристалла в форме узкой ленты. Такие условия обеспечиваются при катагенезе и метагенезе в наших песчаниках вследствие насыщенности железом и магнием их седиментофонда. В данном конкретном случае это очень благоприятный для практических нужд фактор, потому что формирование «волосяных иллитов» несколько не ухудшает коллекторских свойств: такие иллиты не запечатывают оставшиеся к моменту своего зарождения поры, но лишь пронизывают их наподобие тонких рапир.

В направлении к стадии метаморфизма происходит нивелировка признаков генетически разнотипных слюд в породе. Но, по-видимому, полностью она осуществляется лишь глубже зеленосланцевой ступени. Кристаллохимическая эволюция мусковита, являющегося «проходным» минералом через все стадии регионального метаморфизма, может в дальнейшем стать их важным индикаторным признаком.

5.6. Триоктаэдрические слюды

Эти минералы из группы биотита широко распространены в составе терригенных примесей многих осадков и осадочных пород. Находясь в пелитовой фракции, они обладают большой податливостью к всевозможным трансформациям, начиная от ранних этапов диагенеза. То, как эти трансформации осуществляются, можно проследить, наблюдая с помощью обычного поляризационного микроскопа за включениями более крупных минеральных частиц, таких, у которых размеры соответствуют алевроитовым, песчаным или гравийным фракциям (рис. 5.11). Судя по новейшим данным рентгено- и электронографии, 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. Копелиович, А.Г. Косовская и В.Д. Шутов. 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.

В качестве примера стадийных наблюдений ювелирной точности можно сослаться на работу А.В. Копелиовича 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 листочков и чешуек биотита, присутствующих в породе. Листочки биотита гидратируются и приобретают веерообразные, гармошковидные, червеобразные формы или структуры «столбики монет». Изменения формы сопровождаются то частичным, то почти 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 иголок рутила. В редких случаях вдоль пинакоидной спайности возникают пленочные скопления или же комочки гидроокислов

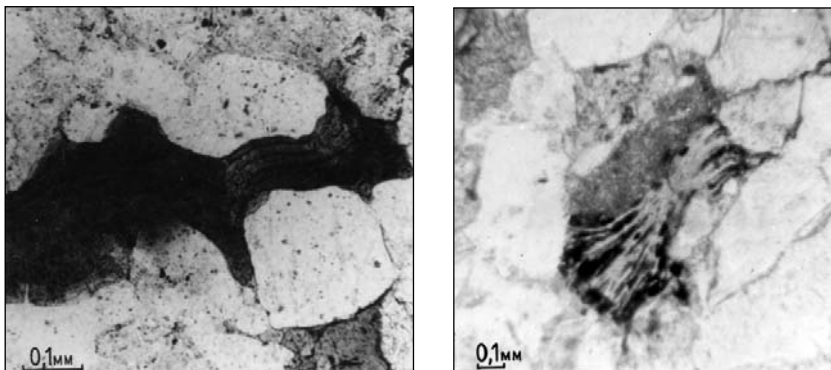


Рис. 5.11. Деформированный и частично трансформированный в хлорит-иллитовые агрегаты терригенный биотит из аркозовых песчаников K_1 Приверхоянского краевого прогиба, в низовьях р. Лена. Шлифы, без анализатора.

Слева — слабо измененный минерал, в начале стадии катагенеза; справа — в обстановке глубинного катагенеза, где осветлению (иллитизации) и потемнению (хлоритизации) сопутствуют выделения аутигенных тонкодисперсных Fe — Ti агрегатов на плоскостях спайности (непрозрачное).

железа, но, как правило, такие выделения отсутствуют» (Копелиович, 1965, 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. Интересно заметить, что эти преобразования не проходят бесследно для соседних с биотитом минералов. Гидрослюдизация 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 контакта со скоплениями чешуй измененного биотита приобретают зубчатую, неровную огранку, с отчетливыми коррозионными «заливами» на их поверхности. Все это способствует миграции и перетолжению в некоторых порах SiO_2 в форме опала, халцедона или криптозернистого агрегата кварца.

По мере усиления катагенетических преобразований ускоряются 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. 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 метагенетических 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 метагенеза, не видя шлифов аналогичных пород из зон более слабых постседиментационных преобразований, то можно с полным основанием усомниться, а был ли здесь изначально терригенный биотит, или мы видим какие-то сгустки криптозернистых 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 верхнего палеозоя Западного Верхоянья суммарной мощностью не менее 16–20 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 удастся видеть, как неодинаково поддаются разрушению разные чешуи 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 катагенетических преобразований, бывают хорошо заметны не только конечные, но и промежуточные продукты его частичных изменений. Между ними удастся найти переходные различия, убеждающие в том, что биотит в конечном счете превращается в непохожие на него сгустки аутигенных образований.

Итак, в процессе прогрессивно усиливающихся постдиагенетических преобразований обломочный биотит в конечном итоге исчезает. Его разрушение (или сохранение в ничтожных по размерам реликтах) считается одним из диагенетических признаков метагенеза, называемого в зарубежной литературе *анхиметаморфизмом* (см. в главе 3).

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 коричневато-бурым цветом, очень контрастным плеохроизмом и, главное, свежестью своего облика, благодаря отсутствию признаков замещения его теми аутигенными образованиями, о которых было рассказано выше.

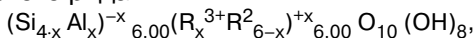
Добавим к вышесказанному, что на трансформации слюд при предметаморфических стадиях литогенеза большое влияние оказывает генетическая принадлежность той породы, в которой эти слюды находятся. Генезисом обуславливаются исходный состав глинистого минерала и состав, а также структура той среды, в которой 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 разрезу), 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 П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой (1972, 1996).

5.7. Минералы группы хлоритов

Хлориты в шлифах из осадочных пород выглядят однообразными, подчас слабо заметными из-за неярких (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 (см. рис. 5.4). 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:



где в состав катионов R^{2+} и R^{3+} обычно входят Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , 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 аутогенных 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 обеспечивают рассмотренные выше трансформации смектитов. Промежуточная фаза смешанослойных минералов, которые на 50% сложены слоями хлорита с 50% лабильных пакетов — имеет собственное наименование: *корренсит* (Коссовская, Дриц, 1985). 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 др., тогда как кварциты, кварц-серицитовые сланцы, мраморы и ряд иных 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 магнезиальным и менее железистым. Но на практике такие представления оказались сильно упрощенными, а в конкретных случаях и вовсе неверными. 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 магнезиальных разностей в отложениях терригенно-эвапоритовых формаций. Исследовавшая осадки и породы эвапоритовых формаций пермских бассейнов юго-востока Русской плиты Т.Н. Соколова (1982) показала, что развитые там магнезиальные хлориты сосуществуют в тесном парагенезе с железистой разновидностью слюд — 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 служить сведения о политипии хлоритов. Здесь имеет место некоторая аналогия с исследованием политипии слюд. 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 вышеназванных исследователей.

Другим важным параметром новообразований, начавшихся при катагенезе и завершившихся при 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 (нонтронитов 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 в тетраэдрических ячейх кристаллической решетки. Эта величина хлоритов из осадочных

отложений всегда превышает значение 2,2. Она может быть одним из индикаторных признаков седиментационного генезиса глубоко измененных образований (рис. 5.12.).

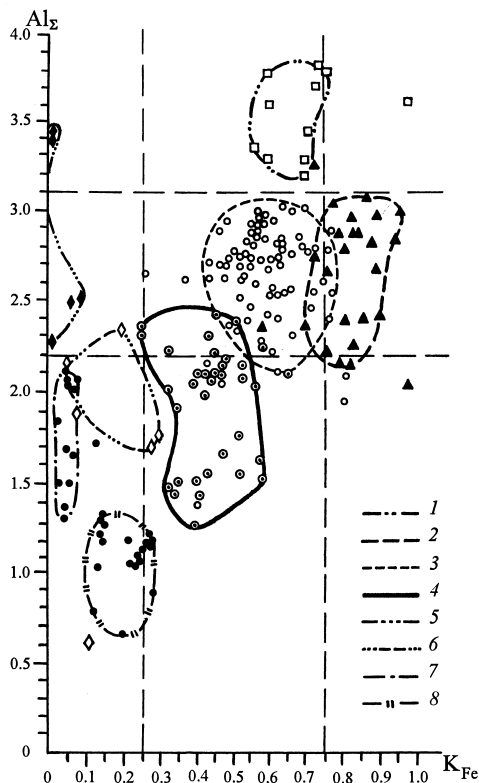


Рис. 5.12. Кристаллохимическая характеристика хлорита различного генезиса по В.А. Дрицу и А.Г. Коссовской (1991): 1 — ди-триоктаэдрические Al-Fe-Mg — хлориты; 2 — Fe-хлориты железных руд; 3 — Fe-Mg-хлориты кластогенных формаций; 4 — Fe-Mg и Mg-Fe-хлориты основных магматических пород; 5 — Mg-хлориты эвапоритовых 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 (см. рис. 4.2) и над характером их взаимоотношений с другими компонентами в породе (см. рис. 5.11). Только эти наблюдения могут с достоверностью показать генетическую природу исследуемого образования, о чем уже упоминалось в разделе о слюдах.

5.8. Минералы группы сепиолит-пальгорскита

Несколько слов добавим о своеобразных игольчато-волошевидных особенностях минералов сепиолит-пальгорскитовой группы (ленточно-слоистые силикаты). Долгое время считалось, что они служат индикаторами аридного седиментогенеза, будучи развиты в корях выветривания по ультраосновным магматическим породам, а также в почвах и в кальцитовых корках «высаливания» мелководных пересыхающих озер. Однако в конце XX века исследования О.С. Ломовой и др. литологов ГИН АН СССР под руководством А.Г. Коссовской расширили представления о генетических типах минералов рассматриваемой группы. Было доказано, что обязательным условием их формирования является щелочная среда и активность Si-Mg растворов при участии (в случае пальгорскитов) алюминия. Такая среда возникает не только в зависимости от характера водных растворов озер, почв и кор выветривания площадей с аридным климатом. Похожая среда обуславливается составом щелочно-основной гиалокластике осадков, преобразующихся диагенетически в бассейнах окраинно-морского и океанического типа. Вышеупомянутыми литологами были описаны минералы сепиолит-пальгорскитовой группы в составе мощной толщи палеоэоцен-эоценовых красных глубоководных глин Западной Атлантики. Там эти минералы замещали примеси богатых магнием базальтовых гиалокластических частиц, а под электронным микроскопом было замечено, в частности, что новообразования пальгорскита как бы «разъедали» ранее образованные минералы, в том числе целолит — клиноптилолит. Отсюда сделан вывод о том, что в данных обстановках климатическая среда никак не сказывалась на минералогенезе, а необходимая для пальгорскитов щелочная сре-

да создавалась при диагенезе и начальном катагенезе за счет переработки вышеупомянутой гиалокластики и возможного подтока эндогенных гидротермальных растворов (подробнее см. в главе 12).

5.9. Некоторые итоги о механизмах формирования и изменения глинистых минералов в осадочном процессе. Деградация и аградация. Стадиально-диагностические признаки

Итак, мы видим, что практически все виды рассмотренных выше слоистых и ленточных силикатов рождаются и преобразуются процессами аутигенеза и трансформации кристаллических решёток. Последние явно отражают стадийность эволюции осадочного процесса. Однако направленность трансформационных преобразований бывает на разных стадиях неодинаковой: в одних случаях она имеет конструктивный, а в иных — деструктивный характер. Обративший на это внимание известный исследователь глин Ж. Мило (1968) предложил использовать для разных направленностей трансформационных новообразований термины: деградация и аградация. Этих слов нет во французском языке, но Ж. Мило принял английские термины, использованные до него в работах 1952 г. англичанина Гриффитса (Griffiths) и в 1962 г. Лукаса (Lucas). Приводим дословный перевод содержания их из русского издания 1968 года (ссылку на работу см. в главе 4).

Деградацией мы будем называть отрицательные преобразования, связанные с выветриванием и выносом вещества, а **аградацией** — положительные преобразования, связанные с ростом кристаллической структуры и присоединением вещества.

В первом случае мы имеем дело с химическими реакциями гидратации. В решётки слоистых силикатов поступают молекулы H_2O , из решёток выносятся часть катионов; формируются лабильные слои. Во втором случае, напротив, минералы с лабильными решётками стремятся воссоздать свою кристаллическую структуру наподобие таковой у слоистых силикатов, которые пребывают в эндосферах (в составе метаморфических и др.

кристаллических пород). Ниже приводим конкретные примеры — ряды трансформаций, при которых деградационные процессы реализуются слева направо, а аградационные — справа налево.

Деградация →

1. Иллит ↔ смешанослойный ↔ вермикулит ↔
↔ смешанослойный ↔ монтмориллонит.
2. Биотит ↔ гидробиотит ↔ вермикулит ↔ монтмориллонит.
3. Биотит ↔ хлорит ↔ смешанослойный (хлорит-вермикулит) ↔
↔ вермикулит ↔ монтмориллонит.

← Аградация.

К этим процессам мы вернёмся в главах 9–12 (см. ниже).

Заключая данный раздел, еще раз заметим о множественности способов и условий образования большинства однотипных глинистых минералов. Некоторые из них (глаукониты, селадониты) имеют сравнительно узкие генетические «рамки»; другие полигенетичны. Они чутко реагируют на особенности условий их формирования и постседиментационного преобразования особенностями строения своих кристаллических решеток и изменениями вещественных составов благодаря их податливости к изоморфизму и политипии.

К вышесказанному можно добавить то, о чем следует всегда помнить будущему исследователю: *ненадежно любое генетическое заключение, если оно основано только на признаках единственного минерала (или единственной породы) вследствие широко распространенной в природе конвергентности структурно-вещественных признаков геологических образований* (то есть, из-за внешнего подобия облика объектов с неодинаковой генетической природой). *Гораздо более уверенную генетическую информацию может представить нам анализ парагенетических сообществ* многокомпонентных пород, рассмотренный в III части нашей книги.

Глава 6. ЦЕОЛИТЫ — ПРИСПОСОБЛЕНЦЫ К ФАЦИАЛЬНОЙ СРЕДЕ И СТАДИЙНОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА

Минералы этой группы до второй половины XX в. традиционно рассматривались в составе вулканогенных и постэруптивных образований. Затем, под влиянием массовых исследований осадков Мирового океана и древних осадочных формаций на континенте, выяснилась большая доля участия цеолитов в осадочном процессе. Большой вклад в раскрытие этой роли цеолитов внесли, помимо А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова, сотрудники их лабораторий — В.В. Петрова, (Петрова, Амарджагал, 1996), Т.Н. Соколова, Р.Ф. Юркова и др., а также ленинградские исследователи бывшего Научно-исследовательского института геологии Арктики (Запорожцева, 1958, 1960; Запорожцева и др., 1963) и зарубежные ученые — Ричард Хей (Hay, 1966), Кумс (Coombs, 1960), и многие др. Рассмотрим их данные.

Минералы этой группы принадлежат к числу наиболее информативных для стадияльных построений, но присутствуют они далеко не повсеместно. Однако последние многочисленные работы отечественных и зарубежных исследователей наглядно показывают, что распространенность осадочных цеолитов в природе гораздо большая, чем это считалось прежде. Неброские 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 вулканоклаستي-

ки (Япаскурт, 1989). 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 группировок, 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 каналовцев, 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. 6.1.). 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 седиментационные, диагенетические, ранне— и позднекатагенетические, раннеметаморфические и гидротермальные образования. Разобраться с их генезисом не всегда просто. Происхождение осадочных цеолитов досконально проанализировал в своей книге американский исследователь Ричард Хей (Hay, 1966). В обзоре содержания и достоинств этой книги, опубликованном Н.В. Логвиненко и З.В. Осиповой (1969) в журнале «Литология и полезные

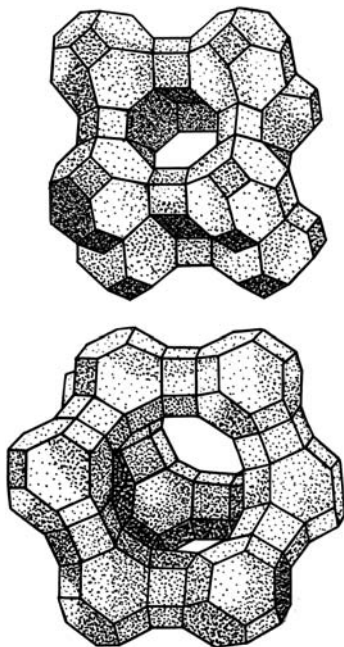
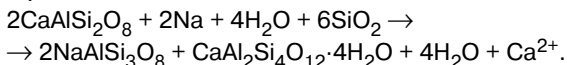


Рис. 6.1. Полиэдрические модели элементарных ячеек цеолитов,
по С.И. Шуменко, 1982 г.

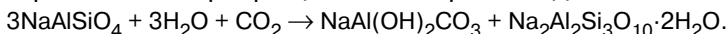
ископаемые», на странице 137 о механизмах формирования осадочных цеолитов сказано нижеследующее.

Многие цеолиты образуются в процессе изменения вулканического стекла в отложениях соленых и пресных озер и моря. Псевдоморфозы клиноптилолита, филлипсита и опала по вулканическому стеклу наблюдались неоднократно. Идеализированно это превращение представляет собой реакцию гидратации стекла с некоторым изменением химического состава. Сопутствующим минералом является монтмориллонит, который образуется раньше цеолитов. Последнее противоречит теоретическим представлениям ряда авторов, считавших клиноптилолит промежуточной фазой в ряду стекло — монтмориллонит. Р. Хеем зафиксирована приуроченность филлипсита, анальцима и стильбита к основным стеклам (базальтовым, палагонитовым), а морденита, клиноптилолита — к кислым (риолит-дацитовым).

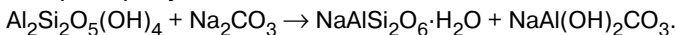
Это верно для морских и океанических осадков и для отложений пресных вод, но не подтверждается в соленых осадках. Там аутигенные цеолиты образуются при изменении первичных силикатов — плагиоклазов и фельдшпатоидов, а также при реакциях с глинистыми минералами. Ломонтит, гейландит, томсонит и анальцим замещают плагиоклазы. Ломонтит образуется также при альбитизации плагиоклазов:



Нефелин часто превращается в натролит и давсонит:



Галлуазит, взаимодействуя с карбонатом натрия в илах соленых озер, образует давсонит и анальцим:



Однако реакции с глинистыми минералами не могут быть подтверждены, потому что минералогия глинистых отложений, содержащих цеолиты, мало известна.

Первичное химическое осаждение цеолитов вероятно только в очень соленых, щелочных озерах (мощные пласты анальцимолитов мезозоя Африки и некоторые другие), но требует продолжительного времени.

И, наконец, некоторые цеолиты возникают по ранее образовавшимся цеолитам при повышении температуры. Наблюдения показывают, что по мере увеличения глубины залегания происходит замещение анальцима, гейландита и стильбита ломонтитом.

Гейландит → ломонтит + кварц + H_2O ($> 150^\circ$).

При дальнейшем повышении температуры ломонтит и другие цеолиты, в свою очередь, замещаются аутигенными полевыми шпатами и пумпеллиитом. Возможно также противоположное явление — переход цеолитов в полевые шпаты при низких температурах у поверхности земли в щелочных, соленых озерах: по анальциму образуется альбит и по филлипситу — калиевые полевые шпаты.

Далее Р. Хей утверждал, что реакции образования цеолитов происходят обычно метасоматически, и подчеркивал большой масштаб метасоматоза натриевого и меньшее значение калиевого и кальциевого. Натриевый метасоматоз происходит на небольших глубинах, кальциевый — обычно на больших. Одним из источников привносимого вещества при этом могли быть реликтовые воды в осадочных породах (поровые растворы). Кроме того, альбитизация плагиоклазов дает дополнительные порции кальция (см. ниже, в главе 7).

Итак, генетическая природа минералов рассматриваемой группы бывает весьма разнообразной в рамках единого осадочного процесса. Тех, кто заинтересуется генетической типизацией цеолитов стратифицированных формаций, адресуем к статье А.Г. Коссовской (1975). 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 характеризуются массовым распространением двух минеральных видов — филлипсита и клиноптилолита. Они распространены настолько широко, что многими исследователями «цеолитовые глины» выделяются как одни из фациальных типов пелагических осадков. В их составе господствует существенно калий-кальциевый цеолит — филлипсит. Он составляет около 70%, т.е. является породообразующим минералом. В тесном парагенезе с ним находится аутогенный монтмориллонит, образуемый, по мнению изучавших его исследователей, в результате подводной палагонитизации базальтовых туфов.

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 гидротермальных изменений, где клиноптилолит встречен 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 катагенеза осуществлялась перестройка структуры цеолита с использованием биогенного кремнезема и замещением им части Al в тетраэдрах алюмокремниевого каркаса, 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 (Коссовская, 1975, с. 28–29). Наряду с этой высказывалась и иная точка зрения. Согласно ей, возникновение двух разных видов цеолитов обусловлено различиями в исходном составе пирокластике 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 аутогенные калиевые полевые шпаты, карбонаты, сода, иногда брусит, давсонит 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 алюмосиликатного геля и позднее замещается клиноптилолитом. Многие исследователи (Р.А. Шепард, Дж.А. Гуд, Р. Хей, А.Г. Коссовская и др.) обосновывают существование следующего стадийного ряда: вулканическое стекло → алюмосиликатный гель → филлипсит → клиноптилолит → анальцим + калишпаты. Индикаторами повышенной щелочности палеобассейна 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 в других районах — подробнее см. (Коссовская, 1975, 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 (см. рис. 3.5., 5.11.) Приверхоянского прогиба: породы, в которых очень много кластогенных натрий-кальциевых плагиоклазов и других кальцийсодержащих минералов — эпидотов, роговых обманок, гранатов (рис. 6.2.). Подробнее об этом изложено в работе автора (Япаскурт, 1992), 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 поряд-

ке возрастания рН среды седиментации и диагенеза. Угленосным отложениям гумидного климата отвечают Са-цеолиты — десмин, эпистильбит или кальциевый гейландит, а нормально-морским отложениям отвечают Са-Na-K-цеолиты — в основном клиноптилолит; красноцветным формациям аридного климата — Na-цеолиты — анальцим.

4. Цеолитовые ассоциации *регионального эпигенеза* (то есть *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 постдиагенетических преобразований в породах). Классические описания такой зональности были даны А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым (1955, 1956) 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 кальциевого цеолита — ломонтита, сменившего

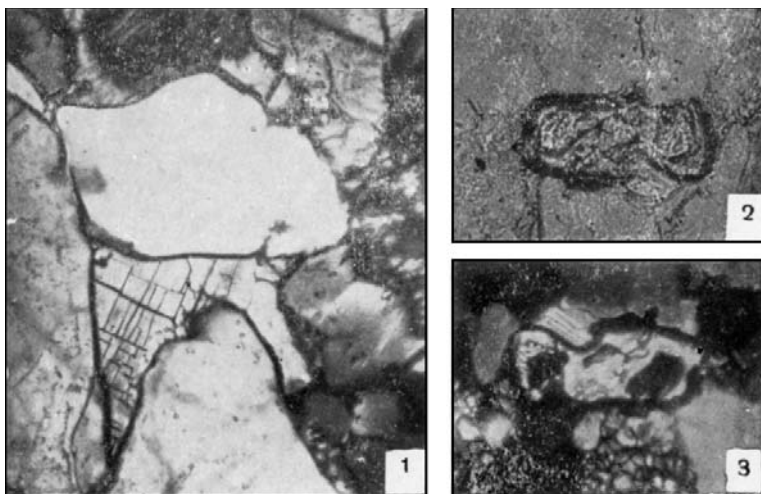


Рис. 6.2. Аркозовый песчаник K_1 Приверхоянского краевого прогиба, претерпевший стадию глубинного катагенеза, с корренситовым пленочным и ломонтитовым поровым цеменитами (ломонтит в центре фотоснимка 1, светлый с хорошо заметными трещинками спайности по взаимно перпендикулярным направлениям) и с терригенными зернами Са-граната, окаймленного пленками аутигенного хлорита (черные) и корродируемого аутигенным кальцитом (2 и 3). Шлифы, ник. +. Поперечные размеры рис.: 1 — 0,5 мм, 2 и 3 — 0,25 мм. По А.Г. Коссовской (Методы ... , 1957).

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, сфероном и кварцем (см. рис. 6.2, см. 1). 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 андезинового 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 (см. рис. 6.2, см. 2 и 3) 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: $Ng = 1,523$ ($\pm 0,002$), $Np = 1,512$ ($\pm 0,002$), $Ng-Np = 0,011$; $c:Ng = 30-40^\circ$, удлинение положительное $r < v$, угол $2V = -20$ до 30° ; отчетливо видны два направления спайности (почти под прямым углом) (Япаскурт, 1989).

Всюду в самых нижних частях разреза Приверхоянского прогиба — в зоне метагенеза — этот минерал исчезает, будучи замещен эпидотом и кальцитом поздней генерации в парагенезе с аутигенными альбитом, кварцем, хлоритом и серицитом.

Таким образом, ломонтит в вышеупомянутой угленосной формации является одним из чутких индикаторов стадии позднего (глубокого) катагенеза. Раннекатагенетические преобразования характеризовались иными кальциевыми 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 литологом из НИИ Геологии Арктики (г. Ленинград) в 1960–1962 гг. А.С. Запорожцевой (1958, 1960) и др. авторами (Запорожцева и др., 1963): гейландит

$\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 5\text{-}7\text{H}_2\text{O}$ либо десмин $\text{Ca} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{-}7\text{SiO}_2 \cdot 4\text{-}8\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ 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 быть иными.

В частности, иной, чем в Приверхоянье, характер имеет зональность эволюции цеолитов в толщах вулканомиктовых граувакк. Классические описания распределения этих минералов в мощном разрезе (всего 12 км) вулканогенно-осадочных граувакк Новой Зеландии установил Д.М. Кумс (Coombs, 1960). После его работ была выделена и общепризнанна петрографами так называемая цеолитовая фация, отвечающая низшей ступени регионального метаморфизма. Большой вклад в ее изучение внесли японские геологи М. Утада, А. Ииджима и др., 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 анальцима; 4) ломонтита с корренситом и хлоритом; 5) альбита, пренита, пумпеллиита с хлоритом; 6) эпидота с альбитом.

Итак, конкретные виды цеолитов находятся в явной зависимости от состава петрофонда, а мощности зон их стабильности — 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 $40^\circ\text{C}/\text{км}$.

5. Цеолитовая ассоциация *гидротермального метаморфизма* отлична от предыдущих, прежде всего, отсутствием четкой зональности в распределении минералов по разрезу (например, ломонтит может встречаться у поверхности, а вниз по разрезу сменяться более гидратированными видами — морденитом, гейландитом, десмином и др.) Сочетающиеся с цеолита-

ми 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 катагенезе мы имеем дело с равновесными системами, где цеолиты — индикаторы определенных длительно существующих термодинамических условий, тогда как при гидротермальном метаморфизме мы имеем дела со сложной картиной неоднократного воздействия на породы гидротермальных растворов с меняющимися температурами, содержанием и характером растворенных компонентов (Коссовская, 1975, с. 40).

б. 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 (1976) выделена в особую цеолитовую фацию регионального метаморфизма океанического субстрата.

Обзор цеолитовых ассоциаций, сделанный выше, показывает, что нет простого рецепта к выявлению индикаторных признаков стадийности литогенеза. Только тщательный анализ смен 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, с какой именно генетической ассоциацией мы имеем дело.

Глава 7. МИНЕРАЛЫ-ДОНОРЫ В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

7.1. Общая характеристика

К данной группе отнесены особо легко корродируемые и трансформируемые в экзосфере разности. Процессы их разрушения, механизмы и признаки рассматривались в разделе 3.3. Там же было сказано, что степень устойчивости минеральных видов к экзогенным деструктивным процессам соответствовала известному магматистам бинарному реакционному ряду Н.Л. Боуэна (1934) и Т. Барта (1956) (N.L. Bowen and Bart, 1956) (рис. 7.1.): самые нестойкие минералы (оливин и кальциевый плагиоклаз) находятся сверху этого ряда, а самые стойкие (мусковит и кварц) — внизу. Последовательность в нарастании стойкости к химическим воздействиям у темноцветных компонентов такова: оливин → пироксен → роговая обманка → биотит; а у полевых шпатов: Са-плагиоклаз → андезин → Na-плагиоклаз → калишпат.

Такая упорядоченно-закономерная последовательность химической устойчивости объяснима тем, что наиболее легко

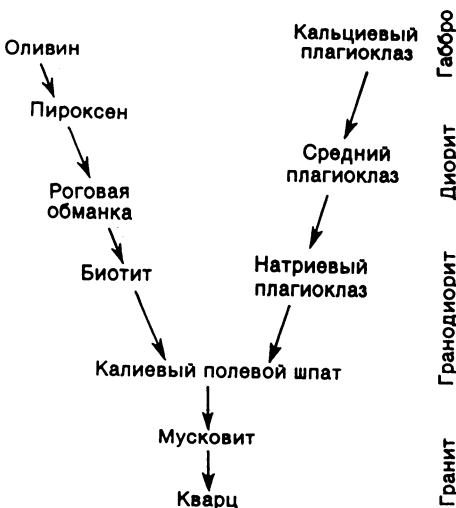


Рис. 7.1. Ряды относительной устойчивости к деструктивным процессам гипергенеза, седименто- и литогенеза силикатов — аналог бинарного реакционного ряда применительно к магматизму по Л.Н. Боуэну и Т. Барту, 1956 г. Устойчивость минеральных видов усиливается в направлении сверху вниз в их перечне.

разрушаемые виды минералов родились в наиболее глубинных недрах эндосферы — в мантийных гипербазитах и ультраметаморфитах, которые, будучи выведены тектоническими процессами в зону осадкообразования, оказались в совершенно чуждой и агрессивной к ним геохимической среде: с господством окислительных процессов, с воздействиями атмосферных и подземных вод совместно с растворенным в них CO_2 и др. газами, а также с др. продуктами бактериального метаболизма и проч. Здесь же, вместе с минералами из верхней половины перечня в схеме Боуэна-Барта, аналогичным воздействиям факторов экзогенной геохимической среды подвергаются и другие минералы — их спутники, прежде всего, гранаты, эпидоты и цоизиты.

В целом самые активные доноры — это группа островных, цепочечных и каркасных силикатов из гипербазитов, базитов, эклогитов и ортоамфиболитов. Они интенсивно разрушаются в зоне гипергенеза, а их остаточные аллотигенные частицы попадают в осадки в качестве аксессуариев, и продолжают там разрушаться и трансформироваться на стадиях диагенеза и катагенеза. И все продукты разрушения этих минералов — SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO и CaO служат исходным «строительным материалом» для новых аморфных и кристаллически-зернистых аутигенных ПК осадков и осадочных горных пород. Рассмотрим это конкретнее, применительно к отдельным минеральным видам.

7.2. Островные силикаты

Это оливины, гранаты, эпидоты и цоизиты. Они присутствуют в осадочных отложениях дозированно, в основном, как обломочные аксессуары. Эпидоты и цоизиты бывают аутигенными, но до стадии метагенеза они встречаются в относительно малых количествах (см. ниже).

Оливины $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ — самые активные доноры магния, железа и кремнезема в осадочных породах, где эти минералы в неизменном виде сохраняются чрезвычайно редко. В зоне гипергенеза оливины подвержены коррозированию, гидратации и окислению. Гидратация, т.е. химическое присоединение воды с образованием новых минералов, главным образом, гидросиликатов и гидрооксидов, осуществляется в оливине согласно нижеисследующей химической реакции:

По сведениям В.А. Наумова (1989), со ссылкой на работы И.С. Рыжкова, и по результатам исследований Н.Н. Зинчука и Д.Д. Котельникова (Савко и др., 1999, с. 74) известно, что в зоне гипергенной дезинтеграции якутских кимберлитов наблюдается резкое усиление серпентизации оливинов вместе с появлением аутигенных магнезиальных карбонатов; а в зоне глинистых продуктов выветривания оливин полностью замещен вторичными минералами. А по наблюдениям самого В.А. Наумова, в позднепалеозойских базальтовых туфах Тунгусской синеклизы не было встречено ни одного не затронутого изменениями зерна этого минерала.

В процессе эродирования таких отложений и переноса их веществ в конечный бассейн стока в водной среде содержание оливина продолжает существенно убывать (по данным И.О. Мурдмаа, В.П. Петелина и Н.С. Скорняковой, 1968). Аллотигенные акцессории продолжают испытывать коррозионно-трансформационные изменения на стадии диагенеза в бассейне породообразования.

Следовательно, для накапливания оливиновых обломков при седиментогенезе и их сохранности при постседиментационном литогенезе потребны специфические палеогеографические и палеотектонические условия в СБ и БП. Во-первых, это близость участка седиментации к питающей провинции, которая должна находиться буквально рядом, чтобы исключить дальность и длительность переноса и, тем более, исключить переотложение обломочных ПК. Во-вторых, надо, чтобы питающая провинция была представлена исключительно или преимущественно оливиновыми базальтами и (или) гипербазитами. В-третьих, ее рельеф должен быть достаточно расчлененным, чтобы эрозии подвергались не только верхние горизонты кор выветривания, но и не выветрелый субстрат. В четвертых, благоприятен аридный (сухой) климат. Но при отсутствии данного фактора, в-пятых, потребны интенсивные конседиментационные тектонические поднятия питающей провинции, которые препятствуют мощному корообразованию и периодически выводят на поверхность все новые порции относительно «свежих» коренных оливиновых пород. В-шестых, необходимо интенсивное тектоническое погружение области осадконакопления, сокращающее сроки реализации диагенетических процессов и ускоряющее попадание оливинсодержащих отложений в обстановки повы-

шенных Р-Т режимов и восстановительных геохимических сред катагенеза или метagenеза.

Совпадения всех этих условий в природе случаются не часто, поэтому оливиносодержащие пески и песчаники считаются минералогическими редкостями (рис. 7.2.). Современный пляжевый россыпи оливина наблюдал и описал И.О. Мурдмаа в прибрежных участках Гавайских островов Тихого океана. Там источники обломочных ПК находились буквально рядом, и цикл седиментации осуществляется практически одноактно. В ископаемом состоянии песчаники с оливином известны среди прибрежно-морских отложений кайнозоя Армении, нижнего палеозоя на Урале и в др. очень немногих местах.

Гранаты, которые свойственны не только эклогитам, кимберлитам, но присущи широкому спектру магматических (включая гранитные) пород, метаморфитов и метасоматитов, в целом существенно устойчивее оливинов. Однако они при пониженных значениях рН подвержены заметному, а местами интенсивному корродированию на стадиях гипергенеза и следующего затем седиментогенеза и диагенеза терригенных осадков. Благоприятные для корродирования гранатов условия возникают в пой-



Рис. 7.2. Терригенный оливин: А — из береговых песков о-ва Кейн-Верде, В — из осадков оз. Туле, штат Орегон, США. По Г.Б. Мильнеру (1968).

менных болотно-озерных и лагунных фациях гумидных климатических зон, т.е. там, где осадки перенасыщены гумусовым ОВ, генерирующим органические кислоты. Корродированные минералы приобретают характерную черепитчато-ступенчатую поверхность, с ячеистыми и клиновидными выемками (рис. 7.3.), которые в сечении шлифа под микроскопом выглядят как типичные «коррозионные заливы» (см. рис. 3.3). Подобные формы поверхностей кристалла получались при экспериментальных травлениях граната крепкими кислотами. Эти формы химического разрушения терригенных гранатов подробно описали в середине XX в. сотрудники НИИ Геологии Арктики в г. Ленинграда А.С. Запорожцева (1960), А.И. Гусев, П.И. Глушинский, и др. на севере Якутии — в низовьях р.р. Лена и Оленек, среди раннемеловых терригенно-угленосных отложений Приверхоянского и Лено-Анабарского прогибов. И в тех же породах, прошедших через стадию глубинного катагенеза, А.Г. Коссовская в 1962 г., а затем автор наблюдали признаки замещения периферийных участков гранатовых обломков каемками аутигенного хлорита (см. рис. 6.2, см. 2 и 3). Известны также случаи метасоматического замещения граната агрегатами зерен кальцита и кварца в сочетании с хлоритом и гидрослюдой.

Семь известных видов граната (см. таблицу 7.1) и их изоморфные смеси, естественно, обладают неодинаковой податливостью к процессам разрушений и метасоматических замещений. В.А. Наумов (1989, с. 45), анализируя итоги исследования Ю.П. Казанского, констатирует наибольшую из всех гранатов устойчивость альмандина в условиях кислого профиля выветривания. Включения его встречены в верхах гидрослюдисто-каолининовой зоны коры выветривания, где гранаты гидрослюдизируются. Гроссуляр, например, разрушается легче и полностью исчезает уже в нижней (гидрослюдистой) зоне этой коры; а



Рис. 7.3. Черепитчатая поверхность корродированных зерен граната из каменноугольных песчаников Южного Тимана (увеличено в 30 раз). (По Преображенскому, Саркисяну, 1954).

Таблица 7.1.

**Химический состав, показатели преломления и плотность
гранатов. По У. Диру, Р. Хауи, Дж. Зусману.**

Минерал	Химический состав	Показатель преломления	Плотность, кг/м ³
Пироп	Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	1,714	3,582·10 ³
Альмандин	Fe ²⁺ ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	1,830	4,318·10 ³
Спессартин	Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	1,800	4,190·10 ³
Уваровит	Ca ₃ Cr ₂ Si ₃ O ₁₂	1,860	3,900·10 ³
Гроссуляр	Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	1,734	3,594·10 ³
Андрадит	Ca ₃ (Fe ³⁺ ,Ti) ₂ Si ₃ O ₁₂	1,887	3,859·10 ³
Гидрогроссуляр	Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₈ ×[SiO ₄] _{1-m} (OH) _{4m}	1,675-1,734	(3,590-3,130)·10 ³

андрадит отнесен к умеренно устойчивым категориям. По данным того же исследователя, пиропы в корях выветривания кимберлитов обретают своеобразные формы — так называемые «кубоиды пироба». При переносе эти минералы подвергаются дополнительному дроблению и истиранию. Так, например, сославшись на наблюдения 1978 г. И.А. Литинской и В.В. Жукова на северо-востоке Сибирской платформы и побережье моря Лаптевых, В.А. Наумов пишет, что на расстоянии всего нескольких десятков километров от кимберлитовых трубок исчезают трещиноватые кубоиды пироба, и его остатки превращаются в оскольчатые обломки. Дальнейшее их истирание при седиментогенезе приводит к формированию овальных округленных зерен, которые при начальном диагенезе в кислых средах вновь могут подвергаться коррозированию, а затем — замещению др. аутигенными агрегатами, как описано выше.

До сих пор дискусионен вопрос о существовании гранатов аутигенных. В песчаниках, побывавших при катагенетической стадии, литологами наблюдались пирамидальные выступы граната на поверхностях его терригенных зерен, которые интерпретированы как регенерационные наросты. По-видимому, регенерация граната в условиях глубинного катагенеза вероятна, но ее масштабы несопоставимо скромнее в сравнении с регенерацией кварца, полевых шпатов и обломочных карбонатов.

Эпидоты, образующие непрерывную серию твердых растворов в системе: *цоизит-клиноцоизит* Ca₂Al₃[SiO₄,Si₂O₇]O(OH) — *эпидот* Ca₂Fe³⁺Al₃[SiO₄,Si₂O₇]O(OH) — тоже значительно устойчивее оливина, будучи в сравнении с ним более полигенетичными (как и вышерассмотренные гранаты). Они встречаются намного чаще в составе терригенных и аутигенных ПК граувакковых, граувакко-аркозовых песчаников и многих разновиднос-

тей туфов. Терригенные разности имеют вид неправильных, разной степени окатанности зерен (от совершенно угловатых до округлых в сечении). Стадиальные оптические наблюдения их в шлифах пород, относимых к глубинно-катагенетической стадии преобразований, выявляют явные следы корродирования и замещения хлоритами, карбонатами, кварцем и др. аутигенными новообразованиями (рис. 7.4., см. 1). Известны примеры правильно огранных аутигенных зерен (рис. 7.4., см. 2 и 3) и отчетливо выраженных эпидотовых и цоизитовых регенерационных каемок (рис. 7.4, см. 4,5). Их описала Г.Н. Перозио (1971) в мелководно-морских песчаниках готерив-баррема Западно-

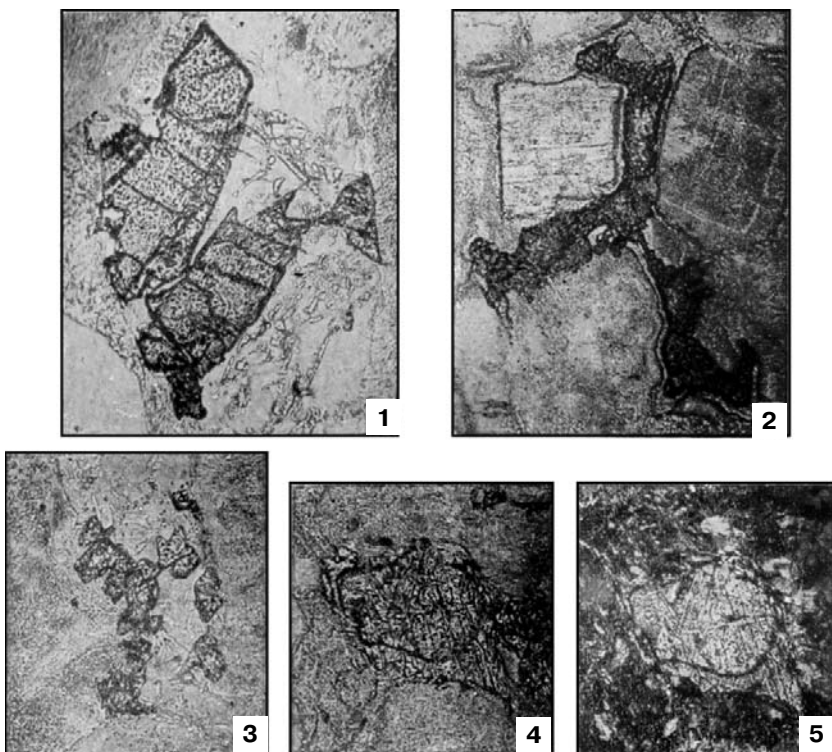


Рис. 7.4. Эпидот (всюду с резко выраженной шагреновой поверхностью) в мелко— и среднезернистых песчаниках, подвергшихся глубинно-катагенетическим преобразованиям, по А.Г. Коссовской (Методы ... , 1957): 1 — обломочные зерна размером 0,25 мм, корродированные и замещаемые кварцем и кальцитом, 2 и 3 — аутигенные агрегаты в цементе песчаника, 4 и 5 — регенерационные каймы вокруг окатанных обломков размерами 0,2 мм (4 — ник. +, 5 — без анализатора).

Сибирской плиты и А.Г. Коссовская в нижнемеловых аллювиально-дельтовых отложениях внутреннего (прискладчатого) крыла Приверхоанского краевого прогиба. Автор там же, в цементе аркозовых песчаников, содержавших плагиоклазы олигоклаз-андезинового состава и много полуокатанных обломков эпидота, Са-граната, сфена и чешуй трансформированного в иллит-хлоритовые агрегаты терригенного биотита, наблюдал нижеследующий комплекс аутигенных минералов: пленочного хлорита (или корренсита) и порового кальциевого цеолита-ломонтита (см. рис. 6.2) в сочетании с мельчайшими ($\leq 0,01$ мм) ромбоэдрическими кристалликами эпидота и сфена, которые совместно с цеолитом заполнили межзерновые пространства в песчаниках, территориально тяготея к хлоритовым пленочкам. Песчаники чередовались с марками углей Д-Ж, что свидетельствует о былой подверженности их палеотемпературным воздействиям свыше 150°C ; а палеотектонические реконструкции указали на вероятно максимальные палеоглубины их погружения до 4–5 км (Соколов, Япаскурт, 1983; Япаскурт, 1980). Исследование терригенных плагиоклазов, выполненное здесь А.Г. Коссовской, вскрыло явные признаки их частичной альбитизации, т.е. вторичного поокисления сравнительно с андезиновым составом исходных обломочных зерен. Доказывая это, А.Г. Коссовская прибегнула к простому приему стадийного анализа. Она сравнила шлифы из пласта описываемого песчаника и из раннекатагенетической кальцитовой конкреции внутри этого же пласта. Карбонатный цемент базального типа в последней прочно запечатал обломочные частицы, не пропуская к ним и от них флюиды на последующих этапах катагенетической стадии. В итоге там все терригенные плагиоклазы остались теми, чем они были в осадке — андезином. А в том же самом слое, простирающемся за пределы конкреции, аналогичные плагиоклазовые зерна соответствовали только олигоклазу или олигоклаз-андезину (в крайнем случае).

На этом основании делался вывод о том, что часть ушедших из кристаллических решеток андезинов катионов Ca^{2+} плюс такие же катионы, поступившие в межзерновой раствор из корродированных обломочных эпидотов, сфена и кальциевых гранатов — вошли в состав «строительных материалов» для ломонтита (см. в главе 6), а избытки Ca^{2+} в сочетании с глиноземом, кремнеземом и избытками железа (выделилось при трансформировании биотитов, а отчасти из тех же гранатов и обломочных

эпидотов) сгруппировались в мелкокристаллический новообразованный эпидот.

Этот же минерал еще большую количественную и качественную роль обретает в процессе самого глубокого катагенеза вулканических граувакк и туфов основного состава — на стадии, которая описана в 1960 г. в Новой Зеландии Д. Кумбсом (D. Coombs) как «фашия цеолитового метаморфизма».

Затем, при региональном метаморфизме вулканически-обломочных полимиктовых терригенно-глинистых и карбонатно-терригенных комплексов, новообразования эпидота настолько учащаются, что они местами переходят в категорию минералов породообразующих — в парагенезе с магнезиальным хлоритом, серицитом и альбитом на стадии зеленых сланцев и совместно с биотитом, актинолитом и олигоклазом стадии (фашии) эпидот-амфиболитовой (Винклер, 1979; Маракушев, 1993; Трусова и Чернов, 1982; Фашии метаморфизма, 1969). Здесь наш минерал выступает уже не в роли донора, но в совершенно иной роли активного потребителя растворенных во флюидах веществ.

В этом состоит диалектика осадочного процесса — переход количественных категорий в качественные по мере смены экзогенных P - T , Eh и pH условий глубинными. Доноры и концентраты веществ меняются своими местами. Похожее мы видели при описании смены разрушаемого терригенного биотита метаморфогенным минералом после стадии метакатагенеза (см. выше), и похожее предстоит увидеть при рассмотрении эволюции самого устойчивого минерала — кварца (см. в главе 8).

7.3. Каркасные силикаты: пироксены, амфиболы, кальциевые и кальций-натриевые плагиоклазы

Пироксены ромбические — являющиеся членами изоморфного ряда: энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$ — ферросилит $Fe_2^{2+}[Si_2O_6]$, распространены в основных магматических породах (магнезиальные) и в метакородах (в основном железистые разности). Крайне нестойкие минералы. Разрушаются теми же способами, что и оливин (см. выше). При выветривании преобразуются в хлорит, серпентин, тальк, затем разлагаются на оксиды крем-

ния, железа и магнетит. Почти полностью растворяются на стадии раннего катагенеза, пополняя интерстиционные растворы железом и магнием (Наумов, 1989, с. 63). Вновь генерируются только на гранулитовой стадии самого глубокого регионального метаморфизма.

Пироксены моноклинные — со значительными колебаниями их состава могут считаться членами 4-компонентной системы: *диопсид* $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — *геденбергит* $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ — *клиноэнстатит* $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — *клиноферросилит* $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. Широко развиты взаимозамещения ионов. Непрерывные переходы установлены между диопсидом и геденбергитом, которые в свою очередь имеют переходы к *авгиту* (Ca, Na) (Mg, Fe, Al)[Si, Al] $_2\text{O}_6$ и *пижониту* $\text{Ca}_{0,25}(\text{Mg}, \text{Fe})_{1,75}\text{Si}_2\text{O}_6$. Август же (как и диопсид) обладает всеми переходами к щелочному пироксену — *эгирину* (*акмиту*) $\text{Na Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ и *жадеиту* $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (Херлбат, Клейн, 1977).

Все они неустойчивы к процессам гипергенеза, седименто— и литогенеза (замещаются в основном гидрооксидами железа, смектитами и хлоритами), но сравнительно устойчивее пироксенов ромбических. По данным Г.Ю. Казанского и В.А. Наумова, например, август обнаруживался в низах гидрослюдистой зоны кор выветривания по магматическим породам. А сопротивляемость эгирина оказалась еще выше, чем у августа, т.к. его отдельные включения встречали и в верхах упомянутой зоны выветривания. В терригенных осадках и породах эти минералы в большинстве случаев представлены акцессориями. В высокозрелых кварцевых песках платформенных областей они составляют часть так называемой «тяжелой фракции» зерен размером 0,1–0,05 мм и 0,05–0,01 мм. На стадиях диагенеза и раннего катагенеза эти зерна нередко корродируются, приобретая характерные зубчатые огранки своих поверхностей. По данным В.А. Наумова (1989), в претерпевших глубинный катагенез песчаниках из «выживших» моноклинных пироксенов чаще всего встречаются представители серии диопсида и августа, реже — пижониты и эгирин-авгиты.

Амфиболы считаются несколько более устойчивыми сравнительно с пироксенами (см. рис. 7.1.). Однако и они ведут себя в осадочном процессе похоже, находясь в составе некоторых осадочных пород как аллотигенные акцессории (рис. 7.5).

Плаггиоклазы кальциевые и существенно-кальциевые — в пределах изоморфных замещений между *анортитом* $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ и *андезином* $\text{Ca}_{0,5}\text{NaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, включая *лабрадор* и би-

товнит, по своей податливости к химическому разрушению вполне сравнимы с оливинами. Они крайне редки в терригенных осадках, а в литифицированных разностях пород лабрадор, битовнит и анортит практически не встречаются. По данным литологов ГИН РАН И.М. Симановича и А.Г. Коссовской (устное сообщение), изучивших минералогию современного руслового аллювия правых притоков р. Енисей, размывающих мезозойские базальтовые траппы, было выяснено, что обломочные плагиоклазы с составом основнее андезина здесь чрезвычайно редки. То есть, даже при весьма умеренных (в обстановке холодного гумидного климата) процессах гипергенеза, эти процессы плюс условия транспортировки обломков каким-то способом извлекают из них часть кальция. Значит, надо думать, что в гумидных тропических корах и в продуктах их переотложения потеря Ca^{2+} плагиоклазами гораздо более существенна. А.Г. Коссовская призывала к детальному исследованию этого природного явления, но не успела его реализовать.

Поведение плагиоклазов при катагенезе впервые раскрыл А.В. Копелиович (1962) — вначале на примере аркозовых и квар-

Рис. 7.5. Аллотигенные пироксены и амфиболы в полимиктовых песчаниках продуктивной толщи Азербайджана, по А.Г. Коссовской (Методы ... , 1957). Шлифы, без анализатора:

1 — пироксены слабоокатанные, выделяются резкой шагреновой поверхностью и заметными трещинами спайности увел. 46; 2 — реликтовый остаток корродированного и частично замещенного кальцитом зерна амфибола, увел. 290; 3 — зубчатое зерно корродируемого пироксена, первичную форму которого оконтуривала глинистая каемка, увел. 150.



цево-аркозовых песчаников рифея и нижнего палеозоя юго-востока Русской плиты, а затем и в др. регионах. Он, например, первым заметил катагенетическую (эпигенетическую, по его терминологии) альбитизацию краевых участков обломочных зерен более основного состава (олигоклазов, олигоклаз-андезинов и андезинов) в ту пору, когда альбитизация традиционно приписывалась гораздо более высокотемпературной стадии зеленосланцевого метаморфизма. А.В. Копелиовичем было установлено также локальное метасоматическое окварцевание этих минералов возле конформных и микростиллолитовых контактов их с обломочными зернами кварца.

Эти открытия были опубликованы в журнале «Литология и полезные ископаемые» и в малотиражных сборниках конца 50-х годов XX в., и в посмертной монографии А.В. Копелиовича 1965 г. (см. в главе 5). Они теперь начинают забываться отечественными геологами, а зарубежные литологи публикуют в журнале *Sedimentology* почти через пол-столетия такие же открытия, сделанные ими заново (Erenberg and Jacjbson, 2001; Martin R. Lee and Jan Parsons, 2003). Учитывая данную ситуацию, считаю возможным и полезным для читателя привести здесь *дословные* выдержки из текста книжной главы этого яркого исследователя на тему: «Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья» (Копелиович, 1962).

В преамбуле к этому тексту было сказано: в течение многих лет существовало представление, что в пределах платформенных областей осадочные породы, погруженные на значительную глубину, не испытывают какого-либо существенного изменения. Из таких представлений следовал вывод, что статическое давление, обусловленное нагрузкой расположенных выше толщ даже значительной мощности, не ведет к метаморфизму пород и не может рассматриваться как его причина. Однако детальное изучение пород рифея, слагающих нижние горизонты осадочного покрова платформенных областей, погруженных на глубину 1,5–2 км и более, показало, что эти породы глубоко преобразованы. В песчаниках, алевролитах и некоторых других обломочных породах развиваются сложные явления растворения одних обломочных компонентов, сопровождающиеся регенерацией и разрастанием других, с возникновением многочисленных минеральных новообразований, не свойственных исходным породам. Характерно широкое развитие явлений растворения обло-

мочных зерен кварца и полевых шпатов в точках их контакта под влиянием нагрузки залегающих выше пород с образованием конформных, реже инкорпорационных и микростилолитовых структур. Явление растворения сопровождается регенерацией этих зерен. В результате возникают *новообразования своеобразного микроклина* (с малым углом оптических осей), нарастающего на обломочные зерна в свободных промежутках, и аутигенного кварца, регенерирующего обломочные зерна. Реже отмечается *регенерация зерен плагиоклаза*. Наблюдения показали, что в то время как в одних пластах, наиболее богатых обломочным биотитом, преимущественно развиты явления растворения, в других, смежных с ними, преобладают явления регенерации зерен. Это объяснялось тем, что трансформации биотита, с выделением из его кристаллической решетки изоморфных примесей K^+ , создавали щелочную микросреду, которая интенсифицировала процессы коррозии силикатных зерен. А в целом вышеописанное наблюдение указывает на *заметную миграцию вещества* не только вдоль преобразующихся пластов, но и между ними.

Альбитизация плагиоклаза развита преимущественно в нижней половине разреза рифейских отложений: в песчаниках могилевской свиты и наиболее древних слоях расположенной выше ущицкой свиты. Песчаники этой части разреза характеризуются аркозовым составом. Полевые шпаты, составляющие в этих породах от 20 до 30%, представлены решетчатым микроклином и плагиоклазом в соизмеримых количественных соотношениях. Зерна плагиоклаза были первоначально представлены как альбитом, так и олигоклазом, состав которого в ряде случаев соответствовал №17–20. Возможно, что среди обломочных зерен присутствовали плагиоклазы более основного состава, однако в ходе последующего стадийного изменения основность их понизилась, или же они заместились другими минералами и в породах не сохранились.

Плагиоклаз полисинтетически тонко сдвойникован по альбитовому закону. Как показали микроскопические исследования, многие зерна плагиоклаза сжаты прилегающими к ним зернам кварца и обнаруживают отчетливые признаки пластической деформации. Двойниковые швы в них изогнуты, причем характер изгиба обнаруживает тесную зависимость от характера расположения и формы прилегающих зерен. Наблюдался изгиб двойниковых швов преимущественно следующих типов: дугооб-

разный (рис. 7.6.), волнистый, флексуобразный и веерообразно расходящийся (рис. 7.7.). Целостность кристалла при этом нарушается.

Деформация зерен плагиоклаза сопровождается изменением их оптических свойств. По мере усиления степени деформированности зерен все более и более понижается показатель преломления минерала, повышается интерференционная окраска, приобретающая молочно-белые, реже слегка желтоватые тона. Двойное лучепреломление повышается до 0,009–0,011. Полисинтетическая двойниковая структура становится все менее отчетливой и несколько расплывчатой (рис. 7.8. и 7.9.) и, наконец, она вовсе исчезает. Зерна приобретают однородное строение и четкую кристаллографическую огранку, чаще же распадаются на отдельные более мелкие прекрасно ограненные

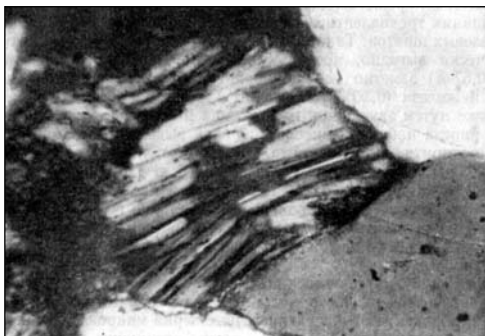


Рис. 7.6. Дугообразное изгибание обломочного зерна плагиоклаза в песчанике из ямпольских слоев. Шлиф, ник. +, увел. 220. По А.В. Копелиовичу (1962).

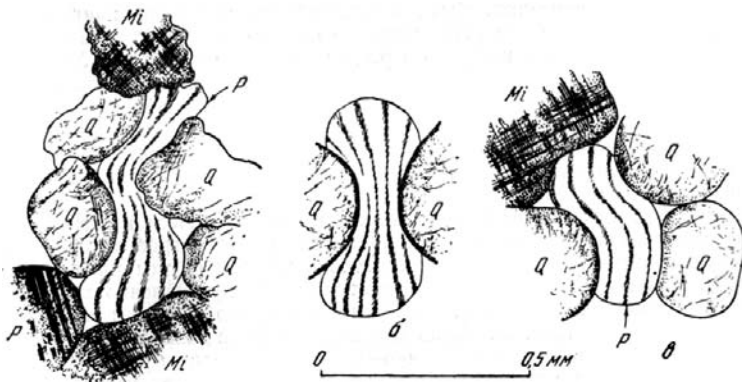


Рис. 7.7. Разновидности деформаций зерен плагиоклаза. Рис. шлифов А.В. Копелиовича (1962): *P* — плагиоклаз, *Mi* — микроклин, *Q* — кварц; виды изгибов зерна *P*: *а* — волнистый, *б* — веерообразно расходящийся, *в* — флексуобразный.

кристаллы, по составу соответствующие альбиту №2–5. Микроскопические зазоры, возникающие при деформации между двойниковыми индивидуумами, а также промежутки между кристалликами альбита, развивающегося в результате перекристаллизации плагиоклаза, нередко заполняются выделениями низкопреломляющего минерала цеолитовой группы с интерференционной окраской в серых тонах.

Между недеформированными зернами плагиоклаза, по составу соответствующими олигоклазу, и описанными выше интенсивно деформированными зернами, переходящими в ограниченные кристаллики альбита, прослеживается ряд переходов с постепенным изменением оптических свойств.

Наряду с альбитизацией, полностью охватывающей обломочные зерна, в результате чего возникают образования однородного состава, широко распространены обломочные зерна, в которых заметно альбитизирована лишь одна система двойников, другая же система сохраняет свой первоначальный состав или же альбитизирована несравненно слабее. В результате такой избирательной альбитизации в обломочных зернах наблю-

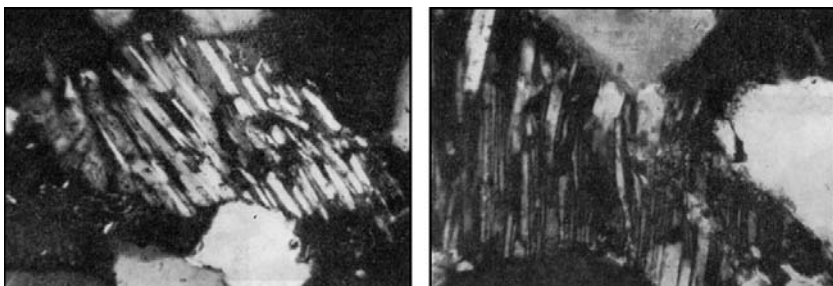


Рис. 7.8. Деформации обломочных зерен плагиоклаза с нарушением их первичной формы и целостности кристаллов в песчанике могилевской свиты. Шлиф, ник. +, увел. 220. По А.В. Копелиовичу (1962).



Рис. 7.9. Постепенное исчезновение двойниковой структуры обломочного плагиоклаза в песчанике могилевской свиты. Шлиф, ник. +, увел. 220. По А.В. Копелиовичу (1962).

дается чередование двойниковых полосок с различным показателем преломления (рис. 7.10), а в скрещенных николях в положении максимального просветления такие полоски обладают различной интерференционной окраской. Характерно, что трещины спайности, четко проявляющиеся в неизменных или слабее измененных двойниковых полосках, в альбитизированных полосках исчезают, и трещины спайности в этих случаях становятся прерывистыми.

Состав альбитизированной системы двойников (по замерам на федоровском столике) соответствует альбиту от №2 до №5, и углом $2V = +80^\circ$. Состав же сочетающийся с ними в тех же зернах системы неизменных, или слабее измененных двойников соответствует олигоклазу №11–14 с углом $2V = -84^\circ$.

Заметно реже отмечаются обломочные зерна плагиоклаза, подвергшиеся альбитизации с периферии, но сохранившие свой более основной состав в «ядре» и приобретшие в результате этого своеобразную вторичную зональную структуру (рис. 7.11., 7.12.). Периферические зоны таких образований представлены альбитом, состав которого варьирует от №3 до №5, внутренняя же часть соответствует олигоклазу от №17 до №12. При этом состав плагиоклаза изменяется совершенно постепенно. В проходящем свете граница между более основным ядром и кислой периферией не улавливается.

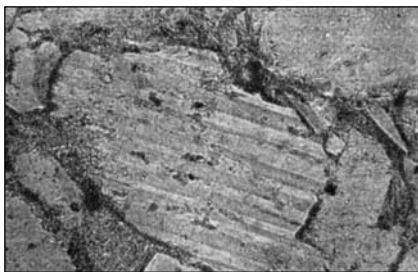


Рис. 7.10. Альбитизация одной системы двойников в обломочном плагиоклазе. Шлиф, без анализатора, увел. 245. По А.В. Копелиовичу (1962).

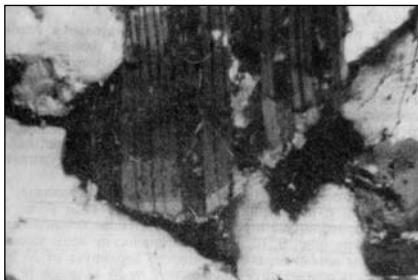


Рис. 7.11. Зональность обломочного зерна плагиоклаза — результат постседиментационной альбитизации в ушицкой свите. Шлиф, ник. +, увел. 220. По А.В. Копелиовичу (1962).

Еще реже встречается пятнистая альбитизация плагиоклаза. В некоторых обломочных зернах последнего с основностью, колеблющейся от №12 до №10, наблюдаются мелкие участки с иным, более низким показателем преломления. Измерения на ориентированных разрезах показали, что по составу они соответствуют альбиту. В целом возникают образования, несколько напоминающие структуру «шахматного альбита» (рис. 7.13.).

Избирательная альбитизация в зернах плагиоклаза отчетливо проявляются при последующих процессах замещения плагиоклаза кварцем (рис. 7.14.), каолинитом и дикситом. Так как плагиоклаз кислого состава легче замещается кварцем, нежели более основной, то альбитизированная система двойников



Рис. 7.12. Постседиментационная зональность обломочного плагиоклаза — результат альбитизации в ушницкой свите. Шлиф, ник. +, увел. 150. По А.В. Копелиовичу (1962).



Рис. 7.13. «Шахматная» альбитизация обломочного плагиоклаза в ушницкой свите. Шлиф, ник. +, увел. 200. По А.В. Копелиовичу (1962).

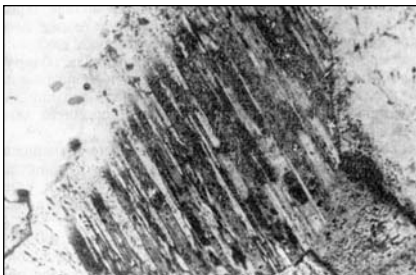


Рис. 7.14. Избирательное замещение альбитизированной системы двойников обломочного плагиоклаза аутигенным кварцем на контакте с кварцевым обломочным зерном (в левом верхнем углу снимка) в ушницкой свите. Шлиф, ник. +, увел. 100. По А.В. Копелиовичу (1962).

обычно интенсивнее замещается кварцем, в то время как двойники более основного состава сохраняются. Еще заметнее эти контрасты в составе проявляются при каолинизации и диккитизации, благодаря несравненно более легкому замещению этими минералами плагиоклаза более основного состава, нежели альбит.

Как указывалось выше, альбитизация плагиоклаза нередко сопровождается развитием цеолитовых минералов. Явная связь, обнаруживаемая между этими явлениями, указывает на то, что она причинна.

Можно полагать, что этот процесс протекает путем замещения в кристаллической решетке плагиоклаза Ca^{+2} и Al^{+3} , соответственно, ионами Na^{+} и Si^{+4} , в результате чего компонент анортита в кристалле замещается альбитом. В условиях сжатия такой процесс должен являться энергетически выгодным, поскольку радиусы ионов Ca^{+2} и Al^{+3} (1,04Å и 0,57Å) больше радиусов ионов Na^{+1} и Si^{+4} (0,95Å и 0,39Å), занимающих их место в решетке. Высвобождающиеся в процессе альбитизации плагиоклазов ионы кальция и алюминия частично расходуются на образование натрий-кальциевых цеолитов, частично ведут к изменению состава интерстиционных вод. Сам характер этих процессов альбитизации и цеолитизации указывает на щелочной состав среды, в которой происходили упомянутые изменения.

Очень похожие на все эти новообразования наблюдались автором в породах верхнего палеозоя и мезозоя Верхоянья (Япаскурт, 1980) и в породах триаса и нижней юры, которые вскрыты скважиной СГ-6 на глубинах между 4,5 и 6 км в Колтогорско-Уренгойской рифтогенной впадине чехла Западно-Сибирской плиты (Япаскурт и др., 1992). Кроме того, очень похожие на вышеописанные коррозионные и регенерационные новообразования в терригенных плагиоклазах показаны на фотографиях шлифов в поляризационном микроскопе и недавно описаны норвежцами С.Н. Эренбергом и К.Г. Якобсоном в статье «Плагиоклазовое растворение, связанное с биодеградацией нефти в песчаниках Brent Group, северная часть Северного моря» (Erenberg and Jacjbson, 2001); а также исследователями из Университета в Эдинбурге Мартином Ли и Яном Парсоном в статье «Микротекстуры и аутигенный полевой шпат в нижнеюрской Humber Group Северного моря» (Martin R. Lee and Jan Parsons, 2003) — они главное внимание уделили ортоклазу (бу-

дет рассмотрен в дальнейшем разделе), но при этом об альбитизации писали тоже.

Из всего этого следует вывод о том, что донорская роль плагиоклазов — поставщиков Ca^{2+} , отчасти Al^{3+} и Si^{4+} в интерстиционные растворы на стадии катагенеза практически глобальна. Процесс «покисления» минералов и переход их в более стабильную модификацию натриевых плагиоклазов активизируется при глубинном катагенезе и, особенно заметно, при метакатагенезе. Стопроцентная альбитизация плагиоклазов свойственна зеленосланцевому метаморфизму; а ушедший из плагиоклазов кальций на этой стадии участвует в формировании метаморфогенных эпидотов (см. выше) и карбонатов.

Выше говорилось о донорстве плагиоклазов и др. минералов применительно к главным элементам их кристаллических структур. Однако существуют еще формульные изоморфные примеси элементов, включая рудные. В плагиоклазах, например, это свинец. Донорство Pb представляет интерес для металлогенической теории. В этом аспекте плагиоклазы мало изучены, и предстоит еще многое раскрыть.

7.4. Слоистые силикаты

Самыми активными донорами среди слоистых силикатов являются их триоктаэдрические разности, хотя диоктаэдрические, как будет показано ниже в определенных условиях тоже не лишены донорских качеств..

Биотиты (формулу см. в таблице 5.1) — главные доноры были описаны в соответствующем разделе о триоктаэдрических минералах в главе 5. Мы возвращаем читателя к этим строкам и иллюстрациям, напоминая о том лишь, что терригенный биотит испытывает трансформационные и коррозионные преобразования на всех стадиях осадочного процесса. Эти преобразования особенно активизируются при глубинном катагенезе, а на стадии метакатагенеза большинство биотитовых чешуи оказываются замещенными иллит-хлоритовыми и др. минеральными агрегатами. Вынос из кристаллических решеток биотитов железа, титана, кремнезема, алюминия, магния и др. катионов обеспечивает рождение многих новых минералов: оксидов или карбонатов Fe, титаномагнетита, анатаза, брукита, нередко даже ру-

тила; а также аутигенного кварца, плагиоклаза, доломита (размеры этих кристалликов бывают мельче 1 мкм). А.В. Копелиович считал, что биотит может быть донором *рудных* элементов — не только титана и железа (упомянутых выше), но свинца и цинка, которые изначально могли составлять изоморфные примеси в кристаллической решетке слюды. Добавим к этому, что помимо Pb, Zn элементами, извлеченными из биотита, могут оказаться также Au и др. благородные металлы — это предмет специальных геоминералогических исследований в ближайшем будущем.

Развивая представления А.В. Копелиовича и А.Г. Коссовской, автор совместно с коллегой от кафедры петрологии МГУ О.В. Парфеновой представил к Всероссийскому литологическому совещанию 2000 г. доклад на тему «Новое о трансформации слюд при катагенезе терригенных комплексов» на примере прецизионных исследований комплектов пород раннего мезозоя Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 (Колтогорско-Уренгойский прогиб, север Западной Сибири) (Парфенова, Япаскурт, 2000 а, б). При электронномикроскопических и микрозондовых исследованиях были получены новые данные о трансформации кластогенных биотитов и мусковитов.

Ранее нами же было показано, что единая пластина биотита может замещаться иллитом и хлоритом (рис. 7.15.) или хлоритами, резко различающимися по своему составу (таблица 7.2, анализы 1,2). Более сложная трансформация биотита наблюдалась в обр. 6428 (глубина 5830 м). Новообразованные фазы представлены хлоритом, иллитом (таблица 7.2, ан. 3 и 4 соответственно), а также кремнеземом, имеющим волокнистое строение; последний «сбрасывается» при замещении биотита хлоритом. Часто хлориты, замещающие биотит, имеют высокие

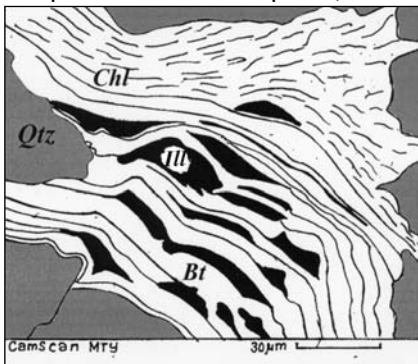


Рис. 7.15. Замещение кластогенного биотита (*Bt*) хлоритом (*Chl*) и иллитом (*Ill*); *Qtz* — кварц. Зарисовка под электронным микроскопом (обр. 6416 из отложений T_3 Тюменской сверхглубокой СГ-6). Рис. О.В. Парфеновой.

содержания титана, достигающие 0,17–0,23 форм. ед. Такие хлориты представляют собой промежуточный, метастабильный продукт трансформации кластогенных биотитов, высокое содержание титана наследуется от замещаемого биотита.

В процессе прогрессивно усиливающихся постдиагенетических преобразований обломочный биотит в конечном итоге исчезает. Напомню, что его разрушение (или сохранение в ничтожных по размерам реликтах) считается одним из диагностических признаков стадии метагенеза».

Диоктаэдрический партнер биотита — **мусковит**, многие исследователи считают устойчивым минералом (см. рис. 7.1). Это, вероятно, связано с тем, что под обычным микроскопом мусковит выглядит всюду свежим. Тем не менее, в литературе описаны случаи преобразования мусковита в каолинит без образования каких-либо промежуточных фаз. А результаты наших исследований показывают, что состав новообразований, возникающих при трансформации кластогенных мусковитов, может быть весьма разнообразным. Так, например, сложное разложение крупной частицы мусковит-фенгита наблюдалось в обр. 7098 (глубина 6090 м). Под электронным микроскопом видно полосчатое замещение мусковита, причем замещающие минералы расположены параллельно его спайности. Новообразованные минералы представлены двумя мусковит-фенгитами, различающимися по составу (таблица 7.2, ан. 5 и 6), хлоритом, альбитом и кварцем. Кварц образуется за счет излишков кремнезема при замещении мусковита хлоритом; натрий для формирования альбита, по-видимому, заимствуется из парагонитовой составляющей мусковита.

Известно, что в метаморфических породах при возрастании температуры и переходе мусковит-фенгита в мусковит в последнем происходит возрастание парагонитовой составляющей. В предметаморфических породах аналогом парагонита является *браммалит*, состав которого соответствует Na — иллиту. Детальному изучению этого минерала и условий его формирования посвящена работа Ливи с соавторами (Livi et al., 1997), которые предполагают, что браммалит в анхизоне служит новой фазой, появляющейся в верхах зоны диагенеза (катагенеза, согласно нашей стадийной терминологии) или в низах анхизоны (метагенеза). В таких случаях браммалит является предшественником парагонита, что видно из реакции: К-сметит + Na-источник (полевоы шпат или флюид) + высокоглиноземистая фаза

Таблица 7.2.
**Составы продуктов изменения кластогенных биотитов и мусковитов в породах керны скважины СГ-6,
 по О.В. Парфеновой и автору (см. рис. 7.15. и 7.16.).**

№ обр.	73	93	64	28	7098			74	26	70	98
					5	6	7				
№ точки	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	
Композит											
SiO ₂	30,45	27,66	27,17	52,42	52,08	52,22	31,64	49,46	53,72	48,30	
TiO ₂	1,43	—	—	—	0,47	1,1	—	—	—	1,09	
Al ₂ O ₃	22,30	24,64	27,11	33,77	32,2	33,4	25,29	42,31	39,68	33,72	
FeO	33,49	39,82	32,67	3,62	3,85	1,75	28,58	0,27	0,36	4,7	
MnO	0,42	—	0,45	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	11,58	7,03	12,39	2,07	2,16	2,09	13,51	—	—	0,74	
CaO	—	0,19	—	0,25	0,21	0,14	0,31	0,16	0,26	—	
Na ₂ O	—	—	—	—	0,46	0,54	0,43	6,13	4,97	0,57	
K ₂ O	0,24	—	—	7,53	8,57	8,67	0,18	0,71	0,91	10,79	

Si	2,88	2,7	2,56	3,27	3,29	3,26	2,89	3,06	3,18	3,22	3,12
Ti	0,1	—	—	—	0,02	0,03	—	—	—	—	0,06
Al	2,48	2,83	3,01	2,49	3,39	2,46	2,73	2,94	3,03	2,8	2,75
Fe	2,64	3,25	2,57	0,19	0,02	0,09	2,19	0,01	0,01	0,02	0,25
Mn	0,04	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1,63	1,02	1,74	0,19	0,2	0,19	1,84	—	—	—	0,07
Ca	—	0,01	—	0,02	0,01	0,01	0,03	—	0,01	0,02	—
Na	—	—	—	—	0,06	0,06	0,08	0,72	0,82	0,58	0,07
K	0,03	—	—	0,60	0,69	0,06	0,02	0,16	0,06	0,07	0,89
X _{Fe%}	62	76	60	50	50	32	54				78
Σ _{ок}	5,77	5,8	5,88				5,65				

Примечание: кристаллохимические формулы слюд рассчитаны на 11 атомов кислорода, хлоритов — на 14. X_{Fe%} — железистость минерала, Σ_{ок} — сумма катионов, заполняющих октаэдрические позиции

= nm смесь К-На слюды + браммалит = дискретный парагонит + мусковит.

Нами под электронным микроскопом в обр. 7426 (глубина 6220 м) в кластогенном мусковите наблюдались структуры, сходные со структурами распада, в которых включения сложены браммалитом (таблица 7.2, ан. 8 и 9). Браммалитовые участки в виде хорошо оформленной частицы и тонких полосок, параллельных спайности мусковита, хорошо видны в обр. 7098 (рис. 7.16.). Состав мусковита и браммалита приведены в таблице 7.2, ан. 10 и 11.

Из всего вышесказанного следует, что устойчивость аллотригенных мусковитов оказалась весьма относительной. Приведенные нами исследования позволили рассмотреть некоторые аспекты процесса дифференциации вещества при трансформации этих слюд. Так, было показано, что хлоритизация биотитов и мусковитов приводит к «сбрасыванию» значительных количеств кремнезема, который может сохраниться в пределах пластинки обломочной слюды или удалиться за ее пределы. Иллитизация слюд порождает также интенсивный вынос щелочей и, как следствие этого, повышение щелочности интерстиционных растворов. А щелочность, в свою очередь, активизирует коррозию и частичное растворение соседних со слюдой обломочных зерен кварца и полевых шпатов, которые обретают здесь качества доноров.

В заключение заметим, что роль терригенных слюд в осадочном процессе двояка. Это не только доноры, но в известной мере концентраторы веществ. На последнюю особенность обращал внимание Ю.В. Яшунский (1990), который показал конкретные примеры возникновения на стадиях диагенеза и катагенеза в обломочных слюдах мельчайших включений пирита, сфалерита, барита, доломита, коффинита, настурана, гетита и ряда

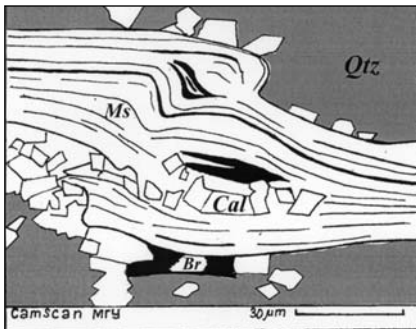


Рис. 7.16. Браммалитовая фаза (Br) в кластогенном мусковите (Ms); Cal — кальцит, Qtz — кварц. Зарисовка под электронным микроскопом, (обр. 7098 там же, что и на рис. 7.15). Рис. О.В. Парфеновой.

др. аутигенных минералов на территории одного из урановых месторождений. Размеры включений колебались в пределах всего лишь 10–100 мкм, а их количества — не превышали 1–2 весовых %. Однако сам по себе этот внешне скромный факт интересен для нас методологически. В этом аспекте Ю.В. Яшунский делает ценный для поисков рудных тел вывод. Он подчеркивает, что абсолютные размеры микрополостей трещинок спайности слюд исключают возможность проникновения в них инфильтрационного флюидного потока. Единственно возможным механизмом переноса вещества в глубь чешуек является диффузия с низкими скоростями массопереноса (свидетельство тому идиоморфизм аутигенных кристалликов). Из-за диффузии смена минеральных ассоциаций внутри слюд происходила несколько позднее, чем аналогичная смена в межзерновом пространстве песчаника (обусловленная миграцией флюида). Но со временем минеральный состав включений в слюдах приходит в равновесие с растворенными компонентами среды конвективного переноса, и становится тождественным составу новой минеральной ассоциации межзернового пространства песчаников.

«Таким образом, различия в составе и морфологии включений в слюдах и аутигенной минерализации вне слюд можно рекомендовать как критерий установления последовательности минералообразования» (Яшунский, 1990, с. 41). Следовательно, появление микровключений в слюдах служит явным предвестником массового развития тех же минералов и руд в цементе песчаников. В данном случае стадийный анализ парагенетических ассоциаций слюд с аутигенными сульфидами, сульфитами и оксидами может дать ценную информацию для металлогении.

Глава 8. МИНЕРАЛЫ-ДОЛГОЖИТЕЛИ, НАСЛЕДНИКИ ДОСЕДИМЕНТОГЕН- НЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И СВИДЕТЕЛИ РАННИХ ЭТАПОВ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

8.1. Общая характеристика

Главный представитель этой группы — *аллотигенный кварц*. Он полигенетичен, вездесущ и весьма информативен о питающих провинциях СБ, о способах переноса и накопления осадков, сохраняя эти свои признаки вплоть до стадии метазенеза, когда под влиянием термальной активизации начинаются процессы самоочищения (метаморфизации) этого относительно самого устойчивого из породообразующих ПК минерала. Другими, менее распространенными членами рассматриваемой группы можно считать островные и каркасные силикаты из гранитоидов, кислых эффузивов, пара- и ортогнейсов кислого состава — акцессорные *циркон, сфен, дистен, турмалин*; с большой долей условности сюда же могут быть причислены породообразующие *альбиты и калишпаты*; а также акцессорные оксиды и фосфаты: *рутил* и его полиморфные модификации *анатаз и брукит*, а также *корунд, гематит, магнетит, касситерит и апатит*. Все они длительное время хранят свои типоморфные признаки, приобретенные еще до начала осадочного процесса, в период формирования исходных к мобилизации вещества пород — магматических, метаморфических либо древних осадочных. Перечисленные здесь минералы не следует считать абсолютно стойкими. Они тоже корродируются и регенирируются, но не столь интенсивно и быстро, как минералы предшествующих групп, и в более напряженных Р-Т режимах или при специфических рН-Еh условиях, о которых будет рассказано ниже.

Конечно же, венцом данного минерального сообщества можно было бы посчитать *алмаз*. Ему в последнее время посвящено так много монографий Н.Н. Зинчука с коллегами в издательстве «Алроса», что на этих страницах нецелесообразно по-

вторять данную информацию, и автор отправляет читателя к этим первоисточникам.

8.2. Кварц в осадочном процессе

Кварц является одним из самых устойчивых к разрушению в осадочном процессе минералом. Он выдерживает неоднократные переотложения и в соответствующих условиях становится главным минералом песчаных пород. Несмотря на устойчивость к растворению и разрушению, этот минерал при выветривании содержащих его пород может под действием сильных химических агентов достаточно интенсивно корродироваться и затем частично разрушаться при эродировании кор выветривания и при последующей водной или ветровой транспортировке в СБ. Однако при этом меняется только внешняя форма его зерен и микроструктура поверхностей, но не их внутреннее содержание. Сами же *сохранившиеся от разрушения кварцевые частицы на стадиях седиментогенеза и постседиментационного литогенеза (до начала стадии метагенеза) сохраняют в большинстве свои исходные типоморфные признаки*. Учитывая их, исследователь с помощью наблюдений шлифов в поляризационном микроскопе может узнать многое о предыстории этого минерала и, прежде всего, о названии и составе его материнской породы, а также об одноактности либо многоэтапности переотложения продуктов ее разрушения.

Типоморфизм кварца, рожденного в различных магматических, осадочных, жильных и метаморфических образованиях, систематизировал в своей докторской диссертации 1975 г. и монографии И.М. Симанович (1978). На сегодняшний день это единственное и уникальное обобщение накопленной о кварце информации. Все типоморфные признаки кварца этот исследователь разделил на три категории: 1 — структурные дефекты кристаллической решетки, которые находят свое отображение в неоднородностях «угасания» минерального зерна, наблюдаемого при вращении столика микроскопа и скрещении николей; 2 — состав включений в кварце др. минеральных частиц и агрегатов; 3 — наличие или отсутствие, частота встречаемости и размеры газово-жидких пузырьков и др. включений минералообразующей среды (ВМС).

На описании структурных дефектов задержимся отдельно, т.к. умение их определять требует навыков в области кристаллографии и кристаллооптики. Оптически заметные разновидности этих структурных несовершенств кварца обусловлены следующими структурными дефектами его кристаллической решетки: 1) границами индивидов и поликристаллических агрегатов; 2) субграницами блоков в монокристаллах; 3) изгибами решетки (волнистое угасание); 4) деформационным пластикованием и другими проявлениями пластической деформации кварца.

Выделенные И.М. Симановичем типы структурных дефектов обломочного кварца перечислены в первой графе табл. 8.1. Ниже приводится обоснование типов структурных дефектов обломочного кварца, а также их краткое описание, заимствованное из работы этого исследователя.

Начнем с *поликристалличности* и *блочности*. Поликристаллическими считаются зерна обломочного кварца, а также его выделения в магматических и метаморфических породах, представляющие собой агрегат, который состоит из двух и более кристаллов кварца, имеющих общие границы. Разориентация же различных частей монокристаллов кварца на небольшие углы с возникновением четких границ субиндивидов рассматривается как *блочность*. На практике поликристалличность нередко отождествляется геологами с *блочностью* кварца, а *блочность* — с *волнистым угасанием*. Поэтому необходимо подчеркнуть основные черты различия этих структурных дефектов.

Поликристалличность отличается от *блочности* произвольной в первом приближении разориентацией монокристаллических индивидов в агрегате (рис. 8.1.). Строго говоря, индивиды поликристаллических агрегатов кварца в породе имеют преобладающую ориентировку, выявляемую статистическими методами. *Блочность*, развитая в монокристаллах кварца, разориентирована на первые градусы.

Поликристалличность, как и *блочность*, различаются также и по характеру границ индивидов. Границы мозаичных индивидов четкие, двумерные (имеют заметную ширину при косом положении к ограничивающим шлиф плоскостям), тогда как границы блоков обычно также четкие, но тонкие и визуально однородные.

В кварце различных типов горных пород, по утверждению И.М. Симановича, удастся четко различать *блочность* и поликристалличность. Однако в некоторых сильно катаклазированных

Таблица 8.1.

Классификация типов и разновидностей структурных дефектов обломочного кварца, по И.М. Симановичу, 1975 г.

Типы структурных дефектов	Морфологические разновидности структурных дефектов	Вероятный генезис
1. Поликристалличность	1. Изометрично-полигональная поликристалличность (<i>ПИП</i>)	Первичнокристаллизационная, вторичная в гранитах, в гнейсах, посткинematическая в катаклазитах всех видов.
	2. Грануляционная поликристалличность (<i>ПГ</i>)	Катаклаз гранитов, гнейсов, жильного кварца и других типов пород. Начальный метаморфизм кварцито-песчаников.
	3. Поликристалличность с изрезанными, лапчатыми контурами индивидов (<i>ПИЛК</i>)	Динамометаморфизм различных типов пород.
	4. Шестоватая поликристалличность (<i>ПШ</i>)	Первичнокристаллизационная в жильном кварце.
2. Блочность	1. Неправильная блочность (<i>БН</i>)	Первичнокристаллизационная в различных типах пород, вторичная – динамометаморфизм.
	2. Линейная блочность (<i>БЛ</i>)	Вероятно, первичнокристаллизационная (синкинematическая) в гранитах, динамометаморфизм различных типов пород.
	3. Брусковидная блочность (<i>ББ</i>)	Интенсивный динамометаморфизм различных типов пород.
3. Волнистое угасание	1. Облачное волнистое угасание (<i>ВУО</i>)	Первичнокристаллизационное и динамометаморфизм всех типов кварцсодержащих пород.
	2. Фронтальное волнистое угасание (<i>ВУФ</i>)	Динамометаморфизм гранитов и гнейсов.
	3. Прерывистое волнистое угасание (<i>ВУП</i>)	Динамометаморфизм кварца различного генезиса.
4. Пластическая деформация	Деформационное пластикование, иррациональное двойникование, пояса деформации, «смятие» кварца, полосы деформации (<i>ГД</i>)	Пластическая деформация в результате динамометаморфизма кварца различных горных пород, в том числе и жильного кварца.

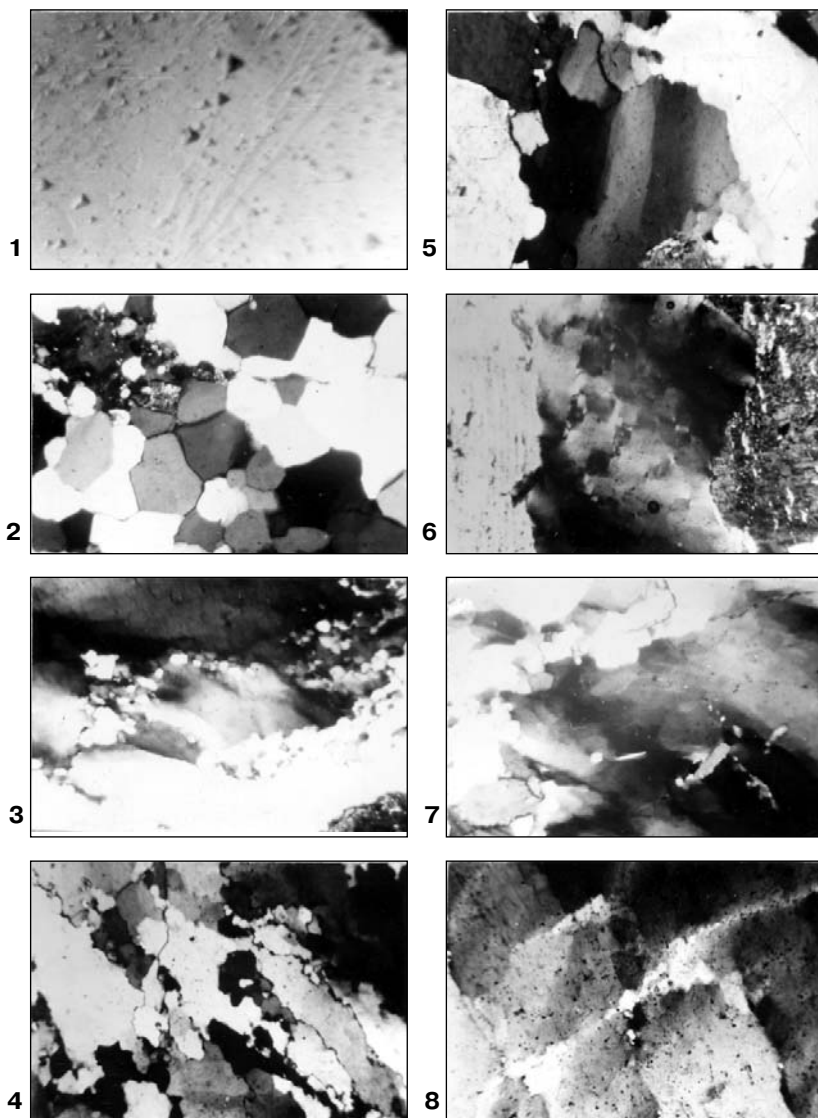


Рис. 8.1. Типы и разновидности структурных дефектов обломочного кварца, по И.М. Симановичу, 1975 г.:

1 — дислокационные ямки травления на полированной поверхности зерна кварца (отраж. свет, увел. 630); 2 — изометрично-полигональная поликристалличность. Кварц из гранита (валун из морены, Рублево), николи +, увел. 70; 3 — грануляционная поликристалличность и прерывистое волнистое

угасание. Кварц из гравелита (валун из морены, Рублево), николи +, увел. 70; 4 — поликристалличность с изрезанными, лапчатыми контурами индивидов. Кварц из гранита (валун из морены, Рублево), николи +, увел. 70; 5 — линейная блочность. Кварц из гнейса (валун из морены, Рублево), николи +, увел. 70; 6 — брусковидная блочность. Кварц из гранита (валун из морены, Рублево), николи +, увел. 70; 7 — волнистое угасание прерывистое. Кварц из гранита (валун из морены, Рублево), николи +, увел. 70; 8 — полосы деформации в жильном кварце (Карелия), николи +, увел. 70.

ных выделениях кварца блочность разориентируется на сравнительно большие углы, и обнаруживает постепенные переходы к поликристалличности.

Поликристалличность бывает представлена, по И.М. Симановичу, следующими морфогенетическими категориями.

Изометрично-полигональная характеризуется изометричными формами кварцевых индивидов с полигональными или округло-полигональными ограничениями (рис. 8.1, см. 2). Кварцевые образования в этом случае представляют собой кристаллически-зернистый агрегат. Размеры отдельных индивидов изменяются от сотых долей миллиметра до 1–5 мм. Различают равно— и неравномозаичные агрегаты. Как уже указывалось, границы индивидов в мозаике четкие. Взаимная разориентация непосредственно контактирующих кварцевых индивидов колеблется в широких пределах — от первых до 90°. Изометрично-полигональная поликристалличность очень характерна для гранитов (обычно крупномозаичная), а также для кварцсодержащих метаспоров различных ступеней метаморфизма. Поликристалличность обломочных зерен, возникших при разрушении метаморфических пород, представляет по существу фрагменты гранобластовой структуры. В некоторых случаях изометрично-полигональная поликристалличность отмечается в кварцевых жилах.

Таким образом, этот вид поликристалличности, по-видимому, формируется в процессе первичной кристаллизации пород. Однако, в катаклазитах полигональная поликристалличность нередко развивается за счет тонко раздробленного давленого кварца, являясь вторичной.

Грануляционная поликристалличность также характеризуется изометричными формами кварцевых индивидов, часто с полигональными контурами. Под грануляцией И.М. Симанович понимает развитие мелкозернистых мозаичных кварцевых агрегатов за счет крупных кварцевых индивидов в результате вто-

ричных по отношению к кристаллизации кварца стрессовых напряжений. Грануляция типична для катаклизитов, развитых по породам любого генезиса (гранитам, гнейсам, жильному кварцу и т.д.). Обычно мозаичные грануляционные образования тяготеют к внешним частям контактирующих кварцевых индивидов (рис. 8.1., см. 3), однако нередко, вытягиваясь в цепочки и зонки, мелкие индивиды кварцевой мозаики замещают внутренние части крупных кварцевых зерен. Иногда грануляционный мозаичный агрегат полностью замещает первичные кварцевые индивиды. Такой вид грануляции характерен для метаморфизованных кварцевых жил. Грануляция периферических частей кварцевых индивидов типично представлена в структурах рекристаллизационно-грануляционного бластеза (см. ниже и выше в разделе 3.3).

Поликристалличность с изрезанными, лапчатыми контурами индивидов. Для неё характерны крайне неправильные, часто удлинённые формы индивидов. Очертания их обычно сильно изрезаны, иногда имеют сутуровидный облик (рис. 8.1, см. 4). Кроме того, рассматриваемая разновидность поликристаллических агрегатов нередко характеризуется резкой неравнозернистостью (ассоциирует с грануляционной поликристалличностью). Некоторые мелкие индивиды имеют островной облик, развиваясь в более крупных индивидах. Изрезанная, неправильная поликристалличность отмечается в кварце различного генезиса, и является следствием наложения стрессовых напряжений на уже сформированный кварц горных пород и жильных образований.

Шестоватая поликристалличность — очень характерный первичнокристаллизационный структурный дефект кварца. Она формируется при кристаллизации кварца из гидротермальных растворов и представлена удлинёнными субпараллельно-ориентированными кварцевыми индивидами с полигональными ограничениями. Обычно шестоватая поликристалличность отличается постепенными переходами к изометрично-полигональной поликристалличности, часто наблюдаемыми на расстоянии 1–5 мм.

Таким образом, в зернах обломочного кварца, особенно мелких, не всегда удается однозначно определить разновидность поликристалличности. Крупнозернистая изометрично-полигональная поликристалличность нередко фиксируется по двум или трем разориентированным кварцевым индивидам, а мелкозернистая может быть неотличима от грануляционной.

Диагностическим признаком последней служат реликты кварцевых индивидов, отличающиеся прерывистым волнистым угасанием или брусковидной блочностью. Шестоватая поликристалличность также неотличима от изометрично-полигональной и трудно устанавливается в мелких обломочных зернах. Сравнительно легко диагностируется благодаря характерности ограничений поликристалличность с изрезанными, лапчатыми контурами индивидов.

Блочность — неотъемлемое свойство всех природных кристаллов. Самые идеальные монокристаллы кварца в той или иной степени поражены блочностью. В кварце она бывает следующих видов.

Неправильная блочность — самая распространенная и полигенетичная. Контуров блоков в кварцевых образованиях неправильные, иногда полигональные, чаще извилистые, размеры их изменяются в широких пределах; разориентация блоков, как уже указывалось, незначительно — лишь в первых градусах. Обнаруживает переходы к линейной и брусковидной блочностям. Генезис неправильной блочности может быть, по-видимому, первично кристаллизационным и вторичным — следствием наложения стрессовых напряжений.

Линейная блочность имеет характерный облик. Границы блоков обычно пересекают все зерна кварца и ориентированы субпараллельно (рис. 8.1, см. 5). Иногда в пределах одного зерна наблюдается серия субпараллельных блоков. При повороте столика микроскопа угасание фронтально скользит с одного блока на другой. Такая блочность характерна для кварца гранитов и, возможно, является следствием напряжений во время их кристаллизации. Отмечается также в гнейсах и других типах кварцсодержащих пород вместе с другими разновидностями блочности. В этом случае линейная блочность кварца, по-видимому, является результатом динамометаморфизма.

Термин «*брусковидная блочность*» заимствован И.М. Симоновичем у А.Н. Петровской, 1965 г. Границы блоков этой разновидности образуют две субпараллельные серии, пересекающиеся под углом, близким к прямому. Отделяемые этими границами блоки имеют брусковидное, прямоугольное очертание. Угасание в них чередуется в шахматном порядке (рис. 8.1., см. 6). Брусковидная блочность характерна для различных типов кварцсодержащих пород и жильного кварца, подвергшихся интенсивному динамометаморфизму.

Волнистое угасание — этот структурный дефект кварца хорошо известен. В чистом виде волнистое угасание проявляется в непрерывном «скольжении» фронта угасания из одной части кварцевого индивида в другую при повороте столика поляризационного микроскопа. В зависимости от типа перемещения фронта волнистого угасания различают три разновидности этого структурного дефекта.

Облачное волнистое угасание отличается пятнистым, неправильным движением фронта угасания кварца при повороте столика микроскопа. Разориентация различно гаснущих участков кварцевого индивида в этом случае слабая (таблица 8.1.).

Фронтальное волнистое угасание, как следует из названия, характеризуется постепенным переходом фронта волнистого угасания при повороте столика микроскопа из одного конца кварцевого индивида в другой.

Прерывистое волнистое угасание — промежуточная разновидность, обладающая чертами блочности и волнистого угасания. Обоснование выделения этой разновидности приведено выше. Как уже отмечалось, такого рода волнистое угасание отличается прерывистым движением фронта угасания при повороте столика микроскопа. Однако участки прерывистого угасания очень нечетко обособлены друг от друга и не могут классифицироваться как блочность (рис. 8.1., см. 7). Прерывистое угасание обусловлено значительной разориентацией различно гаснущих участков кварцевых индивидов.

Волнистое угасание кварца обычно связывают с динамометаморфизмом. Тем не менее, доказано, что в некоторых случаях волнистое угасание имеет первичнокристаллизационное происхождение.

Структурные дефекты, связанные с пластической деформацией кварца. К этой группе структурных дефектов относятся деформационное пластикование, иррациональное двойникование, пояса деформации, «смятие» кварца и полосы деформации. Все они имеют очень сходное происхождение и связаны с наложенной пластической деформацией кварца пород самого различного генезиса, а следовательно, несут ограниченную информацию.

В соответствии с этой разработанной И.М. Симановичем классификацией была им предпринята попытка оценить встречаемость тех или иных оптически определяемых структурных дефектов кварца различного генезиса. Методика изучения заклю-

чалась в фиксации присутствия (или отсутствия) данного структурного дефекта в 50–100 зернах кварца каждого эталонного образца. Полученные данные дополнялись определением внутри исследуемого кварца включений иных минералов и различных видов минералообразующей среды (ВМС).

По этим трем параметрам сравнивались между собой кварцы из эталонной коллекции, куда были подобраны заведомо известные *генетические типы* этого минерала. Их было подобрано шесть: 1 — из пород, претерпевших высокие ступени метаморфизма, 2 — из гранитоидов древних (архейских), ассоциировавших с предыдущей группой метапород, 3 — из гранитоидов молодых, 4 — кварц жильный, 5 — пегматитовый и 6 — из кислых эффузивов. Каждой из этих категорий кварца свойственны индивидуальные типоморфные признаки (кое в чем совпадающие, пересекающиеся, но в комплексном наборе своих разновидностей отличные от остальных генетических типов) — см. в таблице 8.2.

Так, например, *кварцу метаморфитов и древних гранитоидов* свойственна повышенная частота встречаемости таких морфологических разновидностей структурных дефектов, как: поликристалличность с изрезанными лапчатыми контурами индивидов и блочность — линейная и брусковидная. Для них же характерна наименьшая частота встречаемости (вплоть до полного отсутствия) газовых, многофазных и затвердевших ВМС. И минеральные включения у них обильны, но все же заметно отличаются. У метапород это графит, гранат, дистен и сфен; много биотита, обычны циркон, апатит, мусковит, эпидот. А у гранитоидов — на первом месте игольчатый рутил; остальные минералы встречаются реже: в основном, это биотит, циркон, апатит, мусковит, рудный минерал, эпидот. *Кварц молодых гранитоидов* отличен гораздо меньшей частотой встречаемости признаков поликристалличности и блочности, зато повышенной частотой волнистых угасаний и высокой частотой встречаемости крупных ограненных газовых и многофазных ВМС, и редкой встречаемостью минеральных включений, за исключением характерного игольчатого рутила. В *кварце из кислых эффузивов* минеральные включения, как правило, отсутствуют, структурные дефекты минимальны, а ВМС — только в затвердевших формах. Особенности *жильного и пегматитового кварца* характеризуются, прежде всего, обилием видов структурных дефектов (см. в таблицах 8.1 и 8.2).

Таблица 8.2.
Важнейшие типоморфные признаки кварца различного генезиса, по И.М. Симановичу.

№	Генетические типы кварца	Типоморфные признаки		
		Оптически определяемые структурные дефекты	Минеральные включения	Включения минералообразующей среды
1.	Кварц метаморфических пород	Повышенная ч.в. <i>ПИЛК</i> , <i>БЛ</i> и <i>ББ</i> .	Графит, гранат, силлиманит, дистен, сфен. Повышенная ч.в. биотита. Обычны циркон, апатит, мусковит, рудный, эпидот.	Наименьшая ч.в. крупных ограниченных, полуограниченных, газовых и многофазных <i>ВМС</i> . Отсутствуют затвердевшие <i>ВМС</i> . Зерен с высокой насыщенностью практически нет. Наибольшее количество зерен без включений.
2.	Кварц древних гранитоидов	По типам и ч.в. дефектов близки к (1). Несколько понижены ч.в. <i>ПИП</i> и <i>БЛ</i> .	Игольчатый рутил. Ч.в. прочих минералов ниже по сравнению с (1). Обычны биотит, циркон, апатит, мусковит, рудный, эпидот.	Несколько более высокая ч.в. (по сравнению с 1) крупных ограниченных, полуограниченных, газовых и многофазных <i>ВМС</i> и зерен со средней и высокой насыщенностью.
3.	Кварц молодых гранитоидов	Резко понижены (по сравнению с 1, 2) ч.в. <i>ПИП</i> , <i>БЛ</i> , <i>МИЛК</i> , <i>ББ</i> и <i>ВУП</i> . Повышенная ч.в. <i>ВУО</i> . Высокая ч.в. <i>БД</i> .	Малая (по сравнению с 1, 2) ч.в. минеральных включений. Характерен игольчатый рутил.	Высокая ч.в. крупных, ограниченных, полуограниченных, газовых и многофазных <i>ВМС</i> . Характерны зерна с высокой насыщенностью. Отмечаются затвердевшие <i>ВМС</i> .
4.	Кварц жильный	Резко понижена ч.в. <i>БЛ</i> . Типичны <i>БН</i> и <i>ВУП</i> . Высокая ч.в. <i>БД</i> .	Разнообразны, но ч.в. обычно очень низка.	Высокая ч.в. крупных, ограниченных и полуограниченных <i>ВМС</i> . Ч.в. газовых и многофазных <i>ВМС</i> низкая. Зерна с высокой и очень высокой насыщенностью.
5.	Кварц пегматитов	Близок к (4).	То же.	Близок к (4). Очень характерны крупные и газовые <i>ВМС</i> .
6.	Кварц кислых эффузивов	Обычно <i>БД</i> , редко – <i>ВУО</i> .	Не известны	Характерны только затвердевшие <i>ВМС</i> .

Примечание: ч.в. — частота встречаемости; ВМС — включения минералообразующей среды; в кварце любого генезиса из тектонически активных зон может быть высокая частота встречаемости ПИЛК, МГ, ББ, ВУП, ПД, а также вторичных включений минералообразующей среды; в «чистых» разностях жильного и пегматитового кварца может наблюдаться почти полное отсутствие включений минералообразующей среды.

В перечне этих шести эталонных типов минерала не упоминался *кварц, переотложенный из более древних осадков* или осадочных пород. О его признаках И.М. Симанович писал, но они будут понятнее нам после рассмотрения этапности стадийных постседиментационных преобразований кварца, т.е. в конце этого раздела. А пока еще раз констатируем, это автор рассмотренной выше типизации кварца разработал и внедрил в практику геологических работ метод статистического анализа вероятностной оценки генетической принадлежности кварца путем количественного подсчета типоморфных признаков у 100 зерен в поляризационном микроскопе (Симанович, 1978, с. 3–10). Это дало реальную возможность, не прибегая к исследованию акцессорных минералов «тяжелой фракции» в кварцевых песках и песчаниках кайнозоя, мезозоя, палеозоя и неметаморфизованных образований докембрия, определять исходные составы пород в исчезнувших к нашему времени питающих провинциях СБ, т.е. вносить существенный вклад в палеогеографические реконструкции.

Такое стало возможным потому, что при транспортировке и седиментации кварцевых частиц претерпевают изменения лишь их размеры, форма и морфология поверхностей (например, матовость при золотом переносе, царапины — при ледовой транспортировке), но не внутреннее их содержание. Сохраняются типоморфные признаки. И они в основном не утрачиваются вплоть до попадания породы в напряженные P-T условия стадии метазенеза.

Однако это вовсе не означает, что кварц при диагенезе и катагенезе остается совершенно инертным. Это не так.

Стадиальные изменения в кварце, которые отражены на рис. 8.2., взятом из книги И.М. Симановича (1978), сводятся к нижеследующему.

Коррозия на стадиях диагенеза и начального катагенеза — довольно распространенное явление, особенно в щелочной среде, свидетельством чему служат отчетливо выраженные кор-

розионные контакты между терригенным кварцем и аутигенным поровым кальцитом, цементирующим кварцевый агрегат. Коррозионные контакты бывают также у кварца с гидроксидными железом, гидрослюдами и с вторичным опалом.

Аутигенные новообразования минералов группы SiO_2 , возникшие за счет продуктов корродирования терригенных зерен кварца, бывают представлены колломорфным агрегатом опала и коллоидально-зернистым халцедоном, которые заполняют межзерновые промежутки на стадии диагенеза и перекристаллизуются в аутигенный кварц цемента порового типа на катагенетической стадии. Эта разновидность кварца отлична от терригенной своею «чистотой» — отсутствием ВМС и структурных дефектов кристаллической решетки.

Обесцвечивание разновидностей так называемого «дымчатого» кварца начинается на стадии его транспортировки и завершается при диагенезе. И.М. Симанович трактует механизм этого процесса следующим образом. Дымчатость окраски кварца из некоторых гранитов и гранито-гнейсов обусловлена изоморфными замещениями в кристаллической решетке этого минерала небольшой части катионов Si^{4+} на Al^{3+} и компенсацией заряда и привнесом Li^+ или Na^+ . В кислых условиях выветривания, седиментогенеза и диагенеза (при низких значениях pH) происходит диффузная замена Li^+ , Na^+ на протон H^+ , а утрата лития с натрием обуславливает утрату дымчатости. Этот процесс для нас выходит за рамки просто интересного минералогического факта, потому что из него следует важное для палеогеографии правило. Оно состоит в следующем. Если мы в свежем терригенном осадке или в прошедшей через стадию диагенеза породе все же находим обломочные кварцевые зерна с признаками дымчатости, то это свидетельствует о щелочности среды при седименто- и диагенезе, а таковая служит одним из явных признаков климатической аридности.

Регенерация кварца — весьма распространенное явление. Оно скачкообразно активизируется на подстадии глубинного катагенеза, при $T \geq 100^\circ$ и P_s около 100 МПа, будучи там генетически взаимосвязанным со структурами гравитационной коррозии обломочных зерен — конформными, микростилолитовыми и инкорпорационными (рис. 8.3.). Эти структуры сочетаются в песчаниках с регенерацией части кварцевых зерен, обрастающих сплошной или прерывистой каймой, или с отдельными, заполнившими межзерновые промежутки «пламеневидными» от-

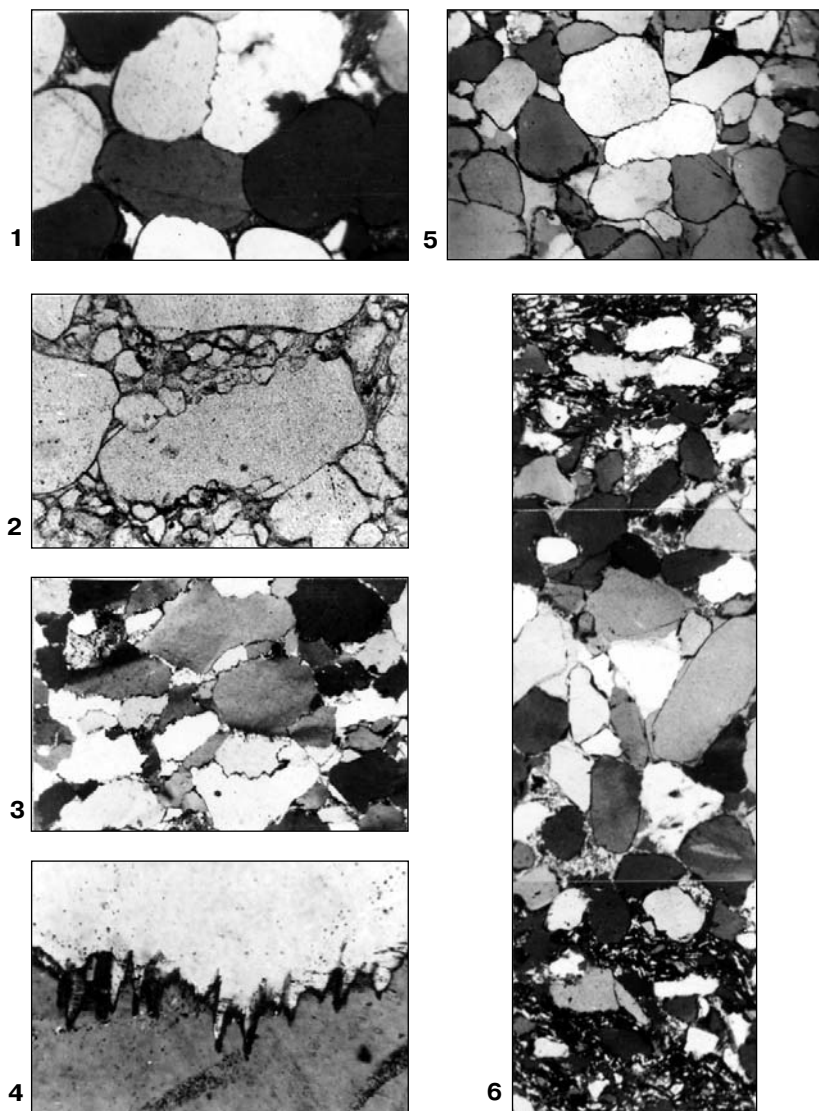


Рис. 8.3. Растворение и регенерация обломочного кварца на глубинно-катагенетической стадии, по И.М. Симановичу, 1975 г. Шлифы, николи +; размеры обломочных зерен от 0,25 до 0,5 мм:

1 — конформно-регенерационная структура, увел. 80; 2 — инкорпорация мелких зерен кварца в обломки кремнистой породы; без анализатора увел. 80; 3 — зона интенсивной микростилолитизации, увел. 80; 4 — микростилоли-

товый контакт двух обломочных зерен, увел. 295; 5 — конформно-регенерационная структура шокшинских кварцито-песчаников; отчетливо видны «рубашки» окислов железа вокруг обломочных зерен, увел. 80; 6 — чередование зонк, обогащенных обломочными слюдами, с интенсивным растворением кварцевых зерен, и зонк с регенерационным кварцевым цементом, увел. 70.

ростками, которые цементируют соседние обломочные зерна (см. рис. 3.3. и 8.3.) Регенерации обычно бывают подвержены обломки более мелких размеров (не испытывавшие сильного давления, воздействующего 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 (перпендикулярно к вектору давления). Все это дает основание считать, что растворенная кремнекислота была переотложена тут же, в поровых пространствах. Возможна также межпластовая миграция SiO_2 , наличие которой подтверждает правый нижний фотоснимок (рис. 8.3., см. 6). Там видно, что в слойках, насыщенных слюдами, в щелочной среде кварц сильно корродирован и приобрел вторичную лепешковидную форму. А в среднем прослое без глинистого заполнителя (куда выжимались растворы SiO_2) возник регенерационный кварцевый цемент.

Массовые конформно-регенерационные или инкорпорационно-регенерационные структурно-минеральные новообразования принадлежат к числу важных и легко опознаваемых индикаторов глубокого катагенетического преобразования исследуемой породы (см. рис. 8.2.). 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 под давлением. Известны, например, описанные В.И. Муравьевым (1983) случаи возникновения регенерационных кварцевых цементов без достаточного уплотнения породы на стадиях начального катагенеза и иногда даже диагенеза (рис. 8.4.). 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 обеспечивают

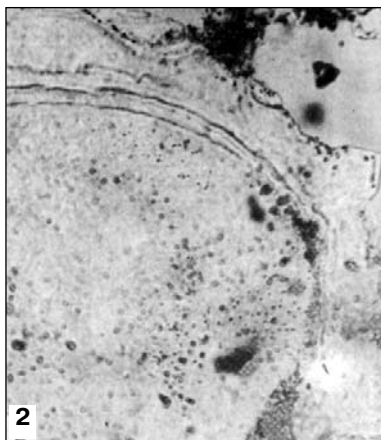


Рис. 8.4. Зональная кайма регенерационного кварца в цементе песчаника из прослоя внутри мезозойской глауконито-кремнистой формации на Русской плите, по В.И. Муравьеву (1983).

Вверху — фотоснимок в растровом электронном микроскопе, внизу — то же в микроскопе поляризационном. Заметно нарастание слоя аутигенного кварца над тончайшей пленкой глобулярного опала на поверхности кварцевого песчаного зерна.

ся 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. В данном случае вода, проникшая 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 гидрослюду в чередующихся с песчаниками пластах глинистых пород (см. в главе 5).

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 (1983) заметил, что в первом из них между кварцевым зерном и окружающей его оторочкой видна четкая световая полоска Бекке при выключенном анализаторе поляризованного 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 (см. рис. 8.3.). Но здесь, напротив, при максимальном увеличении обнаружилась 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 явление можно было объяснить только тем, что между обломками 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 (см. рис. 8.4.). Он образу-

ет 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 (Симанович, 1978, 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 зерно от аутигенного кварца часто отделяется каймой, состоящей из однородных минеральных включений. Они, например, в шокшинских кварцитопесчаниках протерозоя Карелии были представлены оксидами железа и глинистыми минералами (рис. 8.3, см. 5). 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 кварца служит достаточно надежным признаком позднекатагенетического генезиса последнего.

Преобразования кварца еще более информативны для выделения *границы между катагенетической и послекатагенетической* стадиями. Термальная аномалия, 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 начальной рекристаллизационный бластез*, наложенный на позднекатагенетические конформно-регенерационные структуры и распространенный как на обломочный, так и на аутигенный кварц.

Бластез кварца относительно легко выявляется даже при средних увеличениях обычного поляризационного микроскопа (см. рис. 3.7.). Он на начальных этапах метагенеза 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 (Симанович, 1978, с. 68). Это можно увидеть при скрещении николей (рис. 8.5.). 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 выключенном 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 попеременном 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. 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 границ минерала требуется энергия активации. Причиной их движения являются внутренние напряжения в зернах кварца или внешние приложенные напряжения (стресс), или стремление к уменьшению свободной энергии самих границ зерен. «В метагенетически измененных кварцитопесчаниках обычно наблюдается лишь редкое осложнение эпигенетических 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 гранобластические (гранобластовые) структуры...» (Симанович, 1978, с. 70). А в динамически активных зонах метагенеза рекристаллизационные контакты бывают осложнены грануляцией — развитием на участках контакта разноори-

ентированных мельчайших кварцевых индивидов, угасающих в «шахматном порядке». Такие *структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза* отличны от упоминавшихся выше инкорпорационных катагенетических структур кажущейся «неразъемностью» контактирующих агрегатов зерен в первом случае. Такой же процесс наложения кристаллбластеза на более ранние конформно-регенерационные структуры при зеленос-

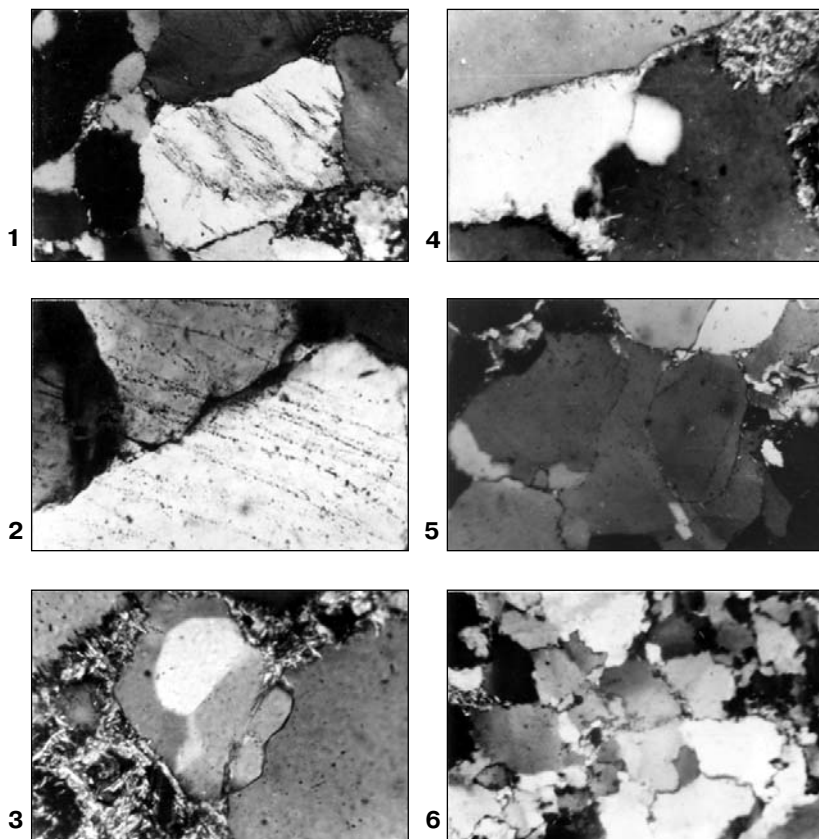


Рис. 8.5. Начальнобластические микроструктуры кварца песчаных пород и сопутствующие им новообразования стадии метазенеза. По И.М. Симановичу (1975). Шлифы, николи +:

1 — трещинки хрупкой деформации зерен кварца, увел. 70; 2 — полосы Бёма, увел. 180; 3 и 4 — рекристаллизационно-бластическое замещение кварца кварцем (миграция границы), увел. 180; 5 — то же, увел. 80; 6 — почти полнобластическая структура породы, увел. 80.

ланцевом метаморфизме докембрийских кварцито-песчаников, со ссылкой на метод выявления бластеза по И.М. Симановичу, продемонстрировал автор (Япаскерт, 1976).

Помимо структур бластеза, признаком наложения стадии метабленеза являются: пластическая деформация, структуры дифференциального скольжения и начало «метаморфизма» (самоочищения) терригенного кварца.

Полоски Бёма являются одним из легко наблюдаемых явлений пластической деформации. Это 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. 8.5, см. 2; рис. 8.6).

Важно напомнить, что само по себе обнаружение полосок Бёма внутри обломочного зерна еще не свидетельствует о глу-

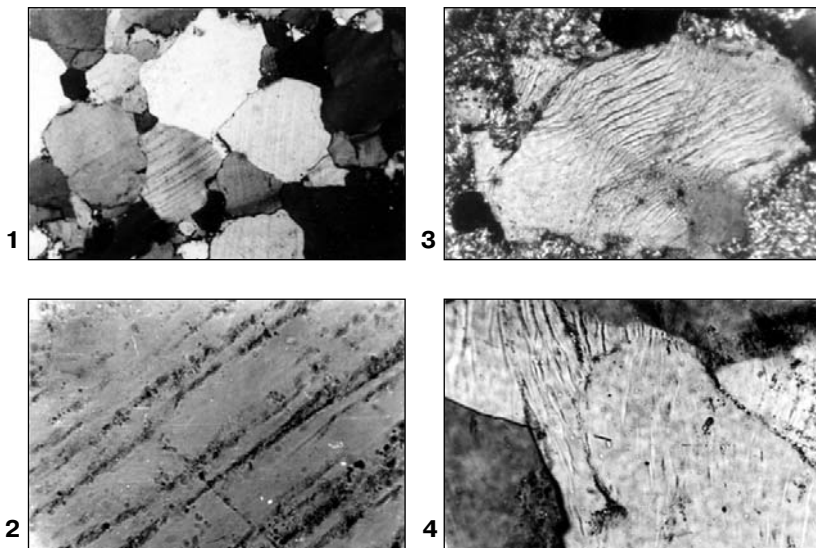


Рис. 8.6. Полоски Бёма в кварце на стадии метабленеза.

По И.М. Симановичу (1975). Шлифы, николи +:

1 — общий вид, увел. 80; 2 — структура полосок, обусловленная цепочками пузырьков жидкости, увел. 800; 3 — искривленные, ветвящиеся, деформационные пластинки, увел. 300; 4 — соотношение деформационного пластинкования в обломочном зерне и его регенерационной кайме, доказывающее возникновение полосок Бёма *in situ*, увел. 80.

боких динамотермальных преобразованиях всей породы в целом. Зерно может быть переотложено из более древней, претерпевшей начальный метаморфизм породы. Важно, чтобы эти полосы пересекали регенерационные каймы кварца (рис. 8.6., см. 4) — тогда уже ясно, что они вторичны, так как возникли на более поздней стадии интенсивных преобразований в породе.

Формирование полосок — важный шаг **к самоочищению кварца** от имевшихся в нем примесей и дефектов (метаморфизма кварца, по И.М. Симановичу). Они полностью удаляются на этапе зеленосланцевого метаморфизма. При еще более глубоком метаморфизме вместо них в «чистом» кварце появляются совершенно новые включения.

Совсем недавно И.М. Симанович объяснил процессом метаморфогенного самоочищения кварца механизм концентрации золота в цементе позднеархейских конгломератов месторождения Витватерсранд (ЮАР). По его данным, исходной питающей провинцией этого СБ были раннеархейские зеленосланцевые толщи с обильными кварцевыми золотоносными жилами гидротермального генезиса. Последние образовали гальки, освободившиеся от металлических примесей в процессе их метаморфизма.

Итог: кварц — минерал свидетель многих условий седиментогенеза и стадийности литогенеза. Регенерационные и бластические преобразования кварца дают важную информацию о конечных этапах катагенеза и о переходе к более напряженным термобарическим условиям стадии, выделяемой многими литологами под названием метагенеза, а нами — относимой к началу метаморфических изменений осадочной породы (см. в главе 10).

Кратко рассмотренные нами стадияльные преобразования кварца представляют интерес не только применительно к познанию этапности процессов литогенеза. Полезно знать, до какой степени измененности этого минерала возможно использование его типоморфных признаков для палеогеографических построений.

Кроме того, рассмотрев седиментогенные и постседиментогенные изменения аллотигенного кварца и этапность формирования его аутигенного собрата, мы можем вернуться к диагностическим признакам этого минерала для случаев его существования не непосредственно из магматических, жильных или глубокометаморфизованных пород, но для случаев переотложе-

ния кварца из более древних осадочных формаций. Если эти формации не претерпевали стадий метазенеза или зеленосланцевого метаморфизма, то их кварц сохранит в основных чертах типоморфизм от его «прародителей», т.е. пород не осадочных. Кварц не утратит эти признаки (за исключением дымчатости и отдельных включений) при многократном прохождении через осадочные циклы: от мобилизации к катагенезу, снова к мобилизации и т.д. Именно так формируются кварцевые пески мезозоя и кайнозоя на Русской плите. Первоисточниками их кварца служат породы докембрия Балтийского и Украинского щитов (гранито-гнейсы, различные кристаллические сланцы, мигматиты, пегматиты и кварцевые жилы). Их кварц приобретает при многократном рециклинге совершенство сферической формы своих зерен.

Одноактный перенос, даже на очень большие расстояния от изначально кристаллически-зернистых пород, идеально-сферическую форму песчаным частицам не обеспечивает. Это доказано наблюдениями и над современными осадками в устьях крупнейших рек — Миссисипи и Лены, где окатанность кварцевых (и полевошпатовых тоже) частичек не из осадочных пород далека от совершенства. Это же выявлено экспериментами литолога П. Кюнена (P. Kuenen) в середине XX в. В замкнутом по окружности желобе он моделировал абразию зерен кварца в водном потоке. Выяснилось, что первичное округление зерен (всего 1–2%) достигается на первых сотнях километров. А в дальнейшем, в особенности для зерен фракций 0,25–0,5 мм и 0,1–0,25 мм, абразия кварца в водном потоке становится незначительной (0,1% на 10 000 км для средних полукатанных зерен). А эоловая абразия, также смоделированная в воздуходушных системах, приводит к потере веса песчинок в 100–1000 раз большей, чем при их водной транспортировке. В результате их соударений совместно с частичным химическим растворением при эоловом процессе песчинки обретают «матовую» поверхность, которая в сканирующем электронном микроскопе напоминает кратерную морфологию лунного ландшафта.

Интересные экспериментальные исследования поведения обломочного кварца при механическом и химическом разрушении были тогда же проведены в ГИН АН СССР сотрудниками лаборатории геоминералогии М.Я. Кацем совместно с И.М. Симановичем. Ими было установлено, что при разрушении кварца в лабораторных условиях в первую очередь уничтожались его

зерна со включениями, вследствие чего изменялись плотностные свойства осадка — они приближались к свойствам оптически чистого минерала (свободные от включений зерна легче прочих). Это явление исследователи называли «вызреванием» обломочного кварца.

Итак, седиментогенный кварц, заимствованный не из кристаллических пород, а из более древних кварцевых же обломочных пород, характеризуется признаками своего вызревания и, в большинстве своем, хорошей окатанностью.

И есть еще один *признак, надежно доказывающий осадочный источник мобилизованного кварцевого зерна*: это если внутри его мы увидим под микроскопом остатки регенерационной каемки. Только в данном случае надо обязательно убедиться в том, что эта каемка не внутривидовая вторичная, а давняя, срезанная внешней поверхностью контура обломочного зерна на этапах денудации кварцевых песчаников и транспортировки их бывших зерен в конечный бассейн стока.

Таким образом, аллотигенный и аутигенный кварц, взаимодополняя друг друга своими типоморфными признаками, являются ценными свидетелями стадийности и эволюции осадочного процесса.

8.3. Калишпаты и альбиты

Калиевые и натриевые полевые шпаты — самые устойчивые к разрушению в сравнении с остальными членами этой группы каркасных силикатов (отнесенных к категории доноров) — рассматриваются вместе с кварцем в известной мере условно, потому, что они гораздо менее стойки к химическим и физическим воздействиям, чем вышеописанный минерал. Однако они достаточно «живучи» при многих условиях гипергенеза и седиментогенеза, благодаря чему являются пороодообразующими минералами в распространенной категории обломочных пород, имеющих общепризнанное собственное наименование — **аркозы**. Еще шире эти минералы распространены в породах смешанного состава — *субаркозах (или кварцевых аркозах), граувакко-аркозах и аркозо-граувакках*.

Главные поставщики аллотигенных ПК для всех этих отложений являются магматические кислые породы — главным об-

разом, гранитоиды и возникшие за их счет гранито-гнейсы. Эти магматические образования, как известно, различаются степенью своей кислотности, щелочности, железистости, соотношениями K/Na и Na/Ca и др. геохимическими и петрографическими особенностями, а потому и аркозы по составу и количественным сочетаниям калишпатов и плагиоклазов бывают разные — см. специально посвященный им раздел монографии о песчаниках В.Н. Шванова (1987). Известны «классические» кварцево-калишпат-альбитовые и кварцево-калишпат-олигоклазовые их разновидности. Но помимо них существуют представители аркоз с очень малым содержанием калишпата и есть еще так называемые «средние аркозы», у которых некоторые плагиоклазы по составу близки к андезину (см. рис. 3.5, 5.11, 5.14, 7.4 и см. выше).

Здесь мы видим, что грань между минералом-донором и долгожителем в природе условна. Потому что даже самые относительно стойкие натриевые плагиоколазы — альбиты и калиевые ортоклазы на стадиях диагенеза и катагенеза начинают заметно корродироваться, а ортоклазы — регенерироваться, что было показано исследователями из Великобритании М. Ли и П. Парсонсом (M.P. Lee and I.Parsons, 2003 — библиографическую ссылку см. выше, в главе 7) в недавней статье о постседиментационных полевых шпатах в нижнеюрских песчаных отложениях, залегающих на 3,2–4,5 км глубже дна Северного моря и прогретых ныне до $T=130^{\circ}\text{C}$. Там большинство обломочных щелочных полевых шпатов имеют наросты толщиной менее 50 мкм в кристаллографической плоскости (001). Определенный с помощью микрозонда их химический состав оказался таким: $\text{Or}_{99,5}\text{Ab}_{0,4}\text{An}_{0,0}\text{Cs}_{0,1}$, где Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит, Cs — цельзиан с формульным составом: $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Причем оказалось, что узкие зоны этого ортоклаза, обогащенные Cs расположены в самых молодых частях некоторых наростов. Переход между обломочным зерном и наростом очень резок. Сами же обломочные калишпаты имеют микроструктуру «клеточной материи», и содержат криптопертитовые альбитовые вросстки, что свидетельствует об их изначальном плутоническом или метаморфическом происхождении. В промежутках между этими зернами и ортоклазовыми аутигенными наростами встречены чешуи хорошо окристаллизованного иллита, кристаллики барита и пирита.

Исследователи показали региональную распространенность подобных вышеупомянутым образований, подчеркнув при

этом, что известные данные о альбитизации при катагенезе (исследователи именовали всю эту стадию «диагенезом») могут быть пополнены сведениями о массовой миграции калия.

Цитируемые авторы высказали мнение, что замещение кластических зерен аутигенным калишпатом и формирование калишпатового цемента в глубоко захороненных аркозовых песчаниках представляет, по-видимому, обычный процесс, дополняющий альбитизацию. Взаимные обмены Na и K могут быть связаны с различными температурными градиентами или с флюидообменом пластов разного состава.

В данном случае возникает некоторая аналогия с поведением кварца на подстадии глубинного катагенеза, однако, регенерационное окварцевание осуществляется более масштабно и выглядит под микроскопом гораздо заметнее альбитизации и калишпатизации. Но о вероятности обнаружения таковых надо всегда помнить, приступая к исследованию полимиктовых терригенных пород, которые залегают в низах осадочного выполнения БП или присутствуют в составе СНС.

Возвращаясь к типоморфным признакам аллотигенных ПК и их индикаторной роли (подобной признаком кварца), можно только констатировать, что здесь заключена большая сфера возможностей для исследователей геоминералогии полевых шпатов в будущем. Такую работу собиралась, но не успела реализовать А.Г. Коссовская. Она в ранних своих работах, посвященных литогенезу средних аркоз Вилюйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба, описала несколько типоморфных разностей терригенных плагиоклазов, найдя признаки аналогии между ними и плагиоклазами докембрийских диафторитов и палеозойских интрузий на Алданском щите и Становом хребте. Исходя из этих фактов, принципиально по-новому к прежним представлениям решался вопрос о пагеогеографии. А.Г. Коссовская доказала привнос в СБ веществ не с востока (как считали прежде), а с юга — мощный позднемезозойской рекой Палеолоной, что подтвердили впоследствии литолого-фациальные исследования Г.Ф. Крашенинникова и автора (см. в главе 10). Но это были первые плодотворные итоги исследования полевых шпатов. Продолжить их предстоит нам в будущем.

8.4. Прочие аллотигенные островные и каркасные силикаты, оксиды и фосфаты

Эти минералы, в отличие от вышеописанных, в большинстве своем (кроме фосфатов) в осадках и осадочных породах не бывают породообразующими. Как правило, это аллотигенные зёрна мелко— и тонкопесчаной фракции (0,1–0,25 мм и 0,05–0,1 мм). Концентрированные скопления образуют лишь в россыпях. Обладают повышенными сравнительно с кварцем, полевыми шпатами и слюдами, объемными весами, отчего именуются как представители «тяжелой фракции», которая выделяется в ходе гранулометрического анализа рыхлой (или разрыхленной) породной навески и последующего разделения ее мелко— и тонкопесчаных фракций на тяжелые и легкие ПК в «тяжелой» жидкости (обычно в бромформе). Типоморфные особенности разновидностей этих минералов и индикаторные признаки их генезиса приводятся ниже на основе сведений, заимствованных из книг по минералогии В.П. Батурина (1937), М.Г. Бергера (1986), М.Г. Даминовой (1963), Е.М. Захаровой (2006), Н.В. Логвиненко (1962), Г.Б. Мильнера и др. (Петрография ..., 1968), И.А. Преображенского и С.Г. Саркисяна (1954), В.А. Наумова, К. Хёрבלата и К. Клейна (см. в главе 7), Ф.В. Чухрова и др. (Минералы ..., 1965), Н.П. Юшкина (1982) и личных наблюдений автора. Рассмотрим кратко эти сведения.

Цирконы $ZrSiO_4$ — своею распространенностью в осадках и уникальной устойчивостью могут рассматриваться как гомологи кварца, с той только разницей, что цирконы не бывают породообразующими. Они, подобно кварцу, выдерживают многократное прохождение через осадочные циклы (от мобилизации к катагенезу или метаморфизму и до новой мобилизации) — рециклинг настолько многократный, что обломочные частички, несмотря на свои мельчайшие размеры (0,05–0,1 мм) приобретают явно окатанную форму, как показано на рис. 8.7. Напомню, что любые минеральные зерна такой размерности, будучи перенесенными рекой на расстояние нескольких тысяч километров, практически не меняют своей исходной угловатости, и только многократная эоловая либо прибрежно-морская «шлифовка» обломков способна придать им сферичность.

Эти же зерна циркона, подобно кварцевым окатанным песчинкам, способны обрастать правильно ограненной регерации-

онной каймой цирконового состава (рис. 8.7, см. 1–7), по-видимому, на стадии глубинного катагенеза, а может быть, и при более напряженных P-T режимах метagenеза — начального метаморфизма осадочной цирконовмещающей породы.

Распространенность разных видов аллотигенного циркона: хорошо окристаллизованных длинно— и короткопризматических, нередко с зонарным строением кристаллов; зерен со следами слабой окатанности (судя по закругленностям острых углов в кристалле); хорошо окатанных, эллипсоидальной формы; а также вторично регенерированных и др. — объясняется не только «живучестью» этого минерала и его стойкостью к химическим и физическим воздействиям на него, но также полигенетичностью цирконов, т.е. встречаемостью их в составе разнообразных пород внутри питающих провинций СБ. Наибольшей распространенностью цирконы пользуются как постоянные второстепенные минералы кислых и щелочных магматических пород и пегматитов; но бывают они и в составе гидротермальных кварцевых жил, гнейсов, метаморфических сланцев и карбонатов. Эти породы в большинстве своем сформировались в относительно более верхних слоях литосферы сравнительно с ос-



Рис. 8.7. Циркон из осадочных толщ, по Г.Б. Мильнеру (1968):

В — типичные кристаллы и их обломки из наносов от дартмурских гранитов, величины зерен 0,1–0,4 мм; С — циркон с регенерационными каемками до-растания, увел. 150: 1–3 — в жерновом камне, Йоркшир; 4–6 — из среднеюрских отложений там же; 7 — нижнекаменноугольных отложений Нортумберленда.

новными и ультраосновными образованиями, т.е. в Р-Т и геохимических условиях несколько менее контрастных сравнительно с условиями зоны осадкообразования, а потому цирконы (как и др. ниже рассматриваемые минералы) в осадочном процессе оказались несравненно устойчивее оливинов, многих гранатов и др. минералов-доноров, которые рассматривались в главе 7. Цирконы — скорее свидетели и индикаторы условий и этапности седименто— и литогенеза, хотя определенные элементы донорства присущи и им (см. данные о регенерации).

В работах Н.П. Юшкина (1982) и др. (Петрография ..., 1968) уделено внимание типоморфизму этих минералов, как показателю их изначального генезиса. Вот, как об этом пишет известный специалист геологического факультета МГУ по минералогии россыпей Е.М. Захарова: «Такие типоморфные признаки, как внешний облик зерен, габитус кристаллов, комплекс элементов-примесей, отношение Zr к Hf, позволяют установить формационный тип коренных источников минерала. Так, цирконы, развитые в гранитоидах, обычно длиннопризматические с коэффициентом удлинения более 2. Для ранних фаз становления этих комплексов типичны бесцветные или бледноокрашенные (розоватые, желтоватые) сложнограненные кристаллы, лишенные включений микроминералов и обладающие слабой радиоактивностью. Цирконы более поздних фаз становления комплексов обычно имеют простую огранку, выделения их несколько крупнее, окраска темная, нередко зональная (ядро кристалла более темное). Они могут содержать включения микроминералов (рутил, брукит, апатит, в случае пегматитов — фергюсонит, монацит, ксенотим), теряют чистоту и прозрачность, становясь при обилии включений даже непрозрачными. Для этих цирконов характерны обогащение примесями U, Th, Hf, редких земель (Y), повышенная радиоактивность и проявление процессов метамиктного распада. Флюоритоносным щелочным гранитоидным комплексам свойственны красно-бурые циртолиты. Содержание в цирконах урана определяет их окраску и оптические свойства. Например, при низких содержаниях урана цирконы бесцветны или окрашены в бледные, светлые тона и обладают более высоким двупреломлением. Повышение содержания урана отмечается в пурпурно-красном гиацинте, двупреломление которого снижается. Малакон, обогащенный ураном, непрозрачен, имеет бурый цвет и находится в метамиктном состоянии. Вследствие высокой механической и химической устойчи-

ности циркон накапливается в россыпях, претерпевая неоднократный переувлажнение и перенос на десятки и сотни километров. Россыпи циркона ближнего сноса довольно редки и связаны с корами выветривания нефелиновых сиенитов и карбонатитов (остаточные и склоновые россыпи). Основное промышленное значение имеют прибрежно-морские комплексные титан-циркониевые россыпи, питающиеся за счет размыва кор выветривания. В этих россыпях циркон является попутным компонентом и сопровождается бадделейтом, ильменитом, лейкоксом, ортитом, рутилом и монацитом. В алмазонасных россыпях циркон также встречается в значительных количествах. В россыпях хорошо сохраняются кристаллы циркона в виде удлиненных тетрагональных призм с ограненными головками. Реже наблюдаются кристаллы более сложной морфологии, чаще всего короткопризматические, богатые различными гранями. Неограниченные выделения циркона изометричны, слегка удлиненны или имеют неправильные очертания. В результате транспортировки от коренных источников и переотложения зерна циркона окатываются до палочковидных, эллипсоидальных и округлых. Поверхность их обычно гладкая, шлифованная, чистая, без вторичных продуктов — зерна сохраняют присущий им сильный алмазный блеск» (Захарова, 2006, с. 179).

Сфен (титанит) $\text{CaTiO}[\text{SiO}_4]$ — так же, как и цирконы, довольно стоек к воздействиям гипергенных, седиментогенных и постседиментационных геохимических факторов. Он представлен обычно клиновидными, конвертообразными, реже призматическими кристаллами (рис. 8.8.), которые в петрографическом шлифе нередко представляют характерные разрезы в форме ромба. Окатанность придает им слабоудлиненные овальные контуры. У зерен очень высокое двупреломление, $N_g - N_p = 0,091 - 0,140$ (перламутровые цвета интерференции высших порядков); характерна сильная дисперсия оптических осей, с формулой $\gamma > \nu$ (эффект постепенного погасания в скрещенных николях, подобно электрической лампочке, подключенной к постепенно снимающему напряжению реостату).

Породы-прародители сфена разные, в большинстве своем магматические: кислые, средние и щелочные. В нефелиновых сиенитах сфена особенно много, хотя он встречается также и в габброидах, и в метапородах. При их гипергенном разрушении сфен попадает в состав аллювиальных и мелководно-морских осадков. При превращении их в горные породы сфен, будучи

стойким, сохраняет в основном свои типоморфные признаки, но кое-где фиксируются продукты его вторичного разрушения. Это окружающие некоторые зерна сфена каемки криптозернистого *лейкоксена* — бурого, непрозрачного агрегата мельчайших (< 1 мкм) зернышек рутила, титанита, титаномагнетита, эпидота и гидрооксидов Fe.

Известны также аутигенные новообразования сфена. Они иногда встречаются в окаймлении аллотигенных зерен титаномагнетита, а также описаны в парагенезе с эпидотом, хлоритом и ломонотитом в цементе нижнемеловых песчаников типа средних аркоз из зоны глубинного катагенеза Приверхоянского прогиба — см. об эпидотах и кальциевых плагиоклазах в главе 7.

Итак, по всем своим признакам этот минерал ведет себя в осадочном процессе аналогично циркону, и часто находится с ним в едином парагенезе.

Минералы группы рутила TiO_2 так же, как циркон и сфен, устойчивы. Сам *рутил* представлен призматическими, столбчатыми, игольчатыми и коленчатыми кристаллами. В аллотигенных зернах нередко встречаются его коленчатые двойники с частично обломанной одной из сросшихся призм (рис. 8.9.). Такие образования, будучи слегка окатанными, приобретают форму «хоккейной клюшки». Их цвет бывает густой винно-красный и красно-коричневый, до черного (у разновидности, именуемой *цитрином*). Но у игольчатых кристаллов черный цвет бывает ка-



Рис. 8.8. Сфен (титанит), по Г.Б. Мильнеру (1968):

А — Фуллеровы земли, Натфилд (увел. 200); В — береговые пески Голуэй (увел. 57).

жущимся из-за широких темных краевых полос — оптических эффектов, обусловленных очень высокими показателями преломления этого минерала сравнительно с канадским бальзамом петрографического шлифа: у рутила $N_o = 2,899$, $N_e = 2,612$ и, соответственно, двупреломление тоже чрезвычайно высокое — $N_o - N_e = 0,287$. По данным Е.М. Захаровой: «Рутил связан с разнообразными плутоногенными и метаморфогенными формациями, в породах которых он присутствует в качестве акцессорного минерала. Обладает высокой химической и абразивной устойчивостью, вследствие чего выдерживает многократное переотложение и транспортировку на десятки — сотни километров, накапливаясь в комплексных титан-циркониевых россыпях совместно с ильменитом и цирконом. Благоприятствует формированию подобных россыпей широкое развитие кор химического выветривания. Наибольшее значение имеют прибрежно-морские россыпи, где основными минералами являются ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, монацит. Подобные россыпи известны в Австралии, Индии, Бразилии, США (п-ов Флорида), а также в нашей стране — древние мезозойские и палеоген-нео-



Рис. 8.9. Рутил, по Г.Б. Мильнеру (1968):

А. 1,6,7 — низы горизонта Зеленых песков, Северо-Западный Уилтшир, увел. 70; 2, 4 — пески горизонта Тенбридж-Уэлс, Кент, увел. 60; 5 — колеччатые двойники из песков горизонта Тенбридж-Уэлс, Кент, увел. 100; 8 — колеччатые двойники из современных песков, Цейлон, увел. 70. В. Третичные осадки, Новый Южный Уэлс, увел. 57.

геновые россыпи. Рутил часто наблюдается в заметных количествах в алмазонасных россыпях» (Захарова, 2006, с. 177–178).

Выше речь шла о терригенном рутиле, но этот минерал известен в осадочных породах своими аутигенными новообразованиями. Первые сообщения об аутигенности рутила и турмалина (см. ниже), опубликованные в середине XX в. Л.В. Пустоваловым, вызвали молчаливое удивление геологов. Но теперь это общеизвестный факт. Особенно часто тонкоигольчатые выделения новообразованного рутила либо тонкозернистые вкрапленники его полиморфных модификаций — анатаза и брукита — наблюдаются как включения в терригенном биотите. Это побочные аутигенные продукты, возникшие в процессе трансформирования биотита в иллит-хлоритовые пакеты (см. в главах 5 и 7). Здесь надо подчеркнуть, что все эти новообразования относятся к категории низкотемпературных, осуществляющихся в границах $T = 80\text{--}100^\circ\text{C}$.

Полиморфные разновидности рутила — *анатаз*, образующий кристаллы бипирамидальные, клиновидные, реже таблитчатые желто-бурого до буровато-коричневого цвета и *брукит*, образующий таблитчатые, уплощенные и пластинчатые кристаллы со штриховкой на гранях, тоже буро-коричневого цвета. Они встречаются реже рутила в обломках. Генетически эти минералы связаны с более узким спектром пород, чем рутил, а именно: с метаморфическими (хлоритовыми и слюдяными) сланцами, щелочными пегматитами и кварцевыми жилами альпийского типа. Следовательно, присутствие обломочных зерен анатаза или брукита может служить информацией о наличии вышеупомянутых жил и метапород в питающей провинции СБ. Об аутигенности таких же минералов см. выше.

Минералы высокоглиноземистые — группы Al_2SiO_5 : дистен (кианит), андалузит, силлиманит, ставролит и топаз (рис. 8.10. и 8.11.) — вовлекаются в осадочный процесс из контактовых роговиков вокруг крупных гранитных плутонов и из кварцево-слюдяных кристаллических сланцев средних ступеней регионального метаморфизма, которые были сформированы по осадочным, изначально глинистым отложениям. Ассоциации вышеперечисленных минералов с гранатом-альмандином являются надежными свидетелями наличия метаосадочных пород в питающей провинции исследуемого бассейна. Своей устойчивостью и «живучестью» в осадочном процессе эти высокоглиноземистые полиморфные разновидности сравнимы со сфеном и

рутилом. Их описания см. в (Даминова, 1963, с. 111–116; Хёрл-бат, Клейн, 1982, с. 489–496; Захарова, 2006, с. 172–175).

Корунд Al_2O_3 образует кристаллы столбчатые, боченковидные и пирамидальные с развитой на их гранях грубой штриховкой, без спайности, с раковистыми изломами. Чистый корунд бесцветен, с примесями Cr^{2+} — красный рубин, а с примесями Fe^{2+} и Fe^{3+} — синий сапфир. Обломки зерен угловатые, оскольчатые, с резкой шагреневой поверхностью благодаря высоким $N_o = 1,767–1,771$ и $N_e = 1,759–1,763$. Но двупреломление низкое, как у полевых шпатов: $N_o - N_e = 0,007–0,008$.

Е.М. Захарова так характеризует особенности этого минерала: «Генетический связан с ультраосновными щелочно-габброидными и щелочными породами, сопровождающими их ме-

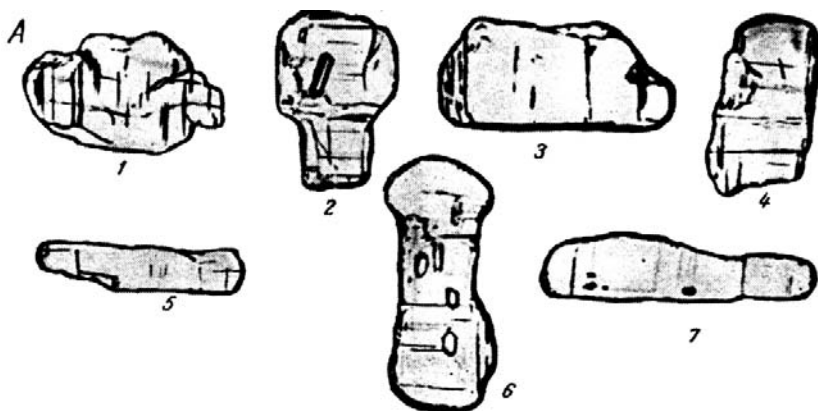


Рис. 8.10. Кианит, по Г.Б. Мильнеру (1968):

1,7 — низы горизонта Зеленых песков, Уилтшир, увел. 60; 2,3 — аллювиальные отложения, Западная Африка, увел. 60; 4,6 — пески слоев Бэгшот, Хемпстид-Хит, Лондон, увел. 60; 5 — плиоценовые пески, Корнуолл, увел. 60.



Рис. 8.11. Топаз по Г.Б. Мильнеру (1968):

1,2 — аллювиальные отложения, Нигерия, увел. 45; 3 — низы горизонта Зеленых песков, Северо-Западный Уилтшир, увел. 45; 4 — плиоценовые пески, Корнуолл, увел. 45.

тасоматитами, зонами метасоматически измененных вулкани- тов, вторичными кварцитами и глубокометаморфизованными осадочными породами. Благодаря высокой абразивной и хими- ческой устойчивости в зоне гипергенеза может переноситься на значительные расстояния от коренных источников и накапли- ваться в россыпях, образованию которых способствует наличие химических кор выветривания. Как правило, это россыпи ближ- него сноса — элювиально-склоновые, ложковые, делювиально- карстовые, аллювиальные. В россыпях золота, редких металлов и комплексных титан-цирконовых корунд и его разновидности встречаются лишь как попутные минералы; самостоятельное промышленное значение имеют россыпи благородного корун- да, рубина, сапфира, а также валунные россыпи корунда и наж- дака (например, в Салаирском кряже). В россыпях ассоциирует с цирконом, гранатом, монацитом, пирохлоритом, ортитом, шпинелью, турмалином, андалузитом, силлиманитом. Корунд — обычный минерал россыпей; он представлен неправильными зернами угловатой оскольчатой формы, реже кристаллами или их обломками, тонкозернистыми агрегатами. Хорошо транспор- тируется поверхностными водотоками на значительные рассто- яния, сохраняя угловатый облик зёрен, почти не окатываясь и не изменяя внешнего облика» (Захарова, 2006, с. 176).

Добавим к сказанному, что корунд известен также как про- дукт метаморфизма древних латеритных кор выветривания и бокситов (описаны в работах Б.А. Богатырева). Его наличие в ак- цессориях может восприниматься как соответствующий поиско- вый признак.

Аутигенного корунда в осадочных породах никто еще не на- блюдал.

Турмалины $\text{Na}(\text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_3[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}\text{OH}_3]$ — имеют очень непостоянные формульные составы вследствие изоморфных примесей K, Li, Ca, Mn, Cr, Ti, Fe, Cl. Магнезиальные их различия имеют общее название *дравита*, железистые — *шерла* (шерли- та), литиевые — *эльбаита*. Кристаллы их призматические, с раз- витыми гранями на концах призм. Продольные разрезы имеют форму прямоугольников, а поперечные — сферических треу- гольников. Спайность отсутствует, хотя за неё можно ошибочно принять отдельность, перпендикулярную к удлинению. Цвет бывает очень разным — от бесцветного к бледно-желтому или светлобурому (дравит), бурому, зеленому и синему (шерл). Бу- рые и зеленые различия в шлифах похожи на биотит, ориентиро-

ванный вдоль его спайности, но отличны от биотита противоположным ему порядком сильно выраженного плеохроизма. Биотит обретает самую густую окраску, когда его длинная сторона ориентирована параллельно направлению колебаний света в поляризаторе микроскопа, а турмалин темнеет тогда, когда в этом же положении находится короткая сторона продольного разреза его зерна.

Турмалин по своему первичному генезису бывает пневматолитовым и гидротермальным. Он очень распространен в различных грейзенах, контактовых роговиках, кристаллических сланцах и гнейсах (т.е. породах высоких ступеней регионального метаморфизма), но постоянно присутствует как акцессорный также в гранитах, пегматитах и изредка в эффузивных породах. При их разрушении в зоне осадкообразования сохраняется как аллотигенный компонент осадков и осадочных пород, мало меняя свою форму и типоморфные признаки, изредка (после неоднократного рециклинга) обретая признаки окатанности. Систематизировать типоморфизм этого чрезвычайно «многоликового» минерала применительно к более конкретным оценкам вмещающих его пород в питающих провинциях СБ — задача будущих исследователей геоминералогии.

Так же необходимо дополнительно исследовать условия возникновения аутигенных турмалинов, отмечавшихся в работах Л.В. Пустовалова и его учеников.

Апатиты разнообразны по формульному составу. Это: *фторапатиты* $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$, *хлорапатиты* $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$ и *гидроксилапатиты* $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH})$ и их модификации, содержащие разное количество добавочных анионов F, Cl, (OH)⁻. Но внешне (под микроскопом) они выглядят одинаково: имеют таблитчатый облик, шестигранное поперечное сечение (похожее на сечение карандаша); без спайности (за нее может ошибочно приниматься продольная штриховка), с прямым угасанием и низкими цветами интерференции No–Ne = 0,003. Одноосны. В шлифах бесцветны.

Это очень стойкие минералы. Продукты их разрушения вообще неизвестны. Часто видны следы механической окатанности. В шлифах бывают схожи с топазом и андалузитом. Первый отличен от апатита спайностью, большим двупреломлением и двуосностью. Андалузит тоже характеризуется своей спайностью и двуосностью, а еще ромбическими формами поперечного сечения кристалла, в отличие от шестигранных сечений у апатита.

Апатиты широко распространены в самых разнообразных типах пород — изверженных, осадочных и метаморфических, а также в пегматитах и жилах гидротермального происхождения. Нередко сконцентрированы в виде крупных залежей и жил среди щелочных магматических пород. Фосфатная составная часть костей и зубов животных тоже соответствует апатиту.

Политипия апатитов, в интерпретации А.М. Даминовой (1963), такова: кристаллы высокотемпературных разностей, присущих кислым и средним магматическим породам, имеют призматический облик. Низкотемпературный апатит имеет таблитчатый облик, а его зерна из основных магматических пород обычно ксеноморфные. Все эти аллотигенные компоненты, попадая в осадки и будучи подвергнуты рециклингу, приобретают признаки окатанности.

От этих образований существенно отличаются агрегаты седиментогенно-диагенетических апатитов, которые слагают конкреции и пласты фосфоритов. Это криптозернистые и аморфные агрегаты (*коллофан*), кое-где с микрогранобластовым строением. Подробные сведения об их генезисе см. в новейшей монографии В.Н. Холодова (2005) и более ранних учебниках по литологии В.Т. Фролова (1993), Н.В. Логвиненко (1984) и др.

Итоговое обобщение этого раздела об аллотигенных акцессориях-долгожителях таково. Исследователям осадочных пород предстоит еще вникнуть в магматогенный, метаморфогенный и гидротермально-пневматолитический полиморфизм минералов с тем, чтобы систематизировать их структурно-кристаллографические и морфогенетические признаки по примеру типизации кварца, описанной в предыдущем разделе. Предстоит также доисследовать условия, способы и стадийность аутигенеза этих же минералов. И, все же, как бы ни были подробно охарактеризованы типоморфные признаки отдельного минерального вида, их генетическая конвергентность остается вполне возможной. *Генетические заключения становятся на порядок более надежными, когда мы прибегаем к анализу парагенетических минеральных ассоциаций.* Этому посвящается III часть книги. Но здесь мы рассматриваем только «малые парагенезы» аллотигенных акцессориев тонко- и мелкопесчаных фракций. Их конкретные парагенетические ассоциации вместе с ассоциациями акцессорных минералов-доноров (см. в главе 7) служат основой для выделения терригенно-минералогических палеопровинций. Поясним содержание этого понятия.

Терригенно-минералогические провинции (ТМП) — это области осадконакопления (современные и древние), охарактеризованные единым комплексом терригенных минералов, привнесенных из единой питающей провинции, т.е. из эродированной суши, где мобилизуется и откуда поступает обломочный материал в конечный бассейн осадконакопления. Термин введен В.П. Батуриным (1937), изучавшим палеогеографию кайнозойской нефтепродуктивной толщи в Прикаспии и на Кавказе. Он делил эти провинции на две категории: простых и сложных, т.е. получившие терригенные компоненты из нескольких областей эрозии.

С тех пор метод картирования ТМП на территориях развития стратиграфически датированных, одновозрастных толщ или горизонтов песков и песчаников с целью уточнения палеогеографии региона (т.е. обоснования местонахождений палеосуши, направлений транспортировки веществ из нее, а также прогнозов локализации ценных россыпей и проч.) получил у нас широкое распространение. ТМП выделялись в пределах платформенных плит, краевых прогибов и, реже, складчатых систем. Пример — работы 50-х гг. XX в. А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова и В.И. Муравьева по выделению пермских и раннемезозойских питающих провинций на площади развития почти всего верхоянского терригенного складчатого комплекса мезозойд Северо-Востока Азии. А также работы сотрудников НИИ Геологии Арктики в г. Ленинграде по картированию терригенно-минералогических провинций в осадочных комплексах перми и мезозоя севера Центральной Сибири (Ронкина, Вишневецкая, 1977).

Внутриформационное выделение и сопоставление разновозрастных ТМП применялось также как вспомогательный способ коррелирования территориально разобщенных выходов терригенных последовательностей внутри единого палеобассейна.

Выделенные ТМП именуются несколькими словами, согласно преобладающим минеральным видам и (иногда) по их типоморфным особенностям. С учетом данных особенностей и парагенезов аллотигенных ПК восстанавливают составы и типы пород питающих палеопровинций, и вероятность участия некоторых минералов в более древних осадочных циклах; получают также косвенную информацию об удаленности источников их привноса. Как мы видели в разделе 8.2, относительно недавно И.М. Симанович (1978) внедрил метод решения таких же задач путем статистического анализа типоморфизма пороодообразующего кварца песчаных пород.

Часть III. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ОТДЕЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ – ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОГЕНЕЗА, ГЕОДИНАМИКИ И РУДОГЕНЕЗА НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

Глава 9. ТИПИЗАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ ГРАУВАКК ПО В.Д. ШУТОВУ

9.1. Общая характеристика исследования

Исходной методологической базой направления исследований, сформулированного в названии 3-й части этой книги, служит классическая работа В.Д. Шутова, которая легла в основу защищенной им в 1973 г. докторской диссертации на тему «Минеральные парагенезы граувакк» и двух монографий (Граувакки, 1972; Шутов, 1975). С тех пор, по прошествии 35-летнего интервала времени, геоминералогические исследования других литологов не превзошли поставленной В.Д. Шутовым рекордной «планки» по совмещению скрупулезности в деталях с полнотой и масштабностью охвата системных взаимосвязей минеральных компонентов внутри единой осадочной формации, и работа В.Д. Шутова в данном аспекте может рассматриваться как достойный для подражания эталон.

Её новизна заключалась, прежде всего, в том, что в ней обломочные и тонкодисперсные вещества песчаников и глин (аргиллитов) рассматривались в неразрывном единстве общего для них гранулометрического спектра. В сферу исследования включались: глинистые минералы, выделенные из внутренних

объемов терригенных и вулканогенных обломков псаммитовых фракций, и глинистые минералы цемента того же песчаника, а также пелитовые компоненты из соседнего пласта глины (или аргиллита). Они изучались петрографическими, рентген-дифрактометрическими и химическими методами и сопоставлялись между собой. В комплексе с ними изучались все другие минералы — как породообразующие, так и акцессорные. Такая последовательность аналитической работы как бы молчаливо ставила во главу угла сформированный Л.В. Пустоваловым закон всеобщей осадочной дифференциации веществ, поступивших в СБ от единого источника их мобилизации. Продукты дифференциации накапливались в стадийной последовательности их природного ранжирования.

Выполненный такими способами анализ песчаных и глинистых пород из множества различных по возрасту, по структурно-тектоническому положению и по палеоклиматическим обстановкам формирования терригенных формаций позволил В.Д. Шутову типизировать минеральные парагенезы граувакк и предложить для них общую классификационную схему. Кончина этого исследователя затормозила дальнейшее развитие работ в таком же направлении, а достигнутое им начинает забываться. Поэтому ниже будут кратко реферированы прежние аргументы и выводы В.Д. Шутова (1975).

Все множество объектов исследования было им сгруппировано в нижеследующие 4 категории парагенезов граувакк: 1 — терригенные, 2 — вулканогенные (обе принадлежат тектоническим подвижным областям, которые во время жизни В.Д. Шутова именовались мио— и эвгеосинклиналями), 3 — фашиально-аутигенные (в краевых и межгорных прогибах) и 4 — метагенные (т.е. в породах, прошедших через напряженные Р-Т режимы стадии метагенеза). Первые две категории включали по три своеобразных комплекса каждая, а третья категория состояла из двух комплексов. Для графического отображения их особенностей В.Д. Шутов применил способ известных литологам треугольных диаграмм, но он, стараясь охватить как можно больше информации о вещественном составе ПК, предложил способ трех треугольников: основного (центрального) и двух дочерних (рис. 9.1.). На центральном треугольнике помечены поля, характеризующие сочетания трех групп ПК: кварца (вверху), полевых шпатов (внизу справа) и минеральных агрегатов, т.е. обломков различных пород плюс отдельные фемические минералы (слева

внизу). Дочерний левый треугольник отразил процентные соотношения пород осадочных, (вверху), магматических кислых (внизу справа) и основных (слева) в составе всех минерально-агрегатных ПК, приведенных в сумме к 100%. А дочерний правый треугольник изображал такие же соотношения внутри полевошпатовых ПК, т.е. между калишпатами и плагиоклазами — натриевыми и кальциевыми. Эта информация дополнялась таблицами, в которых фиксировался состав, полиморфизм глинистых минералов и признаки деградированности либо аградированности глинистого вещества внутри литокласт, в песчаном цементе и в глинах (аргиллитах).

Рассмотрим теперь особенности каждой из выделенных таким способом разновидностей минеральных парагенезов.

9.2. Терригенные парагенезы

Породы этой группы входят в состав мощных (многие сотни метров) толщ, слагающих крупные структурные элементы складчатых областей и их окраин. Сюда относятся, например, позднепалеозойские молассовые комплексы впадин (Карагандинской, Джезказганской), возникших на складчатом фундаменте каледонид Центрального Казахстана, и пермские молассовые комплексы Предуральяского краевого прогиба, и граувакки флишевых формаций нижнего карбона герцинид Центральной Европы (Гарц, ФРГ), и многие др. образования, о которых будет сказано ниже. Их породообразующие компоненты псаммитовых и пелитовых фракций весьма разнообразны по составу, но последним свойственна одна общая для всего комплекса этих пород особенность. Ее В.Д. Шутов сформулировал и объяснил так: «В терригенных парагенезах, сформированных за счет непрерывного размельчения и отмучивания материала из консолидированного субстрата питающей провинции, имеет место следующее соотношение степени совершенства ассоциаций глинистых минералов: *худшая окристаллизованность глинистых минералов наблюдается среди массы глин, в цементе песчаников она улучшается, а в глинистых минералах, выделенных непосредственно из зерен обломочного костяка пород (тщательно отмытого от цемента), она максимально хорошая* [курсив наш — автор]. Условно направленность окристаллизо-

ванности глинистых минералов можно изобразить так: глины → цемент песчаников → обломки пород. Это обусловлено: во-первых, единым процессом истирания материнских пород и естественным отмучиванием из них тонких («глинистых») фракций, состоящих из глинистых и слюдистых минералов консолидированного вещества пород источников сноса; во-вторых, общей деградацией глинисто-слюдистых минералов, слагающих дисперсную взвесь (о деградации и аградации см. выше, в разделе 5.9). Естественно, что с увеличением сроков пребывания дисперсной взвеси в седиментационной среде деградации исходных минералов со слоистой структурой будут увеличиваться. Поэтому все глинистые минералы собственно глин деградированы максимально, а ассоциация дисперсных слоистых силикатов, выделенных из обломков и не успевших дезинтегрироваться в природном процессе, характеризуется минимальной деградацией. Глинистые минералы цементирующей массы песчаников займут промежуточное положение» (Шутов, 1975, с. 5–6).

Далее этот исследователь, употреблявший термин «эпигенез» в современном понимании стадии катагенеза (см. в главе 3), добавил нижеследующее: «Эпигенез (начальный), как правило, не меняет направленности общей окристаллизованности исходных глинистых минералов в гранулометрическом спектре терригенных парагенезов. Очевидно, процесс эпигенетической перекристаллизации тонкодисперсного материала не стирает, а в значительной степени наследует главнейшие кристаллохимические особенности, свойственные глинистым минералам седиментационной стадии» (Шутов, 1975, с. 6).

Теперь рассмотрим конкретные три разновидности терригенных парагенезов и их индикаторные значения.

Петрогенные комплексы (см. рис. 9.1.) отвечают нижеследующим условиям осадочного процесса: 1 — чрезвычайно интенсивным темпам седиментации в сочетании с высокими скоростями эродирования постоянно воздымавшейся соседней гористой или холмистой суши, 2 — преобладанием на этой суше пород магматических, 3 — одноактностью осадочного цикла (мобилизация — перенос — седиментация — диагенез и катагенез). Такие условия особо характерны для орогенных стадий развития тектонически подвижных поясов и вполне вероятны для отдельных этапов развития рифтогенных структур. В качестве типовых объектов для характеристики петрогенных комплексов В.Д. Шутовым были проанализированы 14 породных ком-

плексов разного возраста и местонахождения: карбон Карагандинского синклинория, а также Верхнего, Среднего и Нижнего Гарца; нижняя пермь Печорского БП и верхняя — в Оренбургском Предуралье; юра нижняя из Иркутского угольного бассейна и верхняя из Приверхоянского прогиба; флишевые и моласовые образования нижнего неогена о. Сахалин. У всех у них чрезвычайно многокомпонентны составы псаммитовых фракций. Внутри главного классификационного треугольника минералогические поля их песчаных пород располагаются между классификационными полями собственно граувакк и граувакковых аркоз, в единой зоне, которая протягивается от левой нижней вершины треугольника («100% обломков пород») вдоль биссектрисы и до границы с аркозовыми полями.

Эта зона петрогенных граувакк разбивается на «узлы» грауваккообразования, или на два уровня с последовательно все более глубоким вскрытием изверженного и (или) метаморфического субстрата. Группа частных полей в левой половине «петрогенной зоны» образована за счет древних базальтов, спилитов, диабазов, порфиритов (кислые эффузивы играют здесь подчиненную роль); группа частных полей в правой половине «петрогенной зоны», возникла за счет диоритов, гранодиоритов и различных гнейсов.

Для этих двух уровней граувакк специфичны типы полевых шпатов, типы обломков пород и распределение характера дисперсных минералов. Если для первого «узла» характерна деградация диоктаэдрической гидрослюды (от обломков к аргиллитам) с аградацией хлорита в цементе песчаников, то во втором «узле» появляются и резко преобладают триоктаэдрические слюды — биотит, флогопит, которые также испытывают направленную деградацию с образованием ряда «подвижных» хлоритов и интенсивную аградацию в цементе песчаника, дающую ряд корренсита-хлорита.

Невзирая на специфику состава, вся совокупность частных парагенезов имеет общность в развитии как обломочных, так и дисперсных компонентов. Относительно последних весьма наглядные примеры деградации терригенных глинистых минералов (в последовательности: обломки пород → цемент песчаника → основная масса глины или аргиллиты) приводятся на примере граувакк верхнего карбона Караганды. Там господствуют два минеральных вида: гидрослюды и хлориты; в отдельных фациях к ним добавляется небольшая примесь обломочного каолинита.

Гидрослюда в обломках характеризуется базальным рефлексом в 10 Å, что свидетельствует об отсутствии в ее решетке разбухающих пакетов. Показано, что такой характер гидрослюды из обломков пород сохраняется в песчаниках всего разреза. В цементе их гидрослюда характеризуется базальным рефлексом — 9,8 Å (при насыщении образцов глицерином), что соответствует примерно 20% разбухающих слоев. В аргиллитах базальный рефлекс минерала равен 9,7 Å, что соответствует около 30% разбухающих слоев. Таким образом, по мере природной диспергации вещества имеет место деградация слюдистого компонента. В материнских породах и в зернах, как в закрытых «капсулах», гидрослюда не изменена, но в цементе песчаников и особенно в аргиллитах она деградирована все сильнее и сильнее. Такое распределение характера минерала свидетельствует об исходно-терригенном происхождении всего вещества парагенеза (с действием механизма природного отмучивания, сопровождающегося деградацией тонкодисперсных частиц).

Данные по *хлориту* тоже согласуются с выводами об обломочном характере исходного глинистого вещества. В первых двух наборах (в обломках и цементе песчаников) хлорит свежий с полноценной бруситовой сеткой, о чем свидетельствует рефлекс $d = 14 \text{ \AA}$, не меняющийся после прокаливания. В аргиллитах хлорит гидратирован и при прокаливании уменьшает рефлекс до значений $d = 13,6\text{--}13,5 \text{ \AA}$.

Если теперь рассмотреть особенности распределения основных фемических элементов ($\text{FeO} + \text{MgO}$) в аргиллитах и песчаниках, то можно обнаружить следующее: в аргиллитах в целом (в породе) $\text{Fe} + \text{Mg}$ в %% столько же, сколько их во фракции мельче 0,001 мм, выделенной из этой же породы. Здесь все сбалансировано. Но в песчаниках процентного количества $\text{Fe} + \text{Mg}$ во фракциях мельче 0,001 мм намного больше, чем в породе в целом. Это объясняется постседиментационной «перекачкой» $\text{Fe} + \text{Mg}$ из песчаных обломков в аутигенную фазу цемента.

Можно констатировать, что *в песчаниках прошла как трансформация, так и аутигенное новообразование хлорита за счет внутрислойного растворения фемических обломков и, в частности, за счёт исчезнувших зерен прироксенов и амфиболов, (т.е. минералов-доноров)*. Признаки зональности катагенетического растворения этих минералов фиксируются в сегодняшнем распределении по разрезу компонентов «тяжелой фракции».

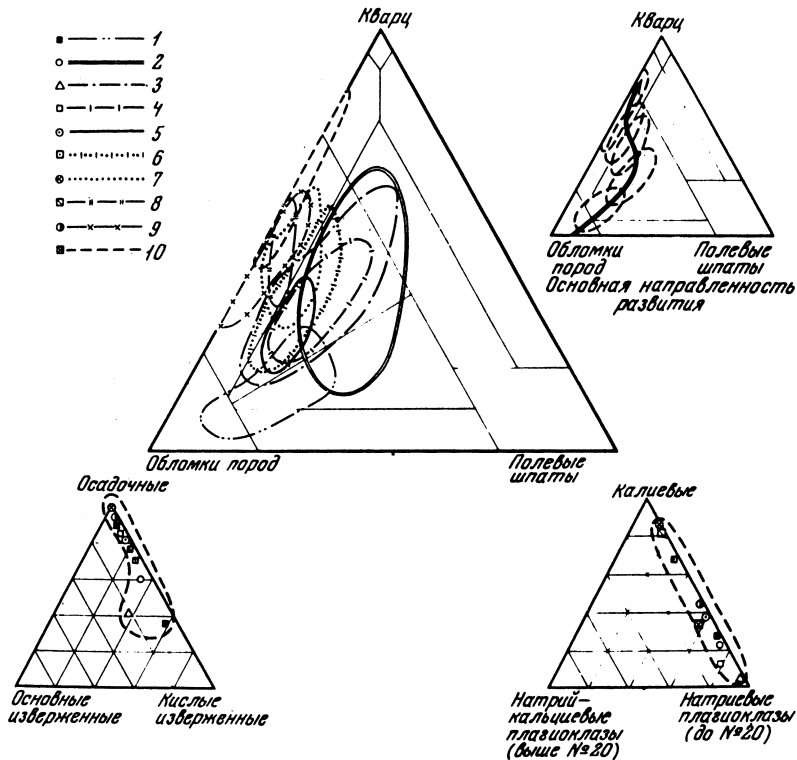
Поскольку в аргиллитах фемические обломки — источник Fe и Mg были перетертыми ещё в седиментационную стадию, хлориты остались в них не обновленными — дефектными, унаследованными от исходного обломочного вещества.

В петрогенном парагенезе, как правило, всегда проходят интенсивные аградационные процессы (в цементе песчаников), связанные с поступлением в баланс аутигенного минералообразования значительного числа активных элементов, возникающих за счет разрушения нестойких обломочных компонентов еще в стадию начального катагенеза. *Этот тип парагенеза обладает большим резервом для аутигенного минералообразования* (хлориты, гидрослюды, иногда цеолиты, пренит и др.), реализация которого приводит на стадиях глубинного катагенеза и метагенеза к маскировке ряда направленной дегградации глинистых минералов в гранулометрическом спектре песчаник-глина.

Петрогенные граувакки сменяются в конце орогенной или начале посторогенной стадии собственно аркозовыми накоплениями, возникающими независимо от фациальных обстановок и климатических зон, в которых проходило осадконакопление. Аркозы подобного типа описаны в морских и континентальных отложениях как гумидного, так и аридного климата.

Литокластогенные комплексы возникают, как и предыдущие, тоже в геодинамически мобильной среде, но за счет перетолжения пород более древних осадочных. Т.е. здесь мы имеем дело, по крайней мере, со *вторым циклом седиментации*, а иногда может быть, и с третьим-четвертым циклами. Такое бывает в СБ пассивных материковых окраин (прежде именовались миогеосинклиналями) и в орогенных впадинах. В качестве типичных представителей этих комплексов В.Д. Шутов указал на джезказганскую свиту S_2 в одноименной впадине (Казахстан), терригенный комплекс P_2 Уэльса (Великобритания), комплексы Р-Т полуострова Мангышлак, толщи J_{1-2} южного склона Большого Кавказа, а также J-K Предкавказья; устричную свиту K_{2t} Ферганской впадины (Узбекистан) и др. Поля фигуративных точек, отразивших итоги количественных подсчетов состава главных ПК песчаников этих формаций, изображенные на центральной треугольной диаграмме, группируются иначе, чем в предыдущих (петрогенных) комплексах (рис. 9.2.). Эти поля группируются в широкую зону, которая протягивается от левой нижней вершины треугольника (100% обломков пород) сперва, как и в предыдущем парагенезе, вдоль биссектрисы, но только до центра

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)**

Улучшение общей окристаллизации

Стадия	Терригенные обломки (из песчаников)	Цемент песчаников	Глины и аргиллиты
Начальный эпигенез	Гидрослюда, иногда с разбухающими пакетами	Гидрослюда, часто с разбухающими пакетами, монтмориллонит	Гидрослюда, очень часто с разбухающими пакетами, монтмориллонит
Глубинный эпигенез	Реликты каолинита и хлорита		
	Гидрослюда	Гидрослюда Хлорит	Гидрослюда

Рис. 9.2. Литокластогенные комплексы, по В.Д. Шутову (1975).

треугольника, а затем круто сворачивает вверх и несколько назад, тяготея к левой стороне треугольника «обломки пород — кварц». Таким образом, основная масса литокластических песчаников находится среди классификационных полей полевошпат-кварцевых граувакк. Некоторые поля отвечают категории кварцевых граувакк. Это связано с тем, что все литокластические песчаники характеризуются широким диапазоном содержания кварца и обломков пород при относительном постоянстве полевых шпатов. В составе обломков пород преобладают глинистые, алевролитовые и мелкопесчаные разновидности. Они не стойки к механическому истиранию и сохраняются после транспортировки в СБ не полностью. Многие из них диспергируются, изменяя таким способом количественное соотношение главных обломочных компонентов в пользу кварца.

Вышеописанная диспергация служит причиной одной из характерных особенностей фракционной дифференциации минералов и обломков пород. *В отличие от петрогенных граувакк песчаники данного парагенеза характеризуются обратной зависимостью между содержанием в них литокласт и средним диаметром зерен.* То есть, чем крупнее зернистость песчаника, тем он менее полимиктов. Это доказано и статистически, и на конкретных примерах. В частности, в джезказганской свите каменноугольного возраста переход грубозернистых пород фации подводной дельты в более мелкозернистые песчаники фаций пересыпей и кос сопровождался уменьшением процентного содержания в них зерен кварца и полевых шпатов за счет возрастания количества литокластов с тонкозернистой и скрытокристаллической структурами.

Дочерние треугольники (см. рис. 9.2.) показывают, что среди вышеупомянутых тонкозернистых и скрытокристаллических литокласт преобладают разновидности: кремней, кремнистых известняков, мергелей, глинистых и глинисто-кремнисто-сланцев, аргиллитов и алевролитов преимущественно кварцевого состава. В подчиненном количестве бывают обломки эффузивов — чаще всего кислого, но иногда среднего и основного состава. Полевые шпаты представлены альбитом либо кислым олигоклазом (до № 20) и калишпатом при полном отсутствии плагиоклазов более основного состава. Среди аксессуаров «тяжелой фракции» присутствуют гидроксиды железа, агрегаты лейкоксена и широкая гамма устойчивых минералов: цирконы, турмалины, рутилы, реже гранаты и ставролиты.

Анализ компонентов во всех дочерних треугольниках обнаруживает отчетливую тенденцию увеличения числа устойчивых компонентов при переходе от одного частного поля к следующему вдоль единой зоны литокластических комплексов (см. рис. 9.2.). Такая тенденция объяснима тем, что направление вдоль установленной зоны литокластических пород соответствует тенденции к увеличению числа циклов переотложения терригенного вещества. А осадки, которые накопились в результате многократного переотложения грауваккового вещества, обладают меньшими резервами для аутигенного минералообразования. По сравнению с петрогенными комплексами, они содержат много устойчивых обломочных компонентов, способных насыщать интерстиционные воды пород активными элементами только в глубинном катагенезе, после конформного растворения песчаных зерен пород.

Поэтому *аградационные процессы в цементе песчаника данного парагенеза (образование хлорита, слюды и др.) наблюдается лишь в зоне глубинного катагенеза*. Изначальные минералы тонкодисперсного вещества здесь характеризуются удивительным единообразием: деградированная гидрослюда и монтмориллонит. Только на стадии глубинного катагенеза они трансформируются в хорошо окристаллизованные слюду и хлорит.

Апосапрогенные комплексы — это такие гранулометрические спектры, формирования которых связаны с разрушением *выветрелых (сапрогенных) материнских пород* в питающих провинциях СБ. В данном случае материнскими образованиями служат коры выветривания — каолинитовые, иногда монтмориллонитовые в сочетании со слабоизмененными и неизмененными породами их основания. То есть эти комплексы формируются после тектонических пауз, способствующих пенепленизации рельефа и выветриванию пород на суше. Последнему благоприятствует гумидный климат. Новый цикл тектонической активизации способствует формированию холмистого рельефа суши и привносу оттуда в конечный бассейн апосапрогенных компонентов.

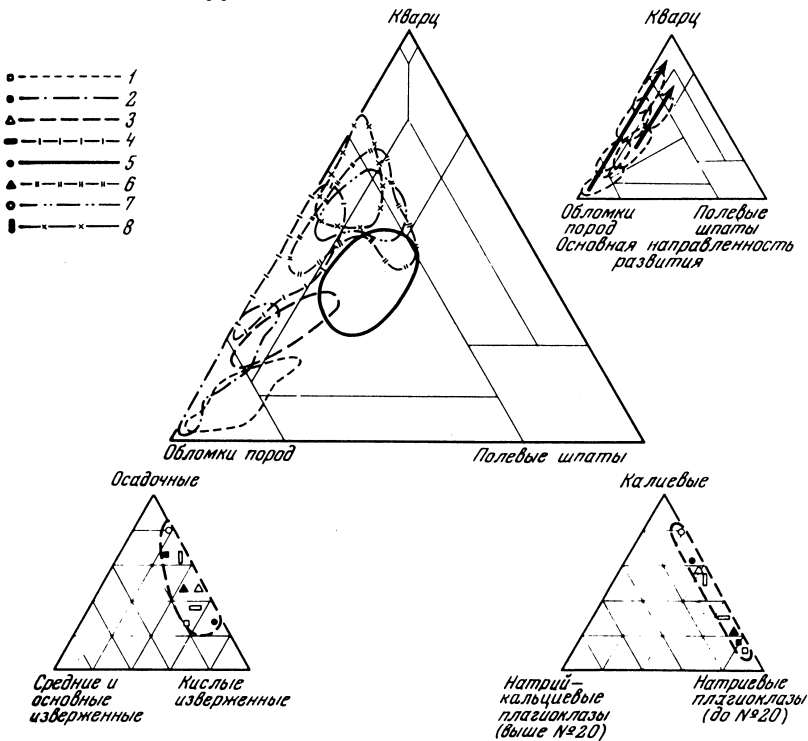
При малых мощностях коры выветривания накапливаются граувакки, малоотличные от двух предыдущих комплексов (добавляется к их пелитовой фракции кластогенный каолинит и несколько повышается кварцевость песчаных фракций). Но увеличение в источниках сноса доли веществ из мощной коры вывет-

ривания вызывает в составе формирующихся граувакк сильное искажение первичного соотношения петрографических типов материнских пород: возрастает содержание устойчивых обломков, в первую очередь, кремней и фельзитовых микроагрегатов из кислых эффузивов и даек. Возрастание их количеств приводит, в конце концов, к *потере индивидуального облика граувакк* из-за исчезновения компонентов, отражающих все особенности петрографического состава неизменного субстрата питающей области. Это можно рассматривать как формирование апосапрогенного парагенеза. Минеральные поля его показаны на треугольнике рис. 9.3. В совокупности они примыкают к левой боковой стороне, которая соединяет точки со стопроцентными содержаниями обломков пород и кварца.

Поля апосапрогенных граувакк как бы «стремятся», сменяя друг друга, приблизиться к кварцевой вершине. И, вместе с тем, их овальные контуры ориентируются не строго параллельно стороне треугольника, но наклонены, как бы стремясь оторваться от нее, вправо, т.е. в сторону биссектрисы. Эти наклоны отражают присутствие в комплексе отдельных прослоев песчаника с сохранившимися от выветривания обломками минералов или минеральных агрегатов. В.Д. Шутов считал, что поля песчаников с набором свежих обломков следует относить к *петро-апосапрогенному подтипу*, в то время иные поля содержащие более 40% кварца и не имеющие явно выраженной диагональной ориентировки надо относить к собственно апосапрогенному типу. При гранулометрическом измельчении обломочных зерен этого типа парагенеза соотношения между стабильными и нестабильными ПК сдвигается в сторону роста устойчивых разностей.

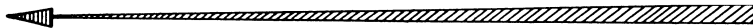
Дочерние треугольники (см. рис. 9.3.) хорошо подчеркивают направленно-стадийное развитие этого парагенеза. Например, обломки пород меняются от ассоциации, где вместе с кислыми эффузивами присутствуют диабазы, спилиты и др. основные вулканиты, до наборов, сложенных исключительно кремнями, обломками фельзитовой массы и кварцитами. Среди полевошпатовых ПК намечаются тоже две ассоциации: с Na-плагиоклазами и с калишпатами; первые тяготеют к начальным стадиям формирования данного парагенеза, а калишпатовая — к его завершающим этапам. Но в обоих случаях общее содержание полевых шпатов в песчаной породе не превышает первых процентов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)**

Улучшение общей окристаллизации



Стадия	Терригенные обломки (из песчаников)	Цемент песчаников	Глины и аргиллиты
Начальный эпигенез	Гидрослюда, хлорит, каолинит	Гидрослюда с разбухающими пакетами, каолинит, монтмориллонит, дефектный хлорит	Гидрослюда, часто с разбухающими пакетами, каолинит, монтмориллонит, дефектный хлорит
По мере перехода к полям с более высоким содержанием терригенного кварца роль каолинита резко возрастает			
Глубинный эпигенез	Гидрослюда, каолинит, хлорит	Каолинит (диккит) Гидрослюда	Каолинит Гидрослюда

Рис. 9.3. Апосапрогенные комплексы, по В.Д. Шутову (1975).

Очень специфичен набор «тяжелых» аксессуаров с гетерогенной устойчивостью. Здесь устойчивые минералы из кислых эффузивов — циркон, турмалин, апатит и др. сосуществуют с менее устойчивыми аксессуарами из основных и даже ультраосновных пород — хромитом, пикотитом и гранатами. Последние в зоне катагенеза испытывают внутрислойное растворение и при усилении степени постседиментационных изменений они исчезают совсем.

Сравнение химизма апосапрогенных песчаников с другими группами показало меньшее содержание в них щелочей и щелочноземельных элементов и повсеместное преобладание Na_2O над K_2O в апосапрогенных породах при обратном соотношении этих элементов в литокластах и аркозах. Первое связывается с большей выветрелостью ПК рассматриваемых пород, а второе объяснимо тем, что в составе апосапрогенных граувакк большая часть Na связана не с кислыми плагиоклазами, а с обломками кислого стекловатого базиса — устойчивого при химическом выветривании, но хрупкого и не сохраняемого в процессе многократного переотложения терригенного материала (в литокластовых комплексах).

Набор глинистых минералов в породах данного парагенеза характеризуется известной пестротой. Здесь фиксируется выполнение пор чешуйчатым трехкомпонентным агрегатом: смешанослойная гидрослюда, каолинит и хлорит. Такой состав отмечается и в песчаном цементе, и среди аргиллитов разных фаций (бассейновых и подугольной), что очень важно, т.к. *доказывает обломочное происхождение каолинита* и его бывшее наличие в составе дисперсной взвеси, поступавшей в СБ.

И еще несколько слов относительно сродства грубообломочного вещества с тонкодисперсным. И в этом парагенезе фракция мельче 0,001 мм, выделенная из внутреннего объема терригенных обломков, цемента и аргиллитов, качественно однотипна, хотя разупорядоченность, дефектность минералов возрастает от обломков к аргиллитам. Для гидрослюды это тот же ряд минералов с базальными рефлексами 10 Å, 9,8 Å, 9,7 Å (после насыщения образца глицерином), что соответствует минералу без разбухающих слоев и далее с таковыми в количестве 20% и 30%. Для хлорита неизменяемые рефлексы 14 Å фиксируются только в обломках. В цементе и аргиллитах при прокаливании он уменьшается до 13,6–13,4 Å. Аналогичная направленность деградации обоих минералов свидетельствует об исход-

ном обломочном типе глинистого вещества, возникающего за счет переотложения коры выветривания и истирания не вполне выветрелых терригенных обломков.

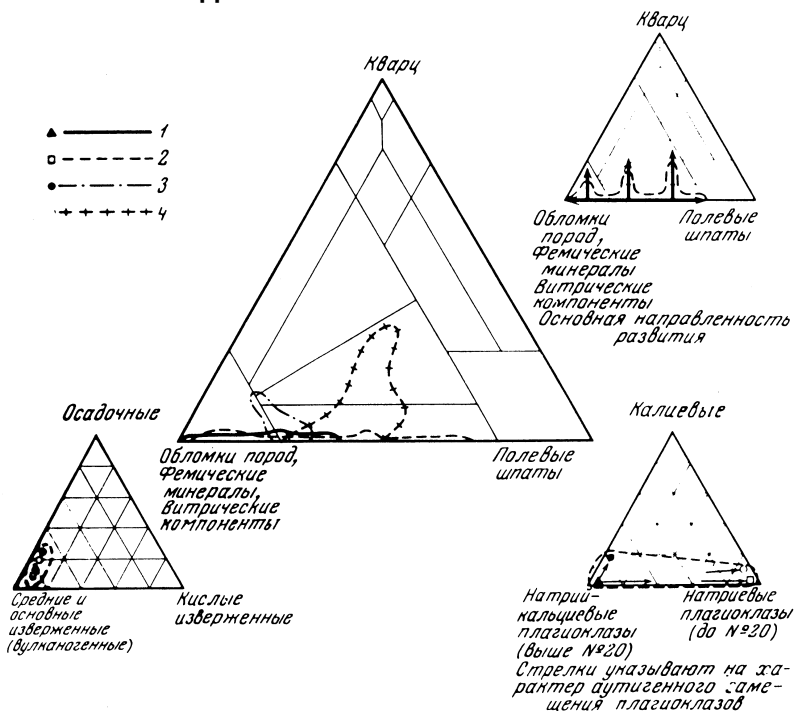
Отсутствие процессов трансформации и новообразования в аргиллитах и даже в цементе песчаников подтверждается анализом распределения Fe+MgO в породе. Так во фракции мельче 0,001 мм, выделенной как из аргиллитов, так и из цемента песчаников, этих компонентов существенно меньше, чем в соответствующей породе в целом. Это говорит о том, что *никакой «перекачки» фемических элементов, имевшей место в песчаниках петрогенного парагенеза, в породах данного парагенеза нет и не было.* Основные структурно-минералогические связи между обломками и тонкодисперсными минералами возникли здесь еще в коре выветривания источников сноса, и в таком виде они были унаследованы последующими стадиями развития апосапрогенного парагенеза.

Поэтому данный парагенез лишен почти всякого резерва веществ для постседиментационных аутигенных процессов. Диагностические признаки парагенеза ценны как индикаторы скрытых перерывов в седиментации и ландшафтных перестроек в СБ.

9.3. Вулканогенные парагенезы

Эта обширная группа включала три комплекса: 1 — *вулканотерригенный*, 2 — *туфогенный* и 3 — *тефрогенный*. Свойственны областям, развивающимся в режиме активной материковой окраины, островодужным и предостроводужным структурам. Вулканогенно-терригенными парагенезами В.Д. Шутов назвал такие комплексы, формирование которых связано с непосредственным разрушением и переотложением терригенного материала из свежих (не претерпевших постэруптивные изменения) вулканогенных образований. А собственно туфогенные и тефрогенные комплексы формально не следует относить к грауваккам, но они тесно сочетаются с граувакками, а потому рассмотрены вместе с ними. На характеризующих эти комплексы треугольных диаграммах (рис. 9.4. и 9.5.) видно, что свойственные им ПК песчаных фракций по своему составу тяготеют к нижней стороне главного треугольника, которая соединяет точки со 100% содержанием обломков пород и со 100% полевых шпа-

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ

(со слоистой структурой)

Улучшение общей окристаллизации

Стадия	Терригенные обломки (из песчаников)	Глины и аргиллиты	Цемент песчаников
Начальный эпигенез	В свежих породах глинистые минералы либо отсутствуют, либо скудны и плохо образуются	В гидротермально измененных породах: монтмориллонит; хлорит, гидрослюда	Монтмориллонит, хлорит
Глубинный эпигенез		В эпигенезе сокращение разбухающих пакетов и переход через смешанно-слоистые образования в минералы	Хлорит, гидрослюда

Рис. 9.4. Вулкано-терригенные комплексы, по В.Д. Шутову (1975).

тов. Поля их занимают в основном классификационное поле полевошпатовых граувакк. На дочерних треугольниках они тоже располагаются возле нижних горизонтальных сторон, что обусловлено минимальными количествами примесей осадочных литокласт и зерен кварца.

В отличие от пород предыдущей группы, вулканогенным парагенезам, образованным свежим туфогенным или пепловым материалом, а также веществом, возникшим в результате разрушения и размыва свежих и (или) квазисвежих потоков, экзтрузий и конусов вулканических аппаратов, *свойственно иное соотношение степени совершенства ассоциаций глинистых минералов: худшая окристаллизованность глинистых минералов наблюдается внутри свежих вулканических обломков, в глинах она*

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ КОМПОНЕНТОВ

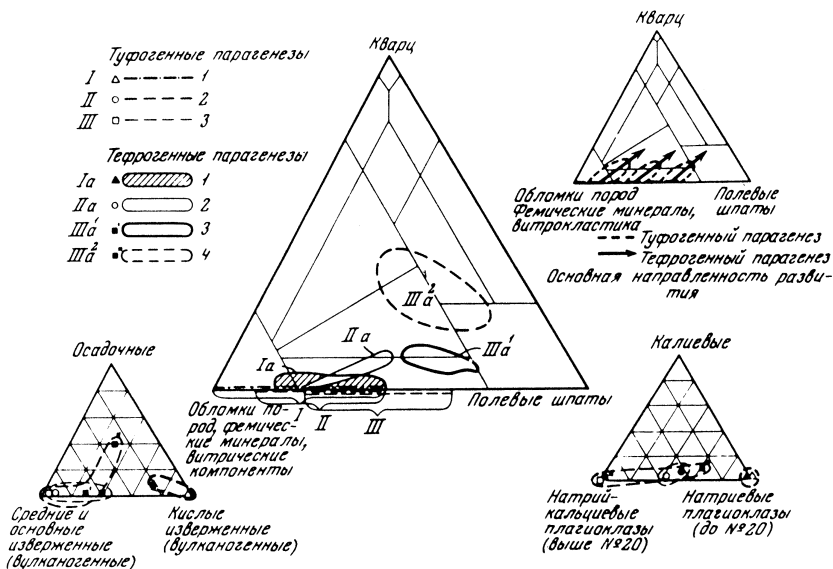
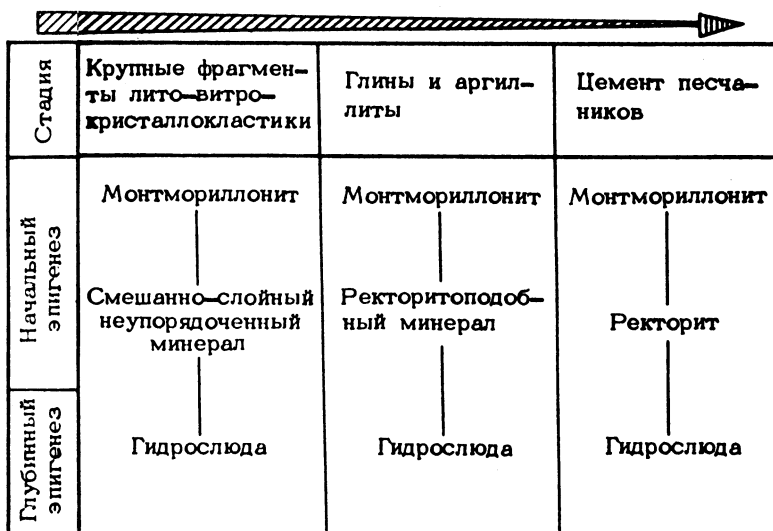


Рис. 9.5. Туфогенные и тефрогенные комплексы, по В.Д. Шутову (1975). Поля фигуративных точек: туфогенных:

1 — S_{1+3} — пеплы и туфы Караганды, по В.Д. Шутову; 2 — T_2 — андезитовые туфы Новой Зеландии (Сoombs, 1954); 3 — N_{mi} — спилиты Сахалина по Р.М. Юрковой; в тефрогенных комплексах: 1 — $S_{1v} 1_{-2}$ — паралическая подформация Караганды по В.Д. Шутову (1972); 2 — T_2 — туфитовые граувакки Новой Зеландии (Сoombs, 1954); 3 — N_{mi} — тефрогенные песчаники Сахалина по Р.М. Юрковой; 4 — Францисканская формация Калифорнии (Baily *et al.*, 1964).

улучшается, а среди цемента песчаников она наиболее совершенна. Иными словами, имеет место следующий ряд аградации глинистых минералов: обломки песчаников → глины → цемент песчаников. В отличие от консолидированного вещества питающего субстрата терригенных пород, богатого вторичными минералами со слоистой структурой, исходное вещество вулканогенных парагенезов характеризуется свежестью и часто стерильностью с точки зрения присутствия в нем вторичных слюди-сто-глинистых минералов. Поэтому все глинистые минералы вулканогенного вещества имеют преимущественно аутигенный характер. Ведущее место занимает монтмориллонит. Это характерно как для основной массы глинисто-сланцевых пород, так и для цемента песчаников. В.Д. Шутов пришел к заключению, что в вулканогенно-терригенных комплексах плейстоценового и миоплиоценового возраста, развитых по периферии Тихоокеанского кольца и детально изученных на Калифорнийском побережье геологами из США в 1957 г. Куайде (Qaide) и Лебрекмо (Lebrekmo), а на островах Фиджи австралийским литологом Круком в 1963 г. (Crook), монтмориллонит по своему вещественному составу занимает промежуточное положение между Al-монтмориллонитом и нонтронитом, т.к. содержание Fe_2O_3 в нем достигает 10–15%. Минерал относится к диоктаэдрическому типу со значением рефлекса 060, не превышающим 1,505 Å. Это сближает его с минералами селадонит-глауконитового ряда, широко распространенными в граувакках морского генезиса, описанных Круком. В.Д. Шутов сделал из этого вывод о том, что такое родство составов может быть причинно связано со стадийными переходами монтмориллонита в селадонит-глауконит на ранних этапах литогенеза. Опробование керн при глубоководном бурении показало, что содержание монтмориллонита уменьшается вниз по разрезу, и он уступает место хлориту и слюде (селадониту) (см. рис. 9.4., нижний и рис. 9.6.). Первый минерал замещает монтмориллонит преимущественно в песчаниках, второй — в глинах и аргиллитах. Эти различия объяснимы тем, что песчаники, обогащенные темноцветными компонентами, увеличивают баланс аутигенного минералообразования за счет извлеченных из своих минералов-доноров Mg и Fe, которые участвуют в формировании хлорита. А в глинах и аргиллитах происходит постседиментационное перераспределение в первую очередь K и др. элементов с формированием слюдистых (селадонитовых) минералов.

ПАРАГЕНЕЗ КИСЛОЙ ТЕФРЫ
Улучшение общей окристаллизации



ПАРАГЕНЕЗ СРЕДНЕЙ ОСНОВНОЙ ТЕФРЫ
Улучшение общей окристаллизации

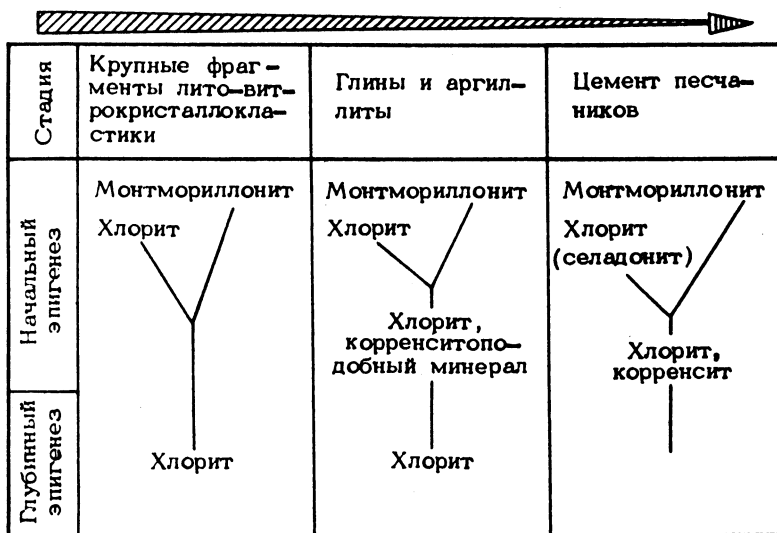


Рис. 9.6. Распределение дисперсных минералов в туфогенных и тефрогенных комплексах, по В.Д. Шутову (1975).

Общая направленность в окристаллизации глинистых минералов связана в вулканогенных парагенезах, в первую очередь, с наличием большего или меньшего порового пространства для аутигенного роста минералов. Естественно, что свежие вулканогенно-обломочные фрагменты, независимо от их аморфного или кристаллического состояния, отличаются минимальной пористостью и проницаемостью. Совокупность тонкодисперсных обломков, из которых разовьются впоследствии глинистые и (или) аргиллитовые породы, характеризуются более высокими значениями этих констант. Пространства между крупными обломочными фрагментами, которые заполняются позднее цементирующей массой песчаных или туфогенно-кластических пород, создают самые благоприятные условия для аутигенного роста и хорошей окристаллизованности глинистых минералов.

Породы этой группы образуют толщи, пласты и прослои различной мощности, участвуя в сложении структур в основном складочных областей.

9.4. Фациально-аутигенная группа парагенезов

Эти парагенезы формируются в условиях менее интенсивных (сравнительно с предыдущими) темпов седиментации — в перикратонных прогибах, синеклизах, иногда в краевых прогибах и авлакогенах, на посторогенных этапах развиваются СБ, короче говоря, там, где на стадиях седиментации и диагенеза успевает существенную роль сыграть климатический фактор влияния на аутигенный минералогенез. В предыдущих парагенезах доминировали процессы трансформационных изменений ПК с подчиненным аутигенезом. А здесь наблюдалась противоположная особенность возникновения минеральных новообразований: не только из вещественного резерва седиментонтофонда, но *в основном вследствие влияния фациальных обстановок СБ*. Последние влияют на минералогенез повсюду, однако в случаях с предыдущими парагенезами различия фаций сказывались на составе парагенеза не настолько заметно, как особенности минеральных составов субстрата питающих провинций и факторы дальностей переноса, скоростей захоронения, а также одноактности или многократности перераспределения мобилизуемых там ве-

ществ. К этому мы еще вернемся ниже, но в начале заметим, что В.Д. Шутов подчеркивал, что рассматриваемые в этом разделе парагенезы образуются не за счет исходного, а за счет аутигенного вещества, сформированного в определенных фациальных условиях гумидного или аридного климатов (рис. 9.7.).

Субкарбоногенный (подугольный) парагенез — это комплекс пород, возникающий из любого граувккового веществ-

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ

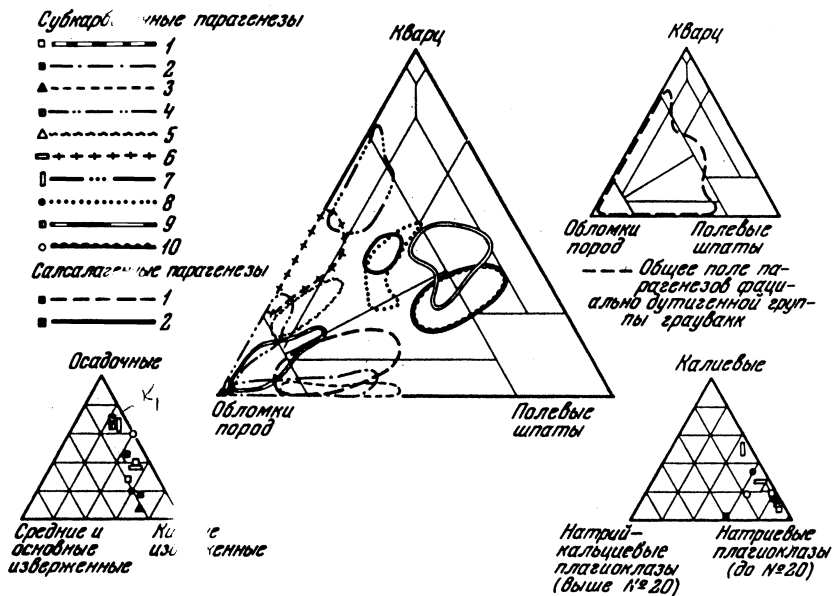


Рис. 9.7. Фацисально-аутигенная группа граувакк,

по В.Д. Шутову (1975). **Субкарбоногенные комплексы:**

1 — C_{2+3} — Караганда, апосапрогенный комплекс по В.Д. Шутову; 2 — C_{2+3} Караганда, петрогенный комплекс по В.Д. Шутову; 3 — $C_{1v 1+2}$ — Караганда, параличская подформация по В.Д. Шутову; 4 — $P_{2kz+tat}$ — Печорский бассейн, печорская серия по А.Г. Коссовской; 5 — P_{uf} — Печорский бассейн, петро-апосапрогенный комплекс по А.Г. Коссовской (1972); 6 — C_{IV} — Егоршинско-Каменский бассейн, надугленосная серия по В.В. Еремееву; 7 — C_{1v} — Егоршинско-Каменский бассейн, угленосная серия по В.В. Еремееву; 8 — $N_{pl 2}$ — Сахалин, угленосный комплекс по Р.М. Юрковой; 9 — Cr_1 — Приверхоянье, сангарская свита по А.Г. Коссовской; 10 — J_1 — Иркутский бассейн, угленосная свита, VI ассоциация по В.И. Копорулину (1965). Салсалагенные комплексы: 1 — $P_{2uf + kz}$ — Оренбургское Приуралье, солончагунный комплекс по А.Г. Коссовской; 2 — P_1 — Западный Донбасс, солончагунный комплекс по В.Д. Шутову.

ва в подугольных фациях былых торфяных болот и зарастающих водоемов. Его специфика формирования описана на примере ряда угленосных формаций, характеризующихся разным петрографическим составом исходного гранулометрического спектра грауваккового вещества и одинаковым набором физико-химических фациальных обстановок, среди которых обязательно присутствовали фации былых торфяников с кислыми геохимическими условиями седименто- и диагенеза.

Рассмотренные В.Д. Шутовым материалы показывают, что основной фон глинистого вещества в породах угленосных формаций обуславливается, в первую очередь, общим характером обломочного материала и, в частности, составом тонкодисперсной взвеси, парагенетически связанной с обломочным остатком осадков. Степень последующего преобразования первичной обломочной мути зависит от трех главных причин, являющихся, вместе с тем, основными факторами формирования субкарбогенного комплекса.

Первый фактор — это устойчивость или степень приспособленности данного глинистого минерала к определенным физико-химическим условиям осадконакопления и, в первую очередь, к «контрастной фации» торфяных болот. По А.Г. Коссовской и по данным, полученным В.Д. Шутовым совместно с А.Г. Коссовской, Т.В. Далматовой и др., а также М.Ф. Викуловой и Б.Б. Звягиным, Ю.П. Казанским и др., и с учётом минералогических результатов работы П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой, была рассмотрена степень устойчивости глинистых минералов в кислой среде бывшего торфяника и намечены основные черты динамики их разрушения.

Второй фактор — формирование субкарбогенного комплекса — это физико-химическая характеристика среды бывшего озерно-болотного осадка. В современных континентально-гумидных водоемах можно выделить ряд стадий, характеризующих последовательное зарастание водоема и его постепенное превращение в собственно торфяное болото. П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова в 1972 г. (библиограф. ссылки см. в главе 5) количественно охарактеризовали фациальный переход ряда озера — торфяное болото соотношением органического и минерального вещества (от 2 : 98 до 40 : 60), постепенным снижением величины рН осадка (от 7,0 до 4,0), коррелируемом со степенью преобразования исходного глинистого вещества. Важно подчеркнуть, что независимо от характера «застойности» или

«проточности» болотного водоема, основной механизм преобразования в нем глинистого материала напоминает закрытую систему «кислотной обработки» вещества.

Поэтому во всех ископаемых породах субкарбогенного комплекса, при прочих равных условиях, имеет место прямая пропорциональность между содержанием в породе гумифицированной органики и степенью соответствующего преобразования исходного глинистого вещества.

И, наконец, третий фактор формирования субкарбогенного комплекса — *скорость осадконакопления или длительность диагенеза, в течение которого обводненный осадок может приобрести большую или меньшую минеральную гомогенность*, придя в равновесие с окружающей физико-химической средой. Установлено нижеследующее.

При скорости осадконакопления 1–3 см в тысячу лет состав глин формации находится в определенном соответствии с фациальными обстановками. Субкарбогенный комплекс, как в части глин и (или) аргиллитов, так и в составе цемента песчаников, представлен квазимономеральным каолинитом. При скоростях терригенного осадконакопления в 10 см в тысячу лет и более, мономеральные глины не образуются. В составе субкарбогенного комплекса граувакк предгорных и межгорных прогибов (Печорский, Карагандинский и др. бассейны) появляется лишь большее или меньшее количество каолинита, редко достигающее величины 30%.

Но каолинит здесь совсем не тот, что в апосапрогенных парагенезах. Он хорошо окристаллизован, формирует агрегаты в форме червеобразных сростков или столбиков — т.е. в растворе электронного микроскопе имеет облик минерала, возникшего на месте химическим способом, из растворов, т.е. облик типичного аутигенного агрегата.

Влияние на его возникновение конкретной фациальной обстановки А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов наглядно продемонстрировали в 1962 г. на примере фрагмента разреза отложений верхней юры Вилюйской синеклизы (в Якутии). Описание повторено в книге В.А. Дрица и А.Г. Коссовской, 1991 г. на страницах 132–136 (см. в главе 5). Там ритмично чередовались фации: песчаного руслового аллювия, алевритового пойменного аллювия, глинисто-алевритовых отложений застойных водоемов и болот, торфяных болот (угольные пласты) и глинисто-алевритопесчаных отложений лагун и заливов морского бассейна. Источ-

ник терригенного вещества (средние аркозы), по А.Г. Коссовской был единым для всех этих фаций — привнесенным рекой из единой питающей провинции, бывшей на юге этого СБ. И, тем не менее, этот одинаковый исходный средне-аркозовый материал стал источником для разных аутигенных минералов в разных фациях. В торфяных болотах, застойных водоемах и на пойме возник каолинит, а в отложениях лагуны и заливов (с повышенными значениями рН) из того же материала сформировались смектиты и смешанослойные минералы смектит-хлоритового ряда.

Остальные особенности субкарбогенного парагенеза см. на рис. 9.7., а схему трансформаций и аутигенеза глинистых веществ — на рис. 9.8.

Солено-лагунный (салсалагенный) комплекс, свойственный, в отличие от предыдущего только аридным климатическим условиям, разработан В.Д. Шутовым на примере пермских граувакк Оренбургского Приуралья, изученных А.Г. Коссовской и Т.Н. Соколовой. В качестве дополнительных материалов использованы данные по изучению образцов А.П. Феофиловой, отобранных из аналогичного комплекса Западного Донбасса, а также литературные данные по минералогии глинистых пород эвапоритовых формаций разного возраста и разных регионов.

Как в предыдущем (субкарбогенном) парагенезе, исходное обломочное вещество солено-лагунного комплекса может об-

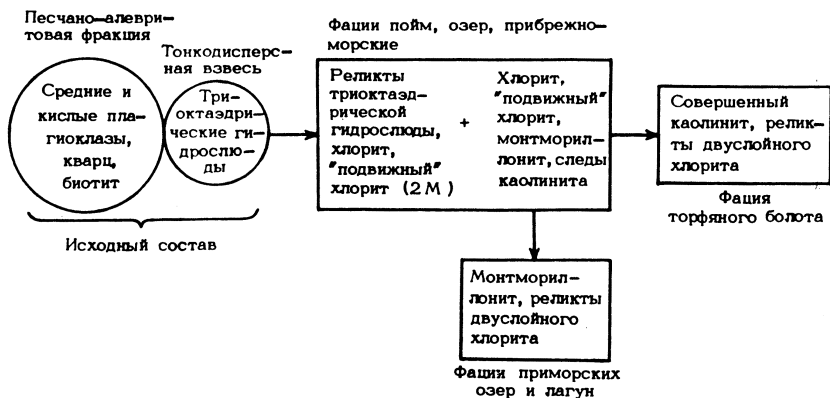


Рис. 9.8. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фациальных обстановках позднемезозойского Вилкойского угленосного бассейна, по А.Г. Коссовской и В.Д. Шутову.

ладать самым различным исходным составом: от петрогенного до апосапрогенного и даже вулканогенного материала.

Грубообломочный материал солено-лагунного парагенеза, инертен, и как в предыдущем, субкарбогенном комплексе, не определяет его лицо. Значительно большую роль играет исходное тонкодисперсное вещество. Однако и оно не определяет качественный состав глинистых минералов, а вносит лишь некоторую специфику в характер метастабильных фаз, появляющихся в ходе сульфатно-галитного осолонения морских водоемов.

Решающим фактором является химическая среда бассейнов, меняющаяся в процессе общего осолонения. Чтобы доказать этот постулат, был детально разобран характер фациально-диагенетического преобразования *тонкодисперсной взвеси резко различного исходного состава* в ходе одинакового (сульфатно-хлоридного) осолонения отшнуровавшихся от морских бассейнов лагунных комплексов. Иными словами, в данном случае, как и при исследовании субкарбогенного комплекса, задача выяснения зависимости состава глинистых минералов от физико-химических особенностей водоема решалась как бы методом двойной вариации.

В качестве объектов исследования были сопоставлены: 1 — солено-лагунный комплекс Оренбургского Приуралья (P_2), характеризующийся диабазо-спилитовым типом обломочно-грауваккового вещества; 2 — солено-лагунный комплекс Западного Донбасса (P_1), характеризующийся устойчивым (апосапрогенным) типом обломочного материала.

На материале пермских отложений Приуралья было показано, что в процессе общего осолонения морского бассейна и последующего «упаривания» грунтовых вод первичная тонкодисперсная взвесь испытывала сильную трансформацию. Ее пестрый исходный состав, включающий продукты диспергации основных диабазово-спилитовых граувакк, при длительном контакте с высоко минерализованными сульфатно-хлоридными водами, испытывал постепенную гомогенизацию, направленную в сторону формирования высокомагнезиальных фаз хлорита (Mg — хлорит, Mg — вермикулит, корренсит и др.) и специфических минералов, названных А.Г. Коссовской и В.А. Дрицем железистыми иллитами (см. в главе 5).

В процессе общего осолонения морского бассейна нижнепермского возраста Западного Донбасса наблюдалось резкое

изменение состава глинистых минералов, связанное с формированием магнезиальной фазы минералов корренситовой группы. Как и в солено-лагунной формации Приуралья, в нижнепермском комплексе Донбасса корренситовая группа магнезиальных хлоритов ассоциирует с гидрослюдистыми, образующими в совокупности единый парагенез, в котором выделяются две стадияльно-фациальные разновидности.

Первая разновидность — существенно слюдистая ассоциация с относительно небольшой примесью магнезиальной фазы. Она встречается в красноцветных и сероцветных глинах и алевролитах, перемежающихся с доломитовыми и ангидритовыми пластами, и характеризует, начальные этапы общего осолонения бассейна. В эту стадию имело место трансформационное преобразование обломочных минералов — слюды $2M_1$, каолинита, Fe-Mg — хлорита, с одной стороны, в гидрослюды типа железистых иллитов (с реликтами слюды политипа $2M_1$), а с другой — в магнезиальные минералы корренситовой группы.

Вторая стадияльно-фациальная разновидность общего солено-лагунного парагенеза характеризуется резким преобладанием магнезиальной фазы над фазой гидрослюды.

Таким образом, в процессе нарастающего осолонения осуществлялось все более и более глубокое преобразование исходной глинистой взвеси, которая в контакте с высококонцентрированными сульфатно-хлоридными водами бассейна трансформировались в магнезиальные хлориты корренситовой группы и железистые иллиты полиморфной разновидности $1M$ — $1Md$. И далее В.Д. Шутов не ограничивался констатацией вышеуказанных признаков минерального парагенеза, а предложил свою обоснованную версию механизмов процессов минеральных трансформаций. Расскажем об этом почти дословно, по автореферату исследователя. Он писал следующее: впервые гипотезу о механизме солено-лагунной трансформации глинистых минералов высказал Люка (Lucas) в 1962 г. Собранные многолетние материалы позволили ему сделать вывод о том, что длительный седиментационно-диагенетический контакт глинистой взвеси с высокоминерализованными водами приводят к трансформации глинистых минералов, имеющий «метасоматический» характер. При этом катионы Al и K, занимающие октаэдрические и межслоевые позиции в структуре слюды, под влиянием концентрированного в растворе Mg, постепенно замещаются последним. Схему Люка подтвердил Липпман (Lippman), в

1970 г, изучивший состав глинистых минералов в мощных пластах гипса цехштейна Германии. Этим исследователем обнаружено присутствие корренситового минерала не только в тонкой фракции нерастворимого остатка гипсовых пластов, но и в виде своеобразных псевдоморфоз по крупным обломочным пластинкам мусковита. Крайне важно отметить, что одновременно с этим Липпманн наблюдал идиоморфную регенерацию обломочных зерен калиевого полевого шпата, составлявших вместе с зернами кварца и былыми пластинками мусковита крупнозернистую часть нерастворимого остатка пласта гипса. Наблюдения Липпмана позволили ему сделать вывод о том, что во взаимодействии концентрированных вод сульфатно-хлоридного состава со слоистыми силикатами калия имеет место следующая реакция:

$Mg \text{ раствора} \rightarrow K \text{ в твердой фазе} = Mg \text{ в твердой фазе} + K \text{ раствор}$

Свободные катионы K вместе с Si и Al, освободившимися при метасоматическом формировании магнезиальной фазы корренсита по мусковиту, обуславливали регенерационное разрастание зерен калиевого полевого шпата.

Оставались вопросы о том, как проходило разрушение обломочной слюды? Носило ли оно истинно-метаморфозный характер (как полагали Люка и Липпман), при котором катионы Al и K постепенно вытеснялись катионами Mg, не нарушая общего каркаса слюды, или же имело место предварительное разрушение слюды под действием того же концентрированного в растворе Mg и проходящее либо до монтмориллонитовой фазы, либо заходящее еще глубже, до появления в растворе изолированных блоков и (или) обрывков тетраэдрической и октаэдрической сеток от бывшей структуры слюды?

Материалы по детальному изучению солено-лагунной трансформации глинистых минералов в пермских отложениях Приуралья и Западного Донбасса свидетельствуют, по мнению В.Д. Шутова, в пользу второго предположения. Доказательством этого является полное отсутствие переходных фаз, состоящих из каких-либо смешаннослойных образований состава Al-слюда и Mg-хлорит или Mg-монтмориллонит. Наоборот, мы наблюдаем как бы две изолированные линии развития, состоящие, с одной стороны, в формировании чисто магнезиальных минералов хлорит-монтмориллонитового состава смешаннослойных или однородных фаз, а с другой — в постепенной транс-

формации Al-гидрослюды на гидрослюду железисто-алюминиевого состава.

Постепенный характер такой замены особенно отчетливо выступает в соответствующем комплексе Западного Донбасса, где в процессе осолонения наблюдается ряд с последовательным переходом одних политипов в другие:



Такой переход сопровождался общим уменьшением содержания гидрослюды. Сокращение содержания гидрослюды связано с ее периодическим разрушением и использованием части «строительного материала» на трансформационное формирование магнезиальных фаз, а другой части — на образование вновь гидрослюдистой фазы.

Однако, в условиях низкой температуры и слабокислой и (или) нейтральной среды, которая характерна для сульфатно-галитной стадии осолонения, образовать собственно алюминиевую гидрослюду, даже в тех случаях, когда этот процесс идет трансформационным путем за счет переработки Al-монтмориллонита, крайне затруднительно. Это связано с трудностью вхождения и закрепления межслоевых катионов калия в небольшом пространстве гексагональных петель сетки Al-монтмориллонита. Именно поэтому трансформационное образование гидрослюды в процессе осолонения бассейна вынуждено идти по линии частичной глауконитизации монтмориллонита, как было показано в работе В.Д. Шутова, В.А. Дрица, Т.Н., Т.Н. Соколовой и др. (см. в главе 5).

Сущность указанного процесса заключается в седиментационно-диагенетическом закреплении К в структуре монтмориллонита, проходящем за счет одновременного замещения в его октаэдрах Al на более крупные катионы Fe. Этим достигается «растягивание» тетраэдрических сеток структуры монтмориллонита, достаточное для вхождения и закрепления катионов К. Находит свое объяснение и специфический «железистый» состав возникающих гидрослюд политипа 1M — 1Md, получивших после работ А.Г. Коссовской и В.А. Дрица 1970 г. наименование «железистых иллитов».

Таким образом, подводя итоги общим закономерностям формирования минерального парагенеза солено-лагунного комплекса, следует еще раз подчеркнуть, что *основной процесс его образования сводится к седиментационно-диагенетической трансформации исходной глинистой взвеси в магнезиальную*

фазу хлорит-монтмориллонитовых минералов. На первых этапах общего осолонения бассейна образование магнезиальной фазы осуществляется за счет разрушения и трансформации обломочных глинистых минералов, представленных главным образом Al-гидрослюдами. В последующие этапы общего осолонения формирование магнезиальной фазы идет, по мнению В.Д. Шутова, главным образом *за счет разрушения и трансформации железистых иллитов, возникших в качестве метастабильных побочных продуктов более ранней трансформации обломочных глинистых минералов в магнезиальную фазу хлорита-монтмориллонита.*

9.5. Метагенный парагенез

Его рассмотрение мы отложим до возвращения к проблеме: «Литогенез — метаморфизм», специально затронутой автором в работах (Япаскерт, 1999; 2005 и др.). Здесь только заметим, что В.Д. Шутов придавал большую роль *фактору стресса* в формировании такого парагенеза. Он же писал, что во всех метагенных ассоциациях осуществлена глубинная гомогенизация материала в исходных гранулометрических спектрах песчаник — глина. Она (эта гомогенизация) привела к *полному выравниванию* минералов со слоистыми структурами, слагающих реликты бывших структурно-минералогических компонентов (обломки пород, цемент песчаников, основная масса глин) исходных парагенезов. И диагностические признаки этих, описанных выше, парагенезов на стадии метагенеза практически почти нивелируются.

9.6. Полезные ископаемые в вышеописанных парагенетических группах граувакк

Генетическая связь граувакковых парагенезов с полезными ископаемыми трактовались В.Д. Шутовым нижеследующим образом.

Комплекс полезных ископаемых петрогенных граувакк связан либо с размывом и переотложением рудного вещества, главным образом колчеданного типа, тяготеющего к эффузивным

комплексам источников сноса, либо с кларковым содержанием ряда редких и рассеянных элементов (Cu, Zn, Pb, Mo, Co, Ti, V, Cr и др.), заключенных в разных терригенных обломках граувакковых пород. В работах В.Д. Шутова показано, что в соответствии с составом и типом устойчивости терригенных обломков, процесс «высвобождения» кларка указанных элементов и его концентрация, доходящая иногда, при благоприятных литолого-фациальных обстановках, до рудных скоплений, может осуществляться разными способами в зависимости от стадии постседиментационного преобразования петрогенного вещества.

Литокластогенные и апосапрогенные комплексы граувакк в пределах прогибов миогеосинклинального типа, для которых они особо характерны, не меняют своего облика. При переходе в крест простирания к платформенным структурам они замещаются накоплениями олигомиктовых кремнекластитов, образующих прибрежно-морские комплексы или (в континентальных условиях) угленосные формации в гумидном климате, или же сидеролитовые при переменном засушливо-влажном климате зоны саванн. Комплекс полезных ископаемых в литокластогенных граувакках бывает связан либо с переотложением рудного вещества типа медистых песчаников, либо со вторичной концентрацией рассеянных элементов (Cu, Pb, Zn, Mo и др.), присущих устойчивым песчаным обломкам (главным образом кислых эффузивов). Перераспределение этих элементов осуществляется на одной из глубинных стадий катагенетического преобразования терригенных пород.

Все апосапрогенные граувакки потенциально перспективны на содержание в них руд Fe, Mn, переотложенных каолинитов и бентонитов, а также разнообразного комплекса россыпей. Набор полезных ископаемых, связанных с граувакками вулканогенной группы, широк и многообразен — см. в работах Г.С. Дзюценидзе (1965, 1969).

9.7. Некоторые итоги

Обобщая все вышеизложенное, проиллюстрируем этот материал наглядной схемой из финального раздела книги В.Д. Шутова (рис. 9.9). В ней оставлена тектоническая терминология эпохи господствовавшего фиксизма, но наглядность структур-

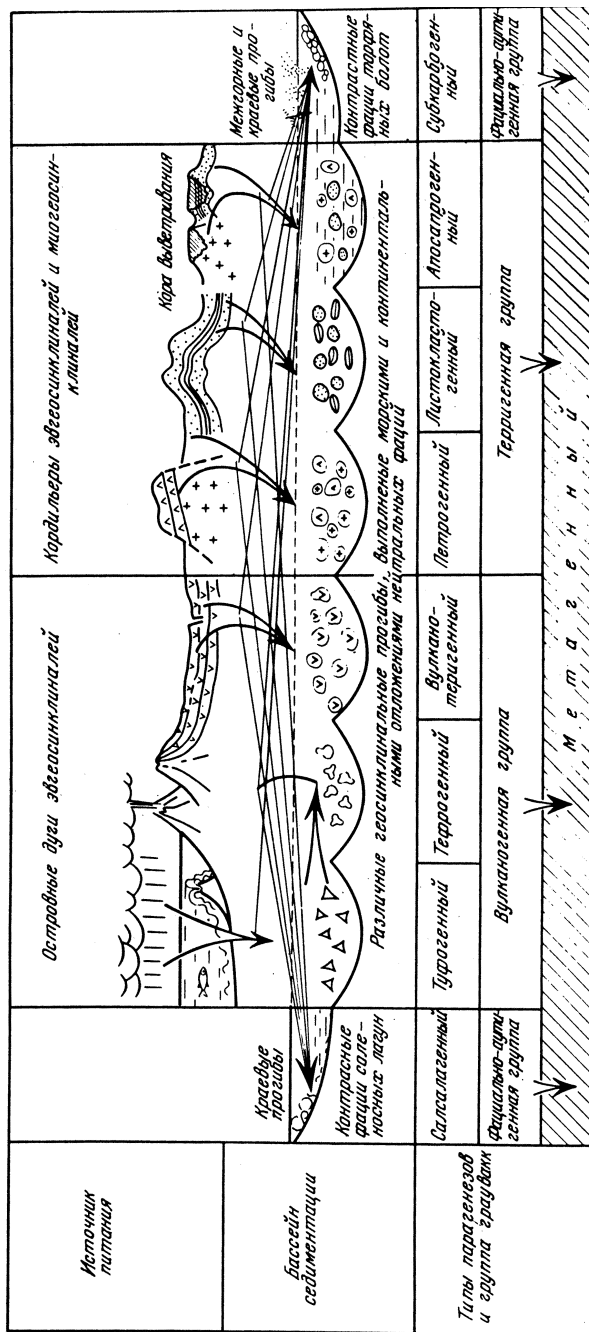


Рис. 9.9. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов и соответствующие им палеотектонические и палеолашафтные обстановки, по В.Д. Шутову (1975).

но-геоморфологических элементов данной схемы позволяет легко привязать ее к мобилистским понятиям: пассивной и активной материковых окраин, коллизионных орогенных и перикратонных структур. Учтен и климатический фактор влияния на седиментацию. Все это наглядно свидетельствует о большой информативности минерально-парагенетических исследований терригенных комплексов применительно к палеотектоническим и палеогеографическим реконструкциям. Конечно же, все эти заключения необходимо проверять литолого-фациальными анализами. Однако последние на современном уровне развития геологии приобретают еще большую убедительность, будучи подкрепляемы геоминералогическими построениями. Об этом рассказывается в следующей главе.

Глава 10. ОПЫТ КОМПЛЕКСНЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И СТАДИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ ГРАУВАКК И АРКОЗОВ ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА. РЕКОНСТРУКЦИЯ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА. СООТНОШЕНИЯ КАТАГЕНЕЗА И МЕТАМОРФИЗМА. НОВОЕ О МЕТАГЕНЕЗЕ. РУДОГЕНЕЗ

10.1. Общие сведения об объекте, методах исследования, палеогеографических реконструкциях

Очень мощные толщи песчано-алеврито-глинистых пород с возрастом от раннекаменноугольного до позднеюрского включительно, развитые в пределах Верхояно-Колымского складчатого пояса мезозойд и известные в литературе под названием *верхоянского терригенного комплекса* (дано Н.П. Херасковым в середине 30-х г.г. XX в.), а также угленосно-терригенные отложения верхней юры и нижнего мела в соседнем Приверхоянском прогибе (в бассейне р. Лена) — служат прекрасным полигоном для стадияльно-геоминералогических исследований. Этот полигон (его часть, охватившая Западное Верхоянье и соседнюю окраину Сибирской платформы, ее Вилюйскую синеклизу) был исследован в 50-х годах А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым (1956) совместно с В.И. Муравьевым. В 1972–85 г.г. сюда же и значительно севернее пришёл работать автор под руководством заслуженного деятеля науки РСФСР, профессора Г.Ф. Крашенинникова (Крашенинников, Япаскурт, 1977). По этим материалам он в 1987 г. защитил докторскую диссертацию, оппонентом которой выступала А.Г. Коссовская. Она признала в этой работе развитие своих идей в области геоминералогии и согласилась с новыми, принципиально отличными от её первоначальных взглядов, доводами автора относительно стадияльной оторван-

ности от литогенеза метаморфических изменений осадочных комплексов и относительно отсутствия прямой зависимости между глубиной погружения осадочной толщи и началом метаморфических процессов (см. ниже). Рассмотрим сделанное автором по порядку (Япаскурт, 1992).

Исследованный комплекс отложений позднего палеозоя, триаса, юры и раннего мела слагает на площади между правобережьями рек Лена, Алдан и р. Яна гигантскую, толщиной свыше 16 км, линзу дислоцированных терригенных пород, прошедших через стадии глубокого катагенеза, метагенеза и локально затронутых зеленосланцевым или еще более глубоким метаморфизмом. Их генезис устанавливался автором с помощью приемов литоло-фациального и формационного анализов, разработанных литологами школы ГИН АН СССР.

Существо этих приемов сводится, вкратце, к следующему. Прежде всего, производилось послойное описание многих объектов комплекса с попутным выявлением и систематизацией литологических типов терригенных пород со свойственными им комплексами первичных (генетических) и вторичных (наложенных) структурно-вещественных и текстурных признаков. Далее анализ только первичных признаков позволял устанавливать генетические типы исходных осадков. Парагенезы генетических типов, которые соответствовали определенным палеоландшафтным обстановкам седиментации, объединялись в соответствующие им фации. Парагенезы сопряженных фаций, отвечающие крупным участкам ландшафта, рассматривались как макрофации. Они, в свою очередь, служат основой для формационных построений. Оказалось, что образования Верхоянской складчатой области можно расчленить на три комплекса макрофаций, каждый из которых приурочен ко вполне определенной палеотектонической структуре (или ее части) и отражает конкретную стадию геотектонического развития, т.е. соответствует *генетически обусловленному телу — формации* (согласно трактовке этого понятия по П.П. Тимофееву). Автор выделил и описал в Верхоянье следующие формации: позднепалеозойская долинно-веерной системы конусов выноса склона котловинного морского бассейна Палеоверхоянского окраинно-континентального прогиба (Ф-1); раннемезозойская умеренно-глубоководных образований морского окраинно-континентального бассейна Палеоверхояно-Индибирского прогиба (Ф-2) и позднеюрско-раннемеловая угленосная аллювиально-дельтовая Приверхоянско-

го прогиба (Ф-3). Каждая из них объединяет по два трансгрессивно-регрессивных макроцикла закономерно сменяющихся фаций, или по две *подформации*. Внутри каждого макроцикла, на площади развития соответствующей ему подформации, меняются количественные соотношения между отдельными фациями. Всюду на западных и юго-западных, т.е. приплатформенных окраинах выходов Ф-1 и Ф-2, преобладают фации речных выносов в море или подвижного морского мелководья, тогда как в северо-восточных областях господствующими становятся фации отложений относительно удаленных от побережья участков дна морского бассейна. Там появляются фации континентального склона: отложения различных турбидитов, подводно-оползневых накоплений, песчаных зерновых потоков и насыщенных рассеянным органическим веществом и пиритом алевропелитовых гемипелагических образований окраин подводных конусов выноса. Фрагмент одного из палеофациальных профилей нижней подформации Ф-1 показан на рис. 10.1. Примечательно то, что наиболее глубоководные образования здесь всюду периодически расклиниваются маломощными отложениями открытого подвижного мелководья, возникшими на регрессивных этапах развития СБ.

Отсюда следует, что осадки накапливались в длительно эволюционировавшем морском бассейне котловинного типа, вероятно имевшем открытую связь на севере с Праарктическим бассейном. СБ заполнялся с лавинными скоростями (от 24 мм до 240 мм/1000 лет, по расчетам В.С. Андреева, 1985г., сделанным без оценки уплотнения пород при катагенезе, а потому заниженным) за счет наносов авандедьт и перераспределения этого вещества вглубь автокинетическими потоками, формировавшими системы долинно-веерных конусов в умеренно-глубоководных (1,5–2,5 км) обстановках гемипелагиали.

Гигантский объем терригенного материала был привнесен в основном тремя крупными реками из юго-восточных, западных и северо-западных окраин Сибирской платформы и периодически воздымавшихся гор на месте теперешнего Станового, Алданского нагорьев, Джугджура, Сетте-Дабана и части Южного Таймыра (рис. 10.2.). Здесь на протяжении почти всего каменноугольного, пермского, триасового периодов, а также ранне— и среднеюрской эпох фиксируются фациально-ландшафтные обстановки типичной пассивной континентальной окраины (рис. 10.3.)

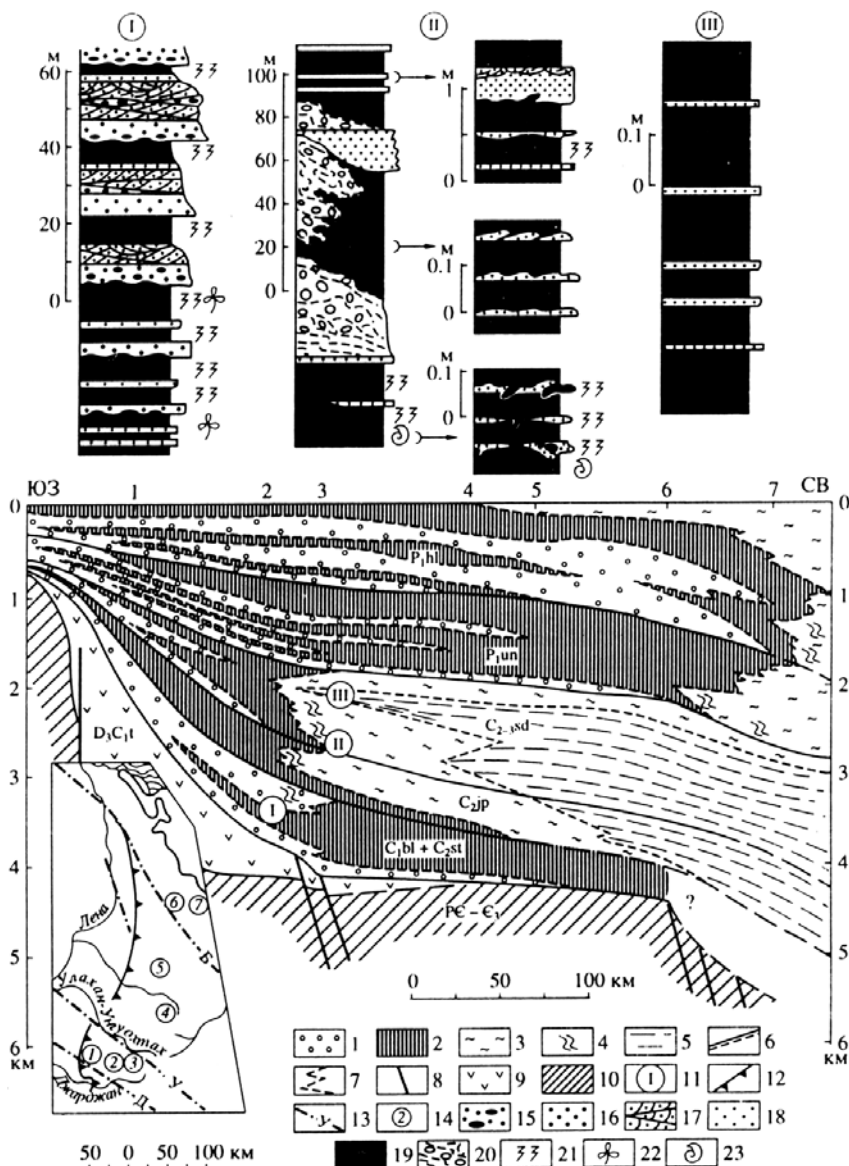


Рис. 10.1. Фрагменты типовых разрезов (вверху) и литолого-фациальный профиль (внизу) части верхоянского комплекса — нижней подформации Ф-1 — C_1 — P_1 , по О.В. Япаскурту и др. (1993):

1–11 — на профиле: 1–5 — фации отложений каменноугольной и пермской систем (1 — песчаных осадков фронта дельты и подводных желобов, 2 — алевропелитовых осадков проделты и внешнего шельфа, 3 — песчано-

алевропелитовых континентального склона и шлейфа, 4 — подводно-коллювиальных с оползневыми дислокациями, там же, 5 — алевропелитовых гемипелагической равнины); 6–8 — геологические границы (6 — стратиграфические, 7 — фациальные, 8 — тектонические), 9 — терригенно-карбонатные отложения девонской системы и турнейского яруса, 10 — преимущественно карбонатные отложения нижнего палеозоя и докембрия, 11 — местоположение детальных фрагментов разреза; 12–14 — на врезке: 12 — Западно-Верхоянский краевой шов, 13 — прочие глубинные разломы — Б — Богучанский, Д — Джарджанский, У — Унгуохтахский, 14 — опорные разрезы; 15–23 на колонках: 15 — интракласты в гравелитах и песчаниках, 16 — песчаники массивные, 17 — то же косослоистые, 18 — песчаники тонкозернистые и алевролиты, 19 — аргиллиты алевритистые, 20 — микститы с подводно-оползневыми дислокациями, 21 — текстуры биотурбации, 22 — включения остатков наземной флоры, 23 — включения морской фауны. На профиле кровля нижнепермских отложений приведена к нулю, цифры над ним — опорные разрезы (см. на врезке). Индексами обозначены свиты каменноугольной системы (C_{1b1} — C_{2st} — былыкатская и сетачанская нерасчлененные, C_{2jp} — юпенчинская, C_{2sd} — сиэдерская) и нижнего отдела пермской системы (P_{1up} — унгуохтахская, P_{1hl} — халджинская).

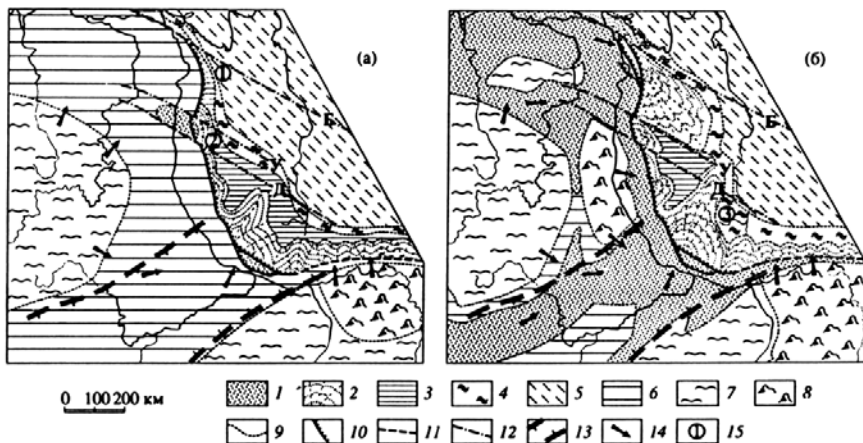


Рис. 10.2. Схемы палеогеографии эпох: позднекаменноугольной, по О.В. Япаскурту, Г.М. Довыденко и др. (1994) и конца раннепермской, по О.В. Япаскурту (1992), для западной части Лено-Верхоянского ОБ.

1–5 — области седиментации: 1 — аллювиальной, 2 — подводно-дельтовой, 3 — окраинно-шельфовой, 4 — склоновой, 5 — гемипелагической; 6–8 — поднятия суши: 6 — низкие, местами затопляемые, 7 — полого-холмистые, 8 — горные, 9 — границы ландшафтов; 10–12 — зоны постседиментационного тектонического сближения фаций: 10 — Западно-Верхоянского краевого шва, 11 — его широтного отрезка, 12 — прочих разломов (Б — Богучанский, У — Унгуохтахский, Д — Джарджанский); 13 — борта среднепалеозойского Вилюйского рифта; 14 — направления привноса терригенного вещества; 15 — участки, описанные в тексте, и их номера.

В позднем мезозое геодинамическая ситуация в регионе существенно изменилась. Бассейн породообразования, выполненный отложениями формаций Ф-1 и Ф-2, стал превращаться в складчато-надвиговую систему (СНС). Большая часть территории теперешнего Верхоянья становилась сушей, а на площади, примыкающей к современным руслам рек Алдан и Лена, возник Приверхоянский прогиб, заполненный угленосно-терригенными осадками аллювиально-дельтового генезиса формации Ф-3. Причем, исследования терригенно-минералогических провинций, выполненные еще А.Г. Коссовской (1962), показали, что этот прогиб заполнялся не за счет сноса веществ с востока — из Верхоянской суши, а из южной — Алдано-Становой питающей провинции (см. ниже). Многим геологам это вначале показалось невероятным, т.к. Приверхоянский прогиб был назван тектонистами краевым, и, как всякому краевому прогибу, ему положено было питаться продуктами от размыва растущих по соседству горных сооружений. Однако геоморфологические исследования Г.Ф. Лундгерсгаузена и др. геологов доказали не меловой, а более поздний — в основном плиоцен-четвертичный возраст Верхоянских гор. А наши с Г.Ф. Крашенинниковым литолого-палеогеографические исследования подтвердили правоту версии А.Г. Коссовской. По-видимому, на территории современного Верхоянского хребта в раннемеловое время была низменная или слабохолмистая суша. В это время в долготном направлении текла Палеолена, истоки которой располагались в теперешней Алдано-Становой области (Япаскурт, 1992). В песчаных пластах русловых фаций этой крупной палеореки однонаправленная (потоковая) косая слоистость обнаруживает однозначные наклоны косых серий в северных и северо-восточных направлениях — по направлению течения реки. А в крест простираения формации Ф-2 наиболее грубозернистые отложения расположены на западе, а наиболее тонкие — на востоке, вблизи современной тектонической границы с формациями Ф-1 и Ф-2, то есть фациальные профили тоже не подтверждают версию о восточных питающих провинциях для Ф-3.

В современной тектонической структуре Верхоянская СНС далеко надвинута на отложения Приверхоянского прогиба (см.

← **Рис. 10.3. Схема этапов развития западной части Лено-Верхоянского ОБ и эволюции минерального состава обломочных компонент песчаных отложений (на треугольных диаграммах) по О.В. Япаскурту, 1987 г.**

рис. 10.3., верхний профиль). Первоначальная структура СБ оказалась, таким образом, существенно искаженной, а минеральные парагенезы, возникшие на стадиях седименто— и литогенеза усложнились вторичными изменениями. Но исходные признаки седиментогенных кластических минералов сохранились, и с них мы начнем наш анализ, продолжая тем самым и развивая содержание предыдущей главы (о парагенезах граувакк).

10.2. Пределы информативности анализа терригенных минеральных парагенезов на примере верхоянского комплекса

Состав кластогенных компонентов, или *седиментофонд* формаций верхоянского комплекса, который в большинстве своем полимиктовый и минералогически не зрелый, претерпел сложную эволюцию в геологическом времени. Его составы в разных подформациях показаны на классификационных треугольниках справа от фациально-палеотектонических профилей (см. рис. 10.3.). Сравнивая их между собой, можно видеть, что от начала зарождения этого СБ, по мере расширения площадей его питающих провинций в дельтовых накоплениях периодически менялись составы кластогенного вещества и его зрелость. В разрезе Ф-1 и Ф-2 циклически чередуются ассоциации: граувакко-кварцевая, граувакко-полевошпатовая, аркозо-граувакковая с мезомиктовой и кварцево-кремнекласитовой, что объяснимо суммарным влиянием чередования орогенных активизаций с более редкими паузами и пенепленизациями суши, и периодичностью изменений климата, влиявшего на характер выветривания, мобилизации и транспортировки вещества в СБ (Япаскурт, 1992).

Спектр кластогенных компонентов формации Ф-1 в основном литокластогенный с подчиненными ему апосапрогенными комплексами в низах разрезов карбона и перми, т.е. в нижних слоях соответствующих подформаций. В формации Ф-2 тоже господствуют литокластогенные накопления, реже находятся петрогенные граувакковые аркозы и лишь на некоторых стратиграфических уровнях среднего, верхнего триаса и нижней юры к низам отдельных трансгрессивных мезоциклов осадконакопле-

ния приурочены мезомиктовые, существенно кварцевые песчаники апосапрогенной природы. Они при переходе вкрест простирания тектонических структур к окраинно-платформенным формациям замещаются там пачками олигомиктовых кремнекласитито-кварцевых пород (по терминологии В.Д. Шутова). Уровни появления в верхоянском комплексе апосапрогенных комплексов (в низах отдельных трансгрессивных циклов седиментации) по времени в большинстве своем совпадали с эпохами, когда, судя по палеофлористическим и общегеологическим данным, наступали условия жаркого гумидного климата. Активизация химического выветривания в те эпохи, несомненно, благоприятствовала возникновению минералогически зрелого терригенного материала. Аутигенные новообразования в цементе большинства вышеперечисленных пород Ф-1 и Ф-2 имеют кварцево-хлорит-иллитовые составы, местами с примесью кальцита и анкерита, причем количественные соотношения между этими минералами и их типоморфные признаки находятся в прямой зависимости от состава кластогенных компонент.

Совершенно иные (качественно новые) комплексы терригенных и аутигенных минералов появляются в относимых к своеобразной группе «средних аркоз» (название, предложенное А.Г. Коссовской) песчаниках нижнего мела Ф-3 Приверхоянского прогиба (см. рис. 3.2., 3.5., 5.11., 6.2.). К моменту их накопления в конце мезозоя произошло перераспределение питающих провинций седиментогенного бассейна. Осадки Ф-3 возникли в результате размыва главным образом диафоритов докембрия и раннемезозойских гранодиоритов и тоналитов Алдано-Становой области (Коссовская, Шутов, 1956; Япаскерт, 1992), вследствие чего их терригенные комплексы состоят в основном из плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда, реже из калишпатов, кварца, со значительной примесью биотита, мусковита, а также большого количества акцессорных фемических минералов. О них говорилось в разделе про плагиоклазы и эпидоты выше, в главе 8.

Аналогичные парагенезы известны по данным (Stewart, 1974; Van der Kamp et al, 1976) в породах позднемеловых бассейнов Британской Колумбии (острова Ванкувер и Гульф), а также палеоценовых бассейнов Калифорнии (Западная Олимпия и горы Св. Инессы), примыкавших к более древним массивам гранодиоритов. Среди аутигенных минералов в цементе таких песчаников наиболее типичны цеолиты (преимущественно ломон-

тит) в парагенезе с корренситом и сфеном. То же свойственно песчаникам Ф-3 (см. рис. 6.2.). Главными источниками вещества, необходимого для их формирования, здесь могли быть терригенные минералы, содержащие кальций (средние плагиоклазы, эпидоты, роговые обманки и гранаты, а для корренсита и сфена — биотиты и др.). Это подтверждает стадияльные исследования, в частности наблюдения псевдоморфоз ломонтита по названным выше минералам в шлифах песчаников с типоморфными признаками начала стадии глубокого катагенеза. Перед стадией метагенеза ломонтит замещается эпидотом и кальцитом поздней генерации одновременно с ростом относительного содержания аутигенного кварца и (за счет плагиоклазов) альбита. Причем везде ломонтит (или продукты его замещения) среди пород Ф-3 концентрируется только в песчаниках из фациальных типов отложений дельтовых субаэральных конусов и руслового аллювия крупной реки, вероятнее всего, потому, что благоприятная для генезиса цеолитов слабовосстановительная и нейтральная либо щелочная среда была при катагенетических процессах унаследована от такой же химической среды иловых растворов в осадках данных фаций. Этот приоритетный фациальный контроль аутигенеза — типичный признак субкарбогенных комплексов, по В.Д. Шутову.

Подводя итог вышесказанному, можно заключить, что, опосредованно, через седиментонд формаций на процессы аутигенного минералообразования совместно влияли многие факторы седиментогенеза. Это были: конседиментационный тектонический режим, обусловивший местоположение, размер, рельеф и, в конечном счете, состав эродируемого субстрата, а также фациальные и климатические обстановки седиментации. Признаки влияния последних на аутигенное минералообразование наиболее камуфлированы, но и они поддаются расшифровке. Так, например, автором установлено, что некоторые черты своеобразия апосапрогенных (возникших за счет выветрелого субстрата) парагенезов в породах формаций Ф-1 и Ф-2 отражены в особенностях минеральных новообразований вплоть до стадий метагенеза и начального метаморфизма включительно. Таким породам в верхоянском комплексе свойственно господство в составе цемента регенерационного кварца и сплошное развитие на контактах терригенных зерен структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза. Всем прочим разнообразиям с литокластогенными или петрогенными типами парагене-

зов присущи новообразования иного вида: межзерновые иллит-хлоритовые агрегаты, препятствующие широкому развитию регенерационных цементов, и «шиповидные» или «бородатые» структуры вставания аутигенных слюд в корродированные края терригенных частиц (см. рис. 3.6., правый).

Итак, влияния терригенного седиментофонда на аутигенез очевидны. Учёт их для палеогеографических реконструкций обязателен. Но он недостаточен без корректировки др. методами, прежде всего, без анализа фациальных рядов. *Необходим комплексный подход к анализу фактов.* Палеогеографические построения в рассматриваемом регионе выполнены на комплексной основе. Комплексность подхода к генетическим реконструкциям осадочных палеобассейнов сегодня аргументируется во множестве публикаций, становясь для профессионалов привычной аксиомой. Однако, несмотря на это, у многих геологов периодически возникает искушение поиска более простого и облегченного рецепта для постановки генетических диагнозов. Такое бывало и прежде, например в 60-х годах, в периоды активизации математической обработки массовых анализов гранулометрии терригенных осадков (работы литологов школы Л.Б. Рухина, 1965 г.) или создания схем генетической типизации текстур осадочных пород (по Л.Н. Ботвинкиной, 1962 г.).

Г.Ф. Крашенинников, воздав должное достигнутому в этих областях, предостерегал литологов от увлечения отдельными параметрами в отрыве от прочих генетических признаков. Относительно структурных и текстурных критериев теперь это общеизвестно. Но к началу 80-х годов наметилась новая тенденция к абсолютизации данных о составе кластогенных компонентов песчаных пород в качестве главного индикатора геодинамики прежних бассейнов седиментации. Импульсом к увлечению этой тенденцией послужила серия зарубежных работ, посвященных анализам петрографического состава кластогенных осадков Атлантического и Тихого океанов и обрамляющих морей (Dickinson, Suczes, 1979; Maynard et al., 1982; Mack, 1984; Verino, Maynard, 1984). Было опубликовано несколько диаграмм (наподобие, показанной на рис. 10.4., см. а) и трендов, на которых фиксировались поля фигуративных точек состава песчаных осадков, свойственных участкам пассивных и активных материковых окраин, различным задуговым, преддуговым и прочим бассейнам.

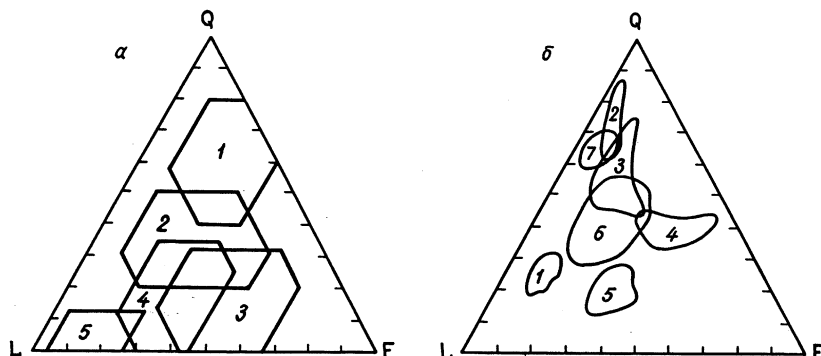


Рис. 10.4. Классификационная диаграмма составов песчаных отложений для разных геотектонических обстановок современных бассейнов седиментации, по Maynard J.B., Vallony I.R., Ho-Shing Yu (1982) (а) и схема эволюции кластогенного песчаного вещества в отложениях верхоянского комплекса, по О.В. Япаскурту и В.Л. Косорукову (1995) (б).

Цифрами обозначены поля фигуративных точек а: 1 — континентальные окраины Атлантического океана, 2 и 3 — активные окраинные бассейны Тихого океана (2 — Калифорнийского и 3 — Андского типов), 4 — внутренние бассейны островодужного типа — Берингоморский и др., 5 — внешние бассейны островодужного типа — Филиппинский и др.; б: 1 — для отложений D_{2-3} , 2 — C_1 , 3 — C_{2-3} (низ), 4 — C_{2-3} (верх), 5 — P_1 , 6 — P_2 и T_1 , 7 — T_3 . В вершинах треугольников — 100% содержания кварца (Q), полевых шпатов (F) и литокласт (L).

Теперь некоторые исследователи стремятся использовать такие диаграммы и тренды для своей аргументации геодинамики прошлых геологических эпох. При этом они автоматически переносят сведения о нынешнем седиментогенезе в глубь геологической истории и не проверяют свои выводы другими методами генетического анализа (о которых сказано выше). Тем самым игнорируются принципы историчности и системности. Не учитываются: возможность эволюционирования вещественного состава, палеорельефа и площадей водосбора питавших осадочный бассейн провинций, а также вероятность гипергенных изменений эродируемых пород (в зависимости от палеоклимата), возможность дифференциации состава кластогенных компонентов в различных генетических типах осадков из единого палеобассейна, возможность диагенетических и катагенетических изменений их минерального вещества, и многие иные факторы седименто— и литогенеза.

В конечном итоге оказывается, что чем глубже мы «погрузимся» в геологическую историю, тем более вероятно встреча с обманчиво-конвергентными породными признаками. Один из примеров конвергентного состава кластогенного вещества см. на рис. 10.4., б, где суммированы результаты работ автора и др. геологов по изучению терригенной минералогии и палеогеографии Северного Верхоянья. Выше было показано, что там однозначно выявляются признаки, свойственные палеобассейну, развивавшемуся на протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя в режиме типичной пассивной континентальной окраины (см. рис. 10.2. и 10.3.). На рисунке 10.4., см. б, полями 1–5 оконтурены составные разновозрастных кластогенных компонентов в осадках этого бассейна. Смещения полей внутри классификационного треугольника отражают в первую очередь эволюционирование питающих провинций во времени в результате изменения их площади, рельефа и проч. (см. выше) и, как следствие этого, закономерные изменения состава эродированных комплексов пород. Кроме того, определенные «разбросы» фигуративных точек внутри намеченных полей обуславливались дифференциацией минерального вещества в разных генетических типах дельтово-морских накоплений, а также процессами постседиментационного минералогенеза (коррозией неустойчивых компонентов и регенерацией устойчивых).

Усредненная и несколько генерализованная схема, показанная на рисунке 10.4., б, фиксирует эти эволюционные закономерности. Между тем, если сопоставлять ее с диаграммой состава современных морских и океанских осадков, по И. Мейнард, Р. Валлони и др. 1982 г., становится заметной явная противоречивость в интерпретации этих данных. Казалось бы, все оконтуренные на рисунке 10.4., б поля фигуративных точек должны группироваться вокруг зоны 1 (см. рис. 10.4., а). Однако значительная их часть накладывается на площади зон 2–4 (см. там же), которые отвечают нынешним приокеанским обстановкам активного типа. Но таковые не были свойственны Северному Верхоянью на вышеупомянутом интервале геологического прошлого (см. рис. 10.3.).

В данном примере конвергентность минерально-петрографических признаков отдельных пород очевидна. Это не умаляет информативности упомянутых признаков. Они дают ценную информацию об эволюции давно исчезнувших ландшафтов водосборной суши на окраинах осадочных палеобассейнов и, в то же

время, об изменениях палеоклиматических условий мобилизации седиментогенных компонентов. Однако *этой информации недостаточно для геодинамического реконструирования. Анализ минералогических породных признаков корректен только в комплексе с результатами литолого-фациальных наблюдений.*

10.3. Анализ условий и стадийности аутигенного минералообразования

Выше отмечались признаки влияния седиментофонда терригенных формаций на аутигенез. Но этим фактором упомянутые влияния не исчерпываются. Многое зависит от условий и обстановок седиментации. В этих БП относительная кратковременность стадии диагенеза в быстро захоронявшихся осадках, очевидно, не благоприятствовала созреванию вещества до минералогически равновесных парагенезов. Но, тем не менее, фациальные обстановки седиментации определенно сказались на своеобразии последиагенетических парагенезов аутигенных минералов и вторичных структур в породах.

Чтобы конкретнее установить влияние фациальных условий осадконакопления на литогенез, надо прибегнуть к сравнению парагенезов минеральных и структурных новообразований в таких породах, которые принадлежат к разным генетическим типам отложений, а залегают рядом, в едином разрезе одной и той же тектонической структуры, из чего следует, что данные породы находились в одинаковых термобарических и гидрохимических обстановках на протяжении всего времени формирования ПБ, складчатости и орогенеза.

Вот один из примеров. На севере Хараулахского хребта в верхней части разреза Ф-1 позднепермского возраста переслаиваются две очень характерные группы песчаных пород. Одна группа соответствует фациям хорошо отсортированных, отмытых от глинистой примеси осадков сильно подвижного морского мелководья с отчетливыми текстурными признаками аккумулятивных форм накоплений волновых, прибойных или вдольбереговых течений (кос, пересыпей, баров). Для краткости назовем их фациями отложений волновой группы. Теперь это массивные метапесчаники с кварцем, альбитом, серицитом и другими хорошо окристаллизованными минералами в межзерновых про-

межутках, с господствующими инкорпорационно-регенерационными, рекристаллизационно-бластическими структурами и прочими новообразованиями глубокого катагенеза и начала метагенеза. Залегающий буквально рядом с ними плохо отсортированные, насыщенные алевроито-глинистым межзерновым заполнителем (матриксом) и тонкодисперсным органическим веществом песчаники другой группы литотипов — из фаций биоэлювия (ихнитолиты) в межавандельтовых участках и из подводно-оползневых накоплений — отличаются от предыдущих метапесчаников настолько слабоизмененными седиментогенными структурами, что без специальных исследований глинистого матрикса они могут приниматься за образования раннекатагенетической стадии. Однако их глинистое вещество претерпело существенные изменения. Ныне оно представлено хорошо окристаллизованными железисто-магнезиальным хлоритом и диоктаэдрической гидрослюдой политипа $2M_1$ с очень малой примесью смешанослойных образований с разбухающей фазой — вероятных реликтов трансформированного в гидрослуду смектита. В том, что такие трансформации происходили, убеждают результаты сравнения этих минералов с глинистыми частицами, находящимися внутри диагенетических карбонатных конкреционных стяжений-септарий в той же породе (как известно, глинистый материал, изначально изолированный от воздействия на него раствора при катагенезе карбонатным заполнителем этих стяжений, сохранил свой состав гораздо ближе к исходному осадку).

Учитывая, что парагенезы всех пород составляют единую систему, в которой изменения любого литотипа влияют на преобразования соседних, можно заключить, что трансформации терригенно-глинистого матрикса в образованиях биоэлювия и подводно-оползневых накоплений порождали отток избыточной воды с растворенными в ней веществами в открытые межзерновые промежутки песчаных отложений волновой группы, где были идеальные условия для кристаллизации минералов-индикаторов стадий литогенеза. Поэтому внешне песчаники волновой группы осадков выглядят в шлифах более «метаморфизованными» сравнительно с прочими породами верхоянского комплекса.

В длительно эволюционировавшем гигантском БП, на этапах его погружений и тектонических перестроек, формировалась сложная зональность глубинно-катагенетических преобра-

зований пород, локально усиленных раннеметаморфическими изменениями. Эта зональность, еще в 50-х годах обнаруженная на участке Западного Верхоянья А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым (1956), подтверждена авторскими работами во всем регионе и детализирована (Япаскурт, 1992). Выяснилось, что, несмотря на быстрое погружение осадков в БП пассивной континентальной окраины, специфика преобразований разных генетических типов отложений нивелирована не полностью. Самая полная информация о стадийности процессов литогенеза заключена в индикаторных минералах и структурах песчаников, сформированных за счет хорошо отсортированных, отмытых от глинистого заполнителя (матрикса) песчаных осадков фаций: 1) вышеописанной волновой группы; 2) зерновых потоков близ склонов котловин морского бассейна; 3) дельтовых проток и руслового аллювия. Так как перечисленные фации находятся практически во всех градациях рассматриваемых формаций, они служат удобными объектами для выявления и корреляции общерегиональной литогенетической зональности.

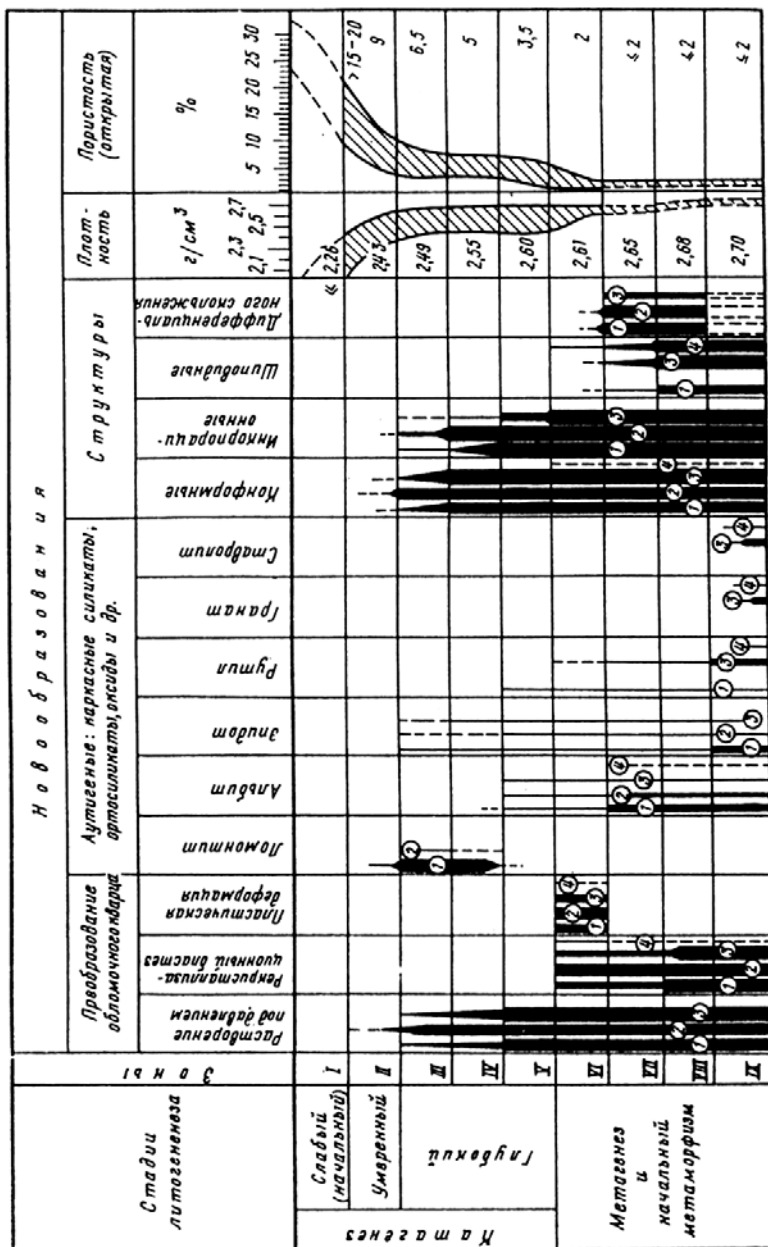
Автором в данном регионе выделено девять зон последовательно усиливавшихся преобразований безматриксных песчаников (рис. 10.5.): I — слабо измененного глинистого вещества и ненарушенных седиментогенных структур (подстадия слабого, начального катагенеза); II — преимущественно хлоритового пленочного и кремнистого порового цементов, и начала регенерации обломков (умеренного катагенеза); III — преимущественно хлорит-кварцевого пленочно-порового цемента и частых конформных структур (массивное развитие структур гравитационной коррозии — один из признаков начала подстадии глубокого, или позднего катагенеза); IV — кварцевого цемента типа «припая», частых конформных и редких инкорпорационных структур; V — господствующих конформно-инкорпорационных структур совместно с регенерационными кварцевыми или полевошпатовыми цементами; VI — бластических структур на конформно-инкорпорационных контактах кварцевых обломков (начало метагенеза); VII — структур дифференциального скольжения, шиповидных новообразований серицитоподобной слюды, кварца или альбита (метагенез); VIII — массовых бластических, шиповидных структур и сегрегационных текстур, с метаморфогенным мусковитом, кварцем, альбитом; IX — метаморфогенно-биотита в метапесчаниках и кварцево-слюдяных бластопсаммитовых сланцах (метаморфизм преимущественно зеленослан-

цевой стадии). Из их числа породам формаций Ф-1 и Ф-2 свойственны признаки в основном V — VII и (локально) последующих зон, а в формации Ф-3 — от II до V зон.

Продукты более ранних этапов литогенеза находятся в реликтах, поскольку внутри каждой такой зоны преобразования разнотипных пород анизотропны. Например, известковистые песчаники (с базальным или поровым кальцитовым цементом ранней генерации), почти не менялись, практически одинаково выглядят во всех перечисленных выше зонах. У них седиментогенная структура остается как бы законсервированной карбонатным заполнителем, мозаично-гранобластовая структура которого свидетельствует о его постседиментационном происхождении (см. рис. 3.4.). Кальцит только слегка корродирует обломочные частицы, препятствуя их дальнейшим преобразованиям (регенерации, окварцеванию, альбитизации и др.), исключая лишь частичную хлоритизацию терригенных биотитов и гидрослюдизацию некоторых плагиоклазов, начавшуюся, очевидно, до этапа кристаллизации кальцита. С уменьшением же количества карбонатного вещества, даже в пределах одного пласта, сразу же появляются инкорпорационные внедрения зерен друг в друга, наросты аутигенного кварца, альбита, серицита и других минералов.

Следовательно, кальцит кристаллизовался на раннем этапе литогенеза в бывших тогда открытыми порах, обусловив затвердевание песчаной породы еще до стадии формирования глубинно-катагенетических минеральных парагенезов. Такого типа песчаники встречаются обычно на контакте с более или менее мощными пачками алевроито-глинистых пород, а чаще всего — в маломощных прослоях внутри этих пачек. Формирование их объяснимо дегазацией выжатых из глин насыщенных CO_2 флюидов, т.е. элизионными процессами. Но такие образования в верхоянском комплексе играют подчиненную роль. Они при выявлении признаков постседиментационной зональности в осадочной толще игнорируются («выводятся за скобки»).

Зональность катагенеза, метагенеза и метаморфизма, установленная автором, была откартирована им на обширных участках Северного Верхоянья совместно и при содействии работавших там геологов тогдашнего ПГО «Аэрогеология» — главного геолога Космоаэрогеологической экспедиции №3 Л.М. Натапова, а также В.С. Андреева, Г.М. Довыденко, А.Ю. Егорова, Г.М. Любцовой, Л.В. Пичугина, А.Ф. Попадича, В.В. Масленникова,

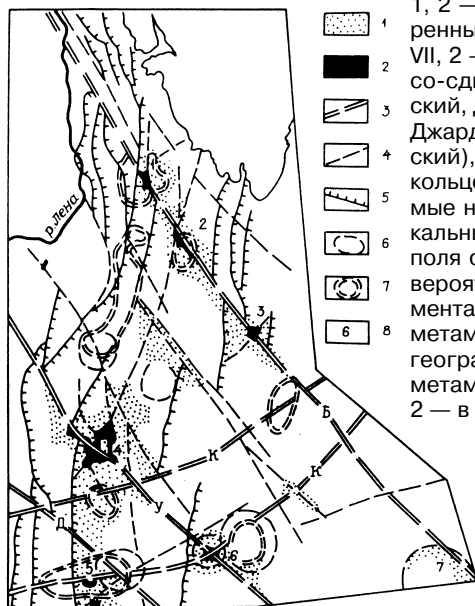


ний: 1 — руслового аллювия и субаэральных дельт, 2-4 морских (2 — волновой группы и зерновых потоков, 3 — турбидитов, 4 — биоэлювия — ихнитолитов).

Б.Д. Мельникова и др. Обобщенные схемы частично опубликованы (Япаскурт, 1992; Япаскурт, Андреев, 1995; Япаскурт, Довыденко и др., 1991; Япаскурт, Косоруков, 1986; Япаскурт и др., 1997, 2007). Они дали много новых фактов для осмысления. Анализ фактических данных о соотношениях постседиментационной зональности породных изменений со структурно-тектоническими элементами СНС и со стратифицированными уровнями — границами свит и серий верхоянского комплекса привел автора к нижеследующим заключениям.

В возникшей на месте БП складчатой области *степень интенсивности конечных преобразований пород обусловлена не столько глубинами их погружения в доскладчатом бассейне, сколько процессами термальной активизации недр и тектонических дислокаций*. Максимально глубокие послекатагенетические преобразования верхоянского комплекса развиты преимущественно вдоль тектонически ослабленных участков пересечения глубинных диагональных разломов (рис. 10.6.), близ локальных минимумов гравитационного поля, т.е. над вероятными оча-

Рис. 10.6. Карта зональности метаморфизма в Северном Верхоянье. По автору и В.С. Андрееву (Япаскурт, 1992):



1, 2 — зоны метаморфизма, рассмотренные на рис. 10.5 (1—VIII и частично VII, 2 — IX); 3—5 — разломы; 3 — сбросо-сдвиги глубинные (Б — Богучанский, Д — Джарджанский, К — Куларо-Джарджанской ветви, У — Унгуохтахский), 4 — прочие, 5 — надвиги; 6 — кольцевые линеаменты, дешифрируемые на космических снимках; 7 — локальные минимумы гравитационного поля с радиусом осреднения 15 км — вероятные очаги гранитизации фундамента СНС; 8 — главные ареалы метаморфизма. Цифрами обозначены географические привязки и возраст метаморфизованных образований: 1, 2 — в верховьях бассейна р. Хараулах,

Р₁; 3 — р. Арага-Юрях, Р₂ — Т₂; 4 — р. Улахан-Унгуохтах, С₂₋₃ и местами Р₁; 5 — водораздел рек Абылычан, Ньолон и Сынча, С₂ и С₂₋₃; 6 — р. Бухурук, Р₂, Т₁ и Т₂; 7 — р. Тэнки, Т₂.

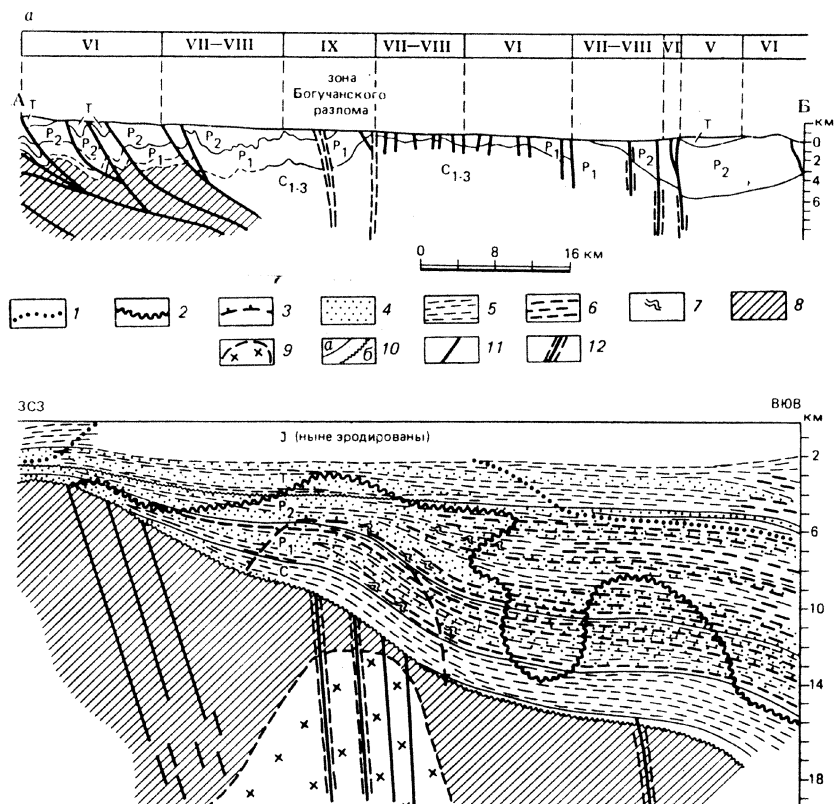


Рис. 10.7. Зональность катагенеза и метаморфизма верхоянского комплекса над Богучанским разломом (см. рис. 10.6), на р. Хараулах в современной тектонической структуре (вверху) и на палеотектоническом литолого-фациальном профиле (внизу). По О.В. Япаскурту (1989, с. 17).

Наверху римскими цифрами V-IX показаны интервалы развития зон постдиagenетических изменений, подробно охарактеризованных на рис. 10.5 и фиксируемых на современной поверхности выходов пород палеозоя и триаса. На нижнем профиле: 1-3 — изограды (1 — бластеза кварца, или начала метagenеза, то есть зоны VI, 2 — зоны VII, 3 — метаморфогенного биотита зоны IX); 4-5 — фации отложений: 4 — дельт, 5 — междельтовых западин шельфа, 6 — турбидитов на континентальном склоне дна моря, 7 — подводных оползней; 8 — допалеозойский фундамент, 9 — фиксируемый геофизическими методами очаг палингенеза; 10 — границы стратиграфические; 11 — разломы.

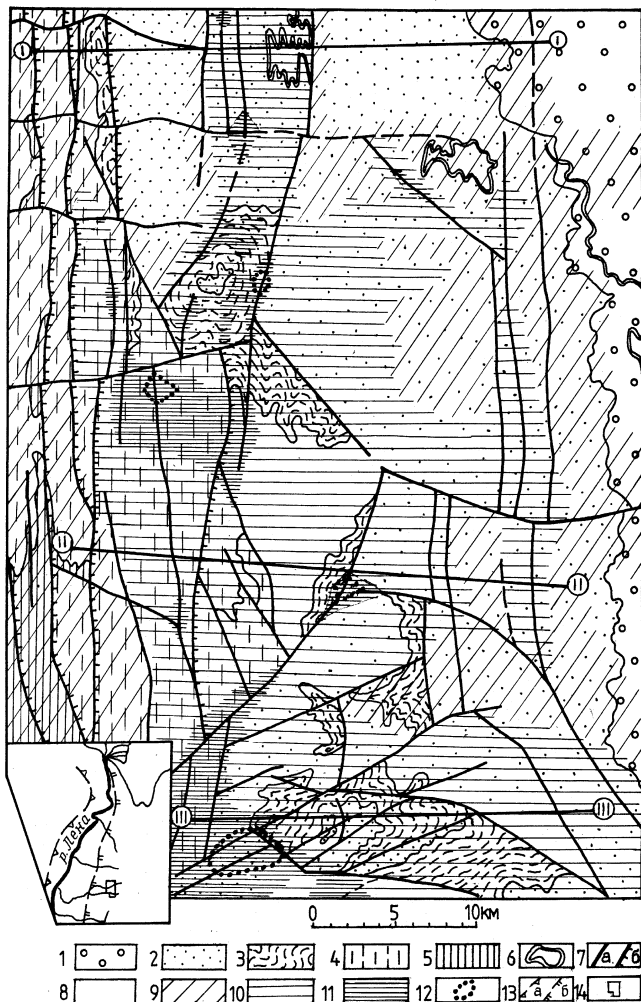


Рис. 10.8. Схема зональности постседиментационных изменений пород верхоянского комплекса на участке Орулганского хребта (верховья рек Абылычан, Ньолон, Сынча), по О.В. Япаскурту (1992): 1–5 — стратиграфические подразделения: 1 — P₁ (унгоухтахская свита), 2 — C₂₋₃ (сизедерская свита), 3, 4 — C₂ (юпенчинская и сетчанская свиты), 5 — C₁ (былыкатская свита); 6 — тела раннетриасовых диабазов; 7 — разломы (а), в том числе надвиги (б); 8–11 — зоны постдиагенетических преобразований (см. рис. 10.5): 8 — VI, 9 — VII, 10 — VIII, 11 — IX, 12 — изограда метаморфогенного ставролита; 13 — границы Приверхоянского прогиба (на врезке); 14 — контуры участка на врезке.

гами позднемезозойской гранитизации фундамента бассейна (рис. 10.7.). Ареалы зон метаморфизма имеют в плане пятнистые контуры и пересекают стратиграфические границы (рис. 10.8.), так, что максимальные изменения IX зоны с метаморфогенным биотитом, ставролитом и гранатом бывают присущи не только самым древним породам карбона, но и нижней, верхней перми, а местами (на реках Алтан и Бухурук) — породам средне-

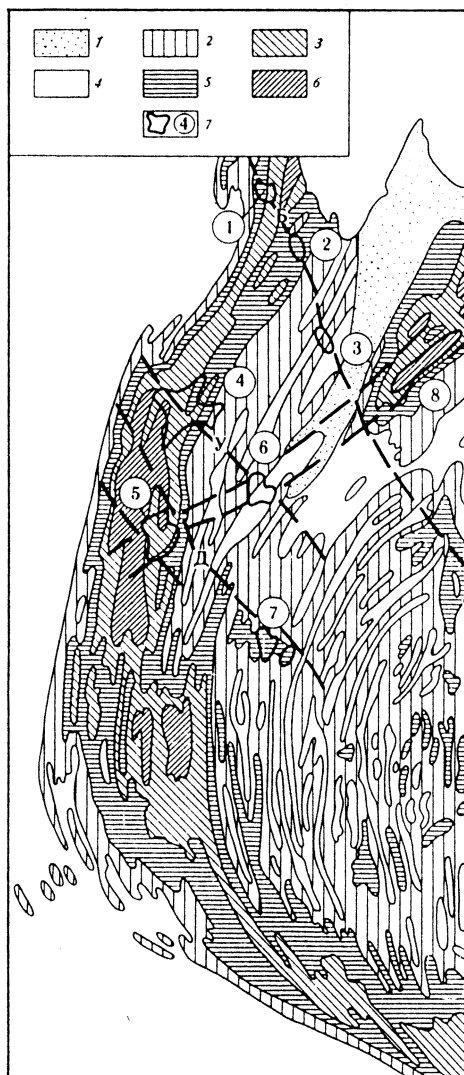


Рис. 10.9. Соотношение ареалов метаморфизованных пород (Япаскurt, Андреев, 1985; см. рис. 10.6) с составленной Г.С. Гусевым (1979) схемой эродированных мощностей в Верхояно-Колымской складчатой системе:

1 — площади, перекрытые кайнозойскими отложениями; 2–6 мощности эродированных после мезозойской складчатости отложений, км: (2 — 2, 3 — от 2 до 4, 4 — от 4 до 6, 5 — от 6 до 8, 6 — более 8); 7 — контуры ареалов метаморфизма и их номера (1 и 2 — верховья бассейна р. Хараулах, породы $P_1 - P_2$; 3 — р. Арага-Юрях, $P_2 - T_2$; 4 — р. Улахан-Унгуохтах, S_{2-3} ; 5 — реки Абыльчан, Ньолон, Сынча, $S_2 - P_1$; 6 — р. Бухурук, T_2 ; 7 — р. Бетюген, $P_1 - P_2$; 8 — хр. Кулар, P_2); пунктирными линиями обозначены зоны некоторых региональных разломов (Б — Богучанского, У — Унгуохтахского, Д — Джарджанского и др.).

го триаса (см. рис. 10.6.). Положение их в современной структуре никак не связано с колебаниями мощностей вышележащих отложений (рис. 10.9.). Наряду с этими ареалами существуют гораздо более обширные площади, на которых породы карбона и перми в самых низах верхоянского комплекса не метаморфизованы — их преобразования нарастают вниз по разрезу очень постепенно и не выходят за пределы зон VI–VII (например, в осевой части Куранахского антиклинория, на р. Дянышке или в Хараулахском антиклинории, вблизи низовьев р. Лены).

Это свидетельствует о наложенном характере метаморфических изменений, которые представляют собой образования термальных куполов, приуроченных к участкам интенсивной трещиноватости пород близ разломов с раздвиговой составляющей (Япаскурт, Андреев, 1985), т.е. к тектоническим структурам, благоприятным для миграции флюидов — важнейшего фактора теплопереноса. Следовательно, терригенным формациям верхоянского комплекса свойственны два способа осуществления литогенетических преобразований: первый приводит к наращиванию структурно-минеральных изменений в породах в результате их погружения и нарастания литостатических давлений и температур, а второй порождает локально наложенные изменения динамотермальной природы на этапах тектонических активизаций и дислокаций. Оба они тесно взаимосвязаны пространственно и, по-видимому, генетически, представляя собой элементы единой флюидо-породной системы, развивавшейся непрерывно-прерывисто. Поясним это ниже.

10.4. Реконструкция и объяснение механизма разнотипных постседиментационных процессов

Катагенетические преобразования, вызванные погружениями пород, камуфлированы наложенными на них метагенетическими изменениями в складчатой области. Тем не менее, сохраняются некоторые признаки изначального проявления катагенеза элизионного типа, согласно определению данного понятия, введенного В.Н. Холодовым. Сущность его состоит в том, что активной силой, влияющей на состав газов и вод при катагенезе, служат глинистые толщи. По мере их интенсивного погружения

осуществляются физико-химические процессы, приводящие к накоплению газоводных флюидов. Флюиды отжимаются из глин в пласты песчаных пород, способствуя аутигенному минералообразованию. Большое значение, например, имеет миграция углекисло-сероводородных вод на глубине до 2 км, способствующая кристаллизации в межзерновых промежутках раннекатагенетического кальцита. Затем на глубинах порядка 3–4 км важнейшую роль играет дегидратация в результате трансформаций монтмориллонита в гидрослюду и привнос в пласты-коллекторы вместе с водой растворенных в ней веществ, прежде всего выделившегося в результате формирования хлоритов избытка SiO_2 . Кристаллизация последнего могла породить мозаично-регенерационные структуры, свойственные в зонах III–V многим песчаникам, которые по тем или иным причинам не были карбонатизированы на более ранних стадиях катагенеза.

Вероятно, по этим причинам несколько своеобразно осуществлялся катагенез в формациях верхоянского комплекса, что объяснимо их значительно большей песчаностью по сравнению с существенно глинистыми формациями Восточного Предкавказья, на примере которых В.Н. Холодовым были раскрыты типоморфные признаки элизионных процессов. При типично элизионном катагенезе, роль песчаных пород относительно пассивна, тогда как в верхоянском комплексе пассивна небольшая часть песчаников — из карбонатных конкреционных линз и маломощных прослоев, т.е. тех, которые были карбонатизированы в начале стадии катагенеза. Большинство же других, как было показано выше, активно влияет на возникновение тех или иных парагенетических ассоциаций минералов в цементе в зависимости от состава их кластогенных компонентов. Например, если источником SiO_2 были бы процессы трансформаций только глинистых минералов, то тогда не обнаруживалось бы прямой зависимости между количеством терригенного и аутигенного регенерационного кварца в породах каждой из рассмотренных выше формаций. Кроме того, широкое развитие в зонах III–VII структур гравитационной коррозии обломков кварца и каркасных силикатов свидетельствуют о том, что гигантские количества SiO_2 , как и других веществ, выделившихся в результате внутрислойного растворения минералов, перераспределялись внутри самих песчаных пластов. Флюиды из глинистых образований могли при этом играть важную роль растворителя и перенос-

счика вещества, т.е. катализатора интенсивности катагенетических процессов.

Дальнейший ход развития БП на этапах тектонических перестроек и дислокаций приводит к таким напряженным термобарическим обстановкам, при которых литогенетические процессы начинают определяться качественно иными условиями. Уплотнение пород практически достигает своего предела, система взаимосвязанных пор в них исчезает и начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируется диффузия ионов к границам этих частиц. Возникают принципиально новые структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза зоны VI, а также структуры дифференциального скольжения зоны кливажа VII в виде линзовидных микроблоков из крепко спаянных между собой обломков и косонаправленных к краям этим микроблоков вростков серицитоподобной гидрослюдь политапа $2M_1$ (см. ниже, рис. 10.11). Эти новообразования означают, что элизонные процессы сменились принципиально иными реакциями между минеральными частицами: диффузно-метасоматическими, а при достаточно высокой термальной активации — рекристаллизационно-бластическими. При этом слабопроницаемые блоки пород служат своего рода реакторами, где происходит дегидратация в процессе метаморфизма или катагенеза. Ограничивающие эти блоки разломы или системы трещин являются коллекторами, по которым транспортируется выделенная вода (Киссин, 1985). Вынос такой водой части кремнезема, вероятно, обусловил массовое развитие множества жилок альпийского типа кварца, свойственных VII–VIII зонам преобразования формаций Ф-1 и Ф-2 (рис. 10.10). Вместе с кремнеземом могли перемещаться и рудные компоненты, в том числе Au, о чем свидетельствует явная корреляционная зависимость между локализацией рудопоявлений и площадями развития упомянутых зон, показанная в кандидатской диссертации В.С. Андреева, 1985 г. и работе (Андреев, Япаскурт, 1998).

Эволюция литогенетической зональности в пространстве и времени во многом обусловлена сменами закрытых и открытых гидрохимических систем. Первая из них в период быстрого погружения исследуемых образований объясняет сохранность раннекатагенетического карбонатного цемента в песчаниках, сильно «растянутый» (на многие километры) интервал зон глубокого катагенеза — начала метагенеза (V–VI) в Куранахской,

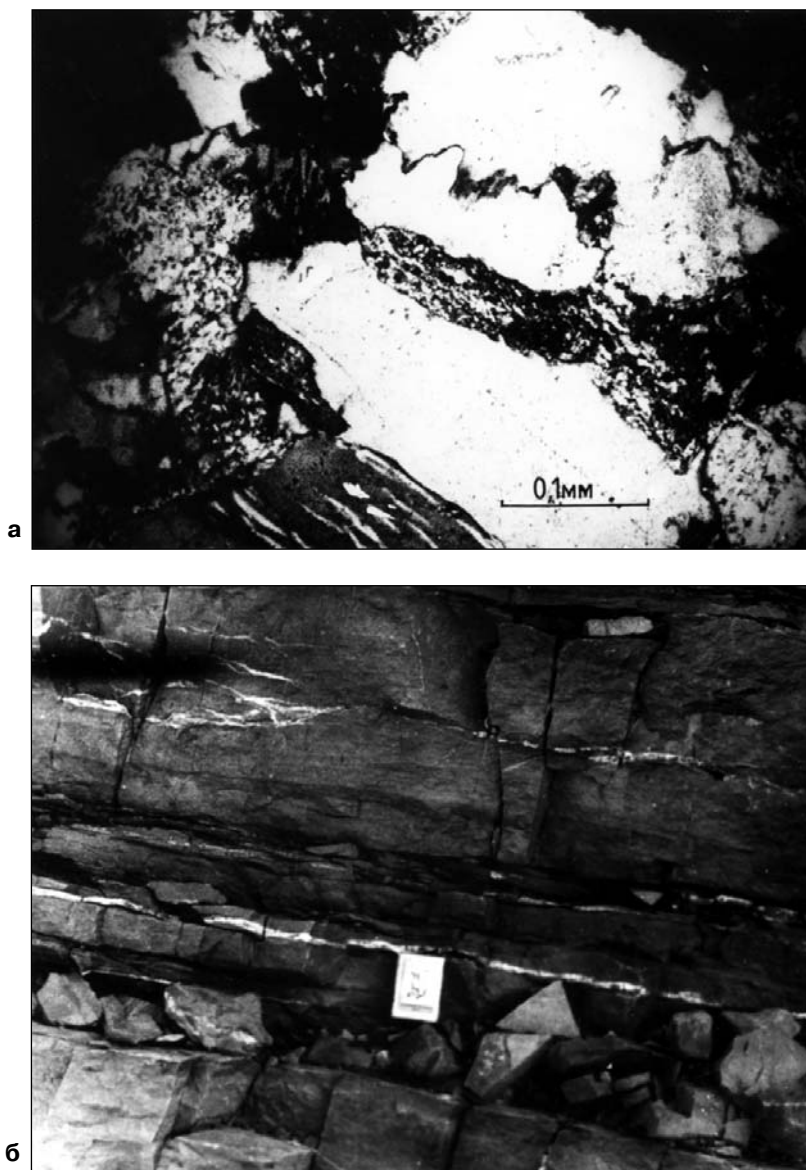


Рис. 10.10. Сочетание микростилолитовых коррозионных швов со структурами регенерации кварцевых зерен в песчанике верхоянского комплекса; шлиф, николи + (а) и прожилки кварца внутри пласта того же песчаника; для масштаба — спичечная коробка (б).
По О.В. Япаскурту, 1987 г.

Верхнеомолойской и других секциях Ф-1 и крайне замедленные темпы перехода этих пород к образованиям с равновесными парагенезами минералов зеленосланцевой стадии метаморфизма при погружениях глубже 15 км. Как известно, высокие парциальные давления CO_2 и H_2O препятствуют дегидратации и декарбонатизации, тормозят метаморфические процессы. Появление упомянутых выше структур дифференциального скольжения зоны VII сопоставимо с описанными исследователями почти закрытой гидрохимической системы в Кольской сверхглубокой скважине процессом возникновения микрогидроразрывов и рассланцевания, вызванного химической дифференциацией вещества в присутствии фазы водного флюида (Кольская ..., 1984; Боровский, Кременецкий, 1985). Последовавшие на этапах тектонических активизаций породного бассейна термальные воздействия на эти избыточно увлажненные образования способствовали возникновению открытой гидрохимической системы, а в участках разрывных дислокаций, благоприятных для оттока флюидов, могло начаться формирование ареалов метаморфизма (см. рис. 10.6.), завершившееся в Верхоянье после складчатости (в конце раннемеловой эпохи).

Такое литогенетическое саморазвитие комплекса терригенных формаций требует активизации тепловыми импульсами недр, источниками которых в Верхоянье могли служить глубинные очаги палингенной гранитизации. Теоретически тепло могло также генерироваться при формировании покровно-надвиговых структур, но, судя по тому, что в Верхоянье главные поля метаморфизации сосредоточены близ разломов с раздвиговой составляющей, а не вдоль надвигов, роль местных механических термальных источников была второстепенной. Главными переносчиками тепла могли быть глубинные флюиды. Их тепловое воздействие на вещество пород Ф-1 и Ф-2 привело к активизации гигантских объемов собственных, сконцентрированных в породном бассейне, газоводных флюидов.

Породившие метаморфизм термальные аномалии в Верхоянском складчатом поясе отчасти сопоставимы с образованием термотектогенеза в каледонидах Саяно-Байкальской области и Шотландии; а также с термальными аномалиями в Центральном Памире, Таласском Алатау и других регионах. Отличие Верхоянья в том, что там, в современном эрозионном срезе интенсивность метаморфизма не столь велика, как в иных регионах. В

связи с этим актуален вопрос о критериях для выявления начальных признаков (или верхней границы) метаморфизма.

10.5. К проблеме взаимоотношений метагенеза и метаморфизма

Анализ минеральных парагенезов не снимает неопределенности в диагностике верхней границы метаморфизма. К однозначным выводам о постепенном ее характере приходили Г. Винклер, Н.В. Логвиненко и В.Н. Шванов, В.Д. Шутов, А. Мияси-ро, Г. Гиллен, Х. Вильямс, Ф. Тернер, Ч. Гилберт и многие другие. Их подробный анализ см. в книге О.В. Япаскурта, 1999 г. (ссылку на которую см. в главе 3).

Напомню, что представления о постепенном нарастании степени преобразования осадочных пород в последовательности: диагенез → начальный катагенез → глубинный катагенез → метагенез → метаморфизм были сформулированы в неоднократно упомянутых здесь работах А.В. Копелиовича, А.Г. Коссовской, Н.В. Логвиненко и др. Согласно этой концепции, степень преобразования осадочных горных пород возрастает последовательно, по мере увеличения глубины их залегания и, следовательно, роста T и P .

Возражая им, А.А. Маракушев обосновал наложенность процессов метаморфизма по отношению к литогенезу (см. в главе 3). Он ссылаясь на геологические примеры того, что метаморфизм недеформированных осадочных толщ (в условиях, когда $P_s = P_f$) не наступает даже при их попадании на глубину до 20 км (во впадинах типа Прикаспийской). И он пришел к выводу, что литогенезу отводится ведущая роль на ранних стадиях преобразования осадков, когда происходит их накопление и погружение на глубину, а метаморфизм характеризует дислокационный и орогенный периоды развития тектонически подвижных поясов, и связан с подъемом глубинных ювенильных флюидов — виновников возникновения термальных аномалий, т.е. резкого повышения температурного градиента. Развитие дислокаций способствует нарушению равновесия $P_s > P_f$, что создает условия для протекания реакций дегидратации и декарбонатизации, т.е. для метаморфизма пород. Исходя из этой концепции, А.А. Маракушев поддержал выступление автора на секции оса-

дочных пород МОИП в 1980 г. о стадияльной обособленности метагенеза верхоянского комплекса, и рекомендовал статью на эту тему в научный журнал Вестник Московского университета (Япаскурт, 1981). Тогда же, А.А. Маракушев рекомендовал *причислить метагенез к самой начальной категории метаморфических процессов*, несмотря на метастабильность метаморфогенных минеральных парагенезов, свойственную данной стадии.

Автор, подходя осторожно к глобальным обобщениям того, что было доказано в Верхоянье, высказал предложение о существовании двух генетически разных видов метагенеза: 1 — погружения и 2 — динамотермальной активизации, конечные образования у которых могли быть конвергентно похожими. Об этом он доложил на Международном геологическом конгрессе 1984 г. (в Москве) и писал в последующих работах, вплоть до монографии 1999 г. (ссылка на неё см. в главе 3).

Однако стадияльные анализы разновозрастных терригенных комплексов, выполнявшиеся И.М. Симановичем в южном Верхоянье, еще в 60–70 гг. XX в., а потом в др. регионах, включая недавние исследования ниже- и среднеюрских отложений юго-востока Большого Кавказа, дали этому литологу убедительные аргументы в пользу версии о стадияльной обособленности метагенеза от катагенеза, подтвержденные данными об абсолютных геологических возрастах аутигенных слюд (Симанович, Головин и др., 2004). Похожие сообщения мы находим у уральского литолога Л.В. Анфимова, который писал о постседиментационной измененности осадочных формаций рифея Башкирского мегантиклинория на Южном Урале нижеследующее: «В осевой части Башкирского мегантиклинория породы изменены метагенезом, зона развития которого в северной части структуры имеет границу, секущую стратиграфические контакты айской, саткинской, бакальской, зигальгинской свит, что указывает на *метаморфическую природу* [курсив автора], породных изменений, не связанную с погружением данных постдиагенетических изменений» (Анфимов, 1993, с. 80). Аналогичные сведения по рифейским терригенным комплексам Тимана приводил Н.Г. Олявнишников.

Обобщив материалы многих исследователей СНГ и орогенных поясов и сравнивая их со своими материалами, автор и И.М. Симанович совместно опубликовали статью о геодинамической типизации постседиментационных литогенетических

процессов (Симанович, Япаскерт, 2002), где констатировали нижеследующие выводы.

1. Постседиментационные литогенетические процессы, происходящие в недоформированных осадочных бассейнах (диагенез и катагенез), в подвижных поясах стадийно (во времени) разобщены с метагенезом (анхиметаморфизмом) и метаморфизмом. Переход от катагенеза к метагенезу (и к метаморфизму) происходит в результате смены геодинамических режимов, выражающейся в складчатости, кливаже, изменении флюидо-термального воздействия на преобразованные при катагенезе породы.

2. Скорость и тип этих процессов существенно различаются в разных БП (Симанович, Япаскерт, 2002). В одних случаях метагенез и метаморфизм наложены на литифицированные породы, прошедшие стадию глубинного катагенеза, в других — прерывают нормальную последовательность постседиментационных литогенетических преобразований в недислоцированных осадочных толщах на стадиях начального катагенеза и даже диагенеза.

3. Метагенез (анхиметаморфизм) не является стадией постепенного перехода от катагенеза к метаморфизму. По геодинамической природе он ближе к метаморфизму, и может рассматриваться как его самая малоглубинная и низкотемпературная зона.

10.6. Фациально-вещественный и стадийный контроль рудоносности верхоянского комплекса

Вышеприведенные заключения имеют прямое отношение к анализу закономерностей локализации металлических руд в терригенных формациях, особенно в таких, у которых отдельные фациальные комплексы обогащены изначально сапропелевым ОВ и содержат Сорг. выше 3%, кое-где до 5–10%. Это так называемые «черносланцевые» комплексы, которые мы впредь будем именовать «высокоуглеродистыми». Их достаточно много в составе палеозойской формации верхоянского комплекса Ф-1. Её породы содержат надкларковые количества золота, а в определённых местах — рудные скопления этого металла (Андреев,

Япаскурт, 1998; Кокин, Силичев, 1987; Кокин, Сухоруков, Шишин, 1999; Корибицын, 1975; Япаскурт, Симанович, Старостин, 2007 и др.).

Теперь известно, что золотоносность пород Ф-1 контролируется, в основном, тремя факторами: 1) — фациально-вещественным, 2) — тектоническим и 3) — стадильно-минералогическим (в зоне метазенеза). На третьем факторе мы сконцентрируем главное внимание, охарактеризовав перед этим первые два фактора, благоприятствующие локализации металла.

Применительно к этим образованиям верхоянского складчатого комплекса О.В. Япаскуртом, В.С. Андреевым и Л.М. Натаповым было доказано, что *наивысшие концентрации тонкодисперсного золота были сосредоточены в отложениях фаций дистальных турбидитов, т.е. в осадках конусов выноса у подножья континентального склона окраинно-материкового котловинного морского палеобассейна* (Андреев, Япаскурт, 1998). Здесь аномально-повышенное содержание золота совпало с повышенными концентрациями тонкодисперсных органических веществ (ОВ), в составе которых зафиксирована значительная доля сапропелевых компонент. Эти образования занимают крайние северо-восточные позиции на литолого-фациальных профилях формации Ф-1 (см. рис. 10.1). Западнее и юго-западнее их сменяют фации шельфа котловинного моря и речных выносов в этот СБ. Там одна из крупнейших дельт пермского возраста была оконтурена В.С. Андреевым (1985) на севере Хараулахского хребта; другая, более крупная дельта выделена Л.М. Натаповым и др., а также О.В. Япаскуртом (1992) к востоку от современного устья р. Виллюй; и ряд дельт каменноугольного возраста выявлен в междуречье теперешних рек Джарджан и Улахан-Унгоахтах, на севере нынешнего Орулганского хребта (см. рис. 10.2.). Анализ многопорядковой ритмичности строения их разрезов показал, что дельтовые выносы неуклонно проградировали в северо-восточных направлениях, но при этом в отдельные моменты трансгрессий они перекрывались алевро-пелитовыми осадками шельфа, как бы временно оттесняясь ими на свои исходные места.

Признаки палеодельт начали заметно проявляться сразу же после резкой смены геодинамического режима данного бассейна в раннем карбоне. Как известно из работ Ю.М. Пушаровского, М.Д. Булгаковой, Г.С. Гусева, И.И. Колодезникова, Б.Р. Шпунта и др., верхоянский терригенный комплекс был накоплен по-

верх ранне- и среднепалеозойских комплексов преимущественно карбонатного состава, слагающих краевую часть Сибирской платформы. Восточная периферия этой платформы в среднем палеозое оказалась основательно разрушенной рифтогенезом. И долины позднепалеозойских рек совпадали с простираниями прежних субширотных и диагональных рифейско-раннепалеозойских трогов (см. рис. 10.2).

В раннем карбоне осадконакопление осуществлялось в условиях дефицита обломочного материала и недокомпенсации конечного СБ осадками. В перми и триасе поставка терригенного вещества резко усилилась за счет орогенеза на водосборных территориях и резкого расширения их площади. Сформировались мощные клиноформы, свойственные пассивной континентальной окраине. К востоку от них возросла роль высокоплотностных потоков, а также оползневых дислокаций полулитифицированных осадков. Последние локализованы вдоль швов диагональных (северо-западной ориентировки) долгоживущих разломов, расположенных над бортами более древних рифтовых структур. Это Богучанский, Унгуохтахский и др. диагональные разломы (см. рис. 10.2. и 10.6.). Амплитуды оползневых дислокаций осадков каменноугольного возраста на бортах этих разломов колеблются от долей метра до 150–200 м включительно (Япаскурт, Довыденко и др., 1993). В тесном парагенезе с ними находятся микститовые накопления грязекаменных потоков.

Непосредственно к северо-востоку участков их развития появляются либо песчано-алеврито-глинистые отложения с текстурами турбидитов (нижняя пермь вблизи Богучанского разлома), либо хорошо «отмытые» от глинистой примеси песчаники с признаками накоплений зерновых потоков. Они перемежаются с пачками неслоистых или прерывисто слоистых черных, высокоуглеродистых ($C_{орг.}$ до 5,2%), пиритизированных алевритистоглинистых сланцев — генетических типов застойно-тиховодных и донно-флювиальных накоплений (см. северо-восточный край фациального профиля на рис. 10.1.; а также участки развития пород среднего и верхнего карбона восточнее Унгуохтахского разлома на левом рис. 10.2.). Они обладают явными признаками гемипелагических осадков.

Анализ амплитуд подводно-оползневых складок в смежных с ними фациях отложений континентального склона показывает, что глубина пелагиали была никак не менее 1,5–2 км. Наличие глубоководья на северо-восточных окраинах Верхоянского па-

леобассейна теперь не вызывает сомнения, однако признаков абиссали там нигде и никем не было зафиксировано. Состав гемипелагических отложений однозначно свидетельствует о том, что при их накоплении глубина морского бассейна не была достаточной для такой вертикальной конвекции, которая обеспечивает окислительную придонную среду в нынешних абиссальных условиях океанов и окраинных морей. Вследствие этого все алевро-пелитовые осадки верхоянского комплекса, характеризующиеся высокими концентрациями $C_{орг}$ и диагенетического пирита, были сформированы в резко восстановительных геохимических обстановках. Анализируя их, следует учесть, что данные образования теперь сильно изменены на стадии метабазиса, а потому нынешние определения количества $C_{орг}$ в них сильно занижены сравнительно с изначальными содержаниями этого компонента в осадке. Его можно было бы причислить к петрографической категории «черных сланцев», по (Юдович, Кетрис, 2001).

Сочетающиеся с гемипелагическими «черносланцевыми» осадками площади развития дистальных турбидитов (фации песчано-алеврито-глинистых отложений окраин подводных конусов выноса) территориально и генетически совпадают с повышенными концентрациями в породах золота и др. металлов, что было доказано в Северном Верхоянье В.С. Андреевым, Л.М. Натаповым и автором (Япаскурт, Андреев, 1998). Этот фациальный контроль рудогенеза во многом обусловлен особенностями дифференциаций ОВ и глинистых компонент в осадках окраинно-морских палеобассейнов.

Вещественный состав ОВ терригенных морских осадков принадлежит к очень важным факторам влияния на концентрирование металлов, в частности, золота. Известно, что сорбция золота на гуминовых кислотах представляет собой основу механизма первичного накопления этого металла в черносланцевых комплексах (Варшал и др., 1994, 2000; Пашкова и др., 1989; Фишер, Фишер, 1984). А углеродистые вещества этих комплексов образовались в результате диагенеза и постдиагенетических преобразований гуминовых кислот — главных компонент ОВ почв, взвесей вод, речных и морских осадков. Известно также, что генетические линии ОВ любых осадков (лигнинная и липидная) не одинаково взаимодействуют с металлами (Войткевич и др., 1983). Это имеет важные последствия для стадий постседиментационного литогенеза (см. ниже). Так, например, в моно-

графиях Н.П. Ермолаева, Н.А. Созинова и др. (1986, 1999) было показано, что породы с преимущественно гумусовым составом своего ОВ проявляют тенденцию к рассеиванию микропримесей металлов при катагенезе (т.е. на уровне глубин с Т в пределах от 25 до $200 \pm 25^\circ\text{C}$), в то время как другие породы, со значительными примесями сапропелевого ОВ, накапливают и сохраняют рудные элементы вплоть до начала зеленосланцевой стадии метаморфизма включительно.

Именно к последней категории принадлежат осадки выше-названных фаций глубинных подводных конусов выноса в Палеоверхоянском позднепалеозойском морском бассейне котловинного типа. А иные фации, локализованные ближе к прибрежным участкам того же бассейна, содержат в составе своих ОВ гораздо большую долю гумусовых веществ, вследствие чего они изначально оказывались относительно менее насыщенными золотом и др. металлами. *Этот фактор следует непременно учитывать при поисковых и прогнозно-оценочных работах.*

Механизм процессов дифференцирования металлов в различных фациях представляется таким: автохтонное ОВ шельфа (морской фитопланктон и зоопланктон), а также аллохтонное ОВ, генетически связанное с биосом суши, гумусом почв и ОВ эродлируемых древних пород, поставляемое в морской бассейн разными путями, среди которых наиболее вероятен речной сток; они попадают на шельф и скапливаются на подводном продолжении речных дельт. Отсюда огромные массы алевропелитового материала устремляются к подножью континентального склона в турбидных потоках. При этом ОВ и связанные с ним рудные элементы оказываются в благоприятных для сохранности условиях, консервируясь в дистальных турбидитах вследствие практически мгновенного их осаждения. Глубоководье обеспечивает здесь примесь планктоногенного ОВ сапропелевого ряда. Благодаря ей *подводные конуса становятся геохимическими барьерами* для концентрирования не только золота, но также молибдена, ванадия, меди, цинка, никеля, хрома, кобальта, рения, серебра, мышьяка и редких земель.

За счет этих элементов в эпохи интенсивного накопления сапропелевого ОВ возникают сингенетичные выделения рудных минералов в форме тонкодисперсных сульфидов или изоморфных примесей в диагенетическом пирите. Однако они нигде не образуют промышленных концентраций. Но их наличие само по себе служит благоприятной предпосылкой для физико-химиче-

ских реакций на последующих стадиях катагенеза, метагенеза и раннего метаморфизма, в процессе которых осуществлялось перераспределение и вторичная локализация кварцевой и золоторудной минерализации, как описано в работе (Япаскурт, Симанович, Старостин, 2007).

10.7. Корреляция металлоносности с зональностью постседиментационного литогенеза и метаморфизма морских отложений

Обилие законсервированного в дистальных турбидитах ОВ служит благоприятной энергетической предпосылкой для физико-химических реакций на различных стадиях катагенетических и раннеметаморфических преобразований пород, в процессе которых происходит перераспределение и локализация кварцевой и золоторудной минерализации. Причем проявления золоторудной минерализации находятся в строгой зависимости от степени преобразований пород. Например, как показали наши исследования в Северном Верхоянье, в высокоуглеродистых породах, принадлежащих к отложениям фации дистальных турбидитов, там, где они преобразованы вплоть до стадии глубокого катагенеза включительно (зоны III–V, см. рис. 10.5.), локализация золота не происходит. Об этом свидетельствует практически полное отсутствие там кварцевой минерализации. По-видимому, на стадии катагенеза уплотняемые породы еще не достигли должной степени мобилизации рудных веществ для их активного перераспределения.

На последующей стадии метагенеза, которая четко фиксируется появлением структурно-минеральных новообразований зоны VI (см. рис. 10.5.), глубокие погружения пород совместно с дислокациями приводят к таким напряженным термобарическим обстановкам, при которых рудогенерационные процессы начинают определяться качественно иными, чем при катагенезе условиями. Уплотнение пород здесь практически достигло своего предела, система взаимосвязанных пор в них исчезла и началось господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, активизируется диффузия ионов к границам частиц. Возникли принципиально новые структу-

ры, в их числе — рекристаллизационно-грануляционного бластеза в кварце. Тут же при T порядка 210°C резко активизируется термальное разложение и обуглероживание ОВ с интенсивной генерацией метана. Породы, обогащенные сапропелевым ОВ становятся глинисто-углеродистыми сланцами. В них фиксируются признаки перераспределения кварцево-золоторудной минерализации: появляются кварцевые прожилки альпийского типа в парагенезе с кливажом раскола, локальная вторичная пиритизация, серититизация и карбонатизация. В кварце, в некоторых прожилках была отмечена слабая (до $0,02$ г/т) золотая минерализация.

Таким образом, регенерационно-грануляционный бластез песчаных кварцевых зерен маркирует зону, в которой начинается мобилизация золоторудной минерализации. Следующие две зоны VII и VIII отвечают началу метаморфических процессов зеленосланцевой стадии (см. рис. 10.5., 10.7., 10.8). Переходная зона VII (рассланцованных песчаников и филлитовидных сланцев) характеризуется интенсивным развитием в песчаниках структур дифференциального скольжения вдоль волнисто-извилистых поверхностей кливажа течения, а также зарождением сегрегационно-сланцеватых текстур в глинистых разностях, преобразованных в филлитовидные сланцы. Постепенно сменяющаяся зона VIII (сланцеватых метапесчаников и мусковит-кварцевых сланцев) отличается широким развитием кристаллизационной сланцеватости, появлением заметного количества мусковита и массовым развитием структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза. Парагенезисы минералов типичны для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

Именно в породах зон VII–VIII локализуется максимальное количество участков с кварцевой и рудной минерализацией. Этой локализации способствует развитие вторичных текстур дифференциального скольжения и сланцеватости. Такие текстуры проявлены в форме линзовидных монолитных микроблоков (микролитонов), разделенных ветвящимися трещинками.

Микролитоны сами по себе могли быть очагами интенсивной дегидратации вследствие трансформаций их глинистых и органических компонент, а ограничивающие их системы трещин служили коллекторами, по которым мигрировала выделенная вода (рис. 10.11.). Перераспределение с этой водой части крем-

незема, по-видимому, обусловило массовое развитие множества жилок кварца альпийского типа, свойственных зонам метатегнетического преобразования черносланцевых формаций (см. рис. 10.10).

Вместе с этим кремнеземом могли перемещаться и рудные компоненты, о чем свидетельствует явная корреляционная зависимость между локализацией рудопроявлений и площадями развития вышеупомянутых зон.

Зона IX (сланцеватых метапесчаников, метаалевролитов и кварцево-сланцевых сланцев с метаморфогенным биотитом), отвечающая кварц — альбит — эпидот — биотитовой субфации зеленосланцевой фации и местами эпидот — амфиболитовой фации (нерасчлененными), представлена породами с лепидогранобластовой, местами с бластоалевропелитовой структурой и сегрегационной линзовидно-полосчатой, пятнистой текстурой. Наряду с хлоритом-пеннином и радиально-лучистым скоплением лейст мусковита, для этой зоны характерно появление радиально-лучистых агрегатов или востков плеохроирующей



Рис. 10.11. Кливажированный песчаник сетачанской свиты S_2 из зоны VII метатегнеза Орулганского антиклинория. Шлиф, без анализатора. По О.В. Япаскурту (1992, с. 120).

биотитоподобной слюды типа стильномелана, местами приобретающей облик типичного биотита. Причем биотит составляет единичные проценты среди остальных минералов либо в виде чешуек, шиповидно вросших в зерна кварца, либо как лейсты, включающие в себя кварц, серицит и другие мельчайшие минеральные частицы в сланцах. На отдельных участках вместе с увеличением количества биотита появляется кордиерит, ставролит, реже гранат и дистен (единичные зерна).

В данной зоне динамометаморфизм сочетается с термальным воздействием на породы. Пределы устойчивости вышеупомянутых минеральных парагенезисов характеризуются температурой порядка 500°C и давлением 5–6,5 кбар. На этой стадии ОВ взаимодействуют с содержащимися в породах оксидами металлов, в основном железа, и развивается процесс, аналогичный техногенному доменному (Буряк, 2003; Ермолаев и др., 1999). А именно: за счет восстановления оксидов происходит окисление углерода с образованием значительных количеств метаморфогенной двуокиси углерода. При этом суммарная потеря ОВ от начального катагенеза до углеродистых сланцев составляет 80%. При $C_{орг.}$ 4% его концентрация в начале катагенеза равнялась 20% (Юдович, Кетрис, 1988). Газообразные и жидкие продукты распада ОВ оказывали влияние на приращение минеральной части пород и на вынос металлов, в том числе и золота. В нашем случае они выносились в области более низких Р и Т, то есть в зоны VII–VIII (см. рис. 10.5). Там золотоорганические соединения утрачивали подвижность, и пополняли в соответствующих фациях надкларковые примеси Au.

Многоэтапно повторявшиеся импульсы таких процессов приводили к возникновению кондиционных рудных концентраций. Таковые контролируются, вместе с ареалами метаморфизма, определенными тектоническими линеаментами.

Выше было показано, что зональность преобразований пород Ф-1 контролируется региональными разломами, и ареалы метаморфизма располагаются в узлах их пересечения (см. рис. 10.6. и 10.8.). Там же устанавливается связь зон метаморфизма с гравитационными минимумами, иногда окруженными мелкими максимумами, которые можно интерпретировать как скрытые на глубине 3–4 км очаги позднемезозойско-кайнозойской гранитизации (см. рис. 10.7). Возможно, между этими очагами и метаморфизмом существует прямая генетическая зависимость. По-видимому, *разломы служили областями повышенной*

проницаемости для глубинных флюидов, порождавших здесь термальные купола, источниками которых могли служить очаги гранитизации осадочных пород фундамента верхоянского комплекса (Япаскурт, Андреев, 1985).

Такое объяснение природы метаморфизма увязывается с представлениями о длительности функционирования многочисленных внутрикоровых магматических очагов палингенного происхождения, которые формировались на коллизионном этапе формирования структуры СНГ. Скорее всего, глубинный механизм формирования магматических проявлений и термальных куполов был единым. Главные проявления метаморфизма возникли в самом конце позднемезозойской складчатости, возможно сразу же после ее завершения.

Картирование метаморфизма, порожденного термальными куполами, в сочетании с анализом фаций и разрывной тектоники, представляет большой интерес для металлогенических исследований в высокоуглеродистых формациях складчатых, тектонически подвижных областей.

Это заключение, сделанное применительно к формациям Верхоянской складчатой области, вполне согласуется с анализом обильнейшего фактического материала по тектоническим особенностям формирования многих золоторудных месторождений северо-востока России, опубликованном недавно в фундаментальной сводке известного исследователя металлогении В.А. Буряка, который подчеркнул: «Золото, практически инертное в техногенных условиях, в природных условиях, самых разнообразных, довольно легко растворяется, мигрирует, переотлагается. В связи с этим генезис промышленных золоторудных месторождений также может быть самым различным: осадочным, гидротермально-осадочным, гипергенным, метаморфогенно-гидротермальным, плутоногенно— и вулканогенно-гидротермальным, тектоногенным, палингенным» (Буряк, 2003, с. 127). А также: «Существенное дополнительное влияние оказывает тектонофизические процессы: зоны (области) интенсивного сжатия и рассланцевания пород, сформированных в результате коллизионных процессов — зоны дегидратации и активного выноса золота и активного выноса SiO_2 , зоны генерации рудообразующих золотоносных гидротерм; места сопряженного, относительно пониженного давления — участки отложения SiO_2 , Au и других рудообразующих элементов, в том числе с образованием промышленных концентраций» (там же).

Добавим к вышесказанному, что работами Н.П. Ермолаева и Н.А. Созинова (1986, 1999) в иных регионах было установлено, что максимальные вторичные концентрации золота формируются в зоне (т.е. на стадии) метагенеза, т.е. при температурном режиме порядка 200–350°C и наличии стрессовых напряжений, формирующих массовое развитие текстур кливажа, переходящих затем в сланцеватость метамород. Эта зона повышенной концентрации металлов в метапесчаниках и высокоуглеродистых филлитовидных (глинистых) сланцах распространяется вплоть до формирования в породах равновесных минеральных парагенезов кварц-альбит-серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевого метаморфизма. Максимум содержаний в них золота совпадает с появлением в породах метаморфогенного стильпномелана, но начиная с момента замещения этого минерала биотитом (т.е. начиная от уровня биотитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма), концентрации примесей золота во всех породах резко снижаются. Это объяснимо упоминавшимися выше механизмами и закономерностями миграции золотоорганических соединений при прогрессивном метаморфизме, которые расшифрованы в работах (Буряк, 2003 и др.): при изограде выше 400°C подвижность золотоорганических соединений существенно активизируется, в результате чего металл полностью извлекается из интенсивно метаморфизованных пород, и впоследствии он «сбрасывается» выше очага метаморфизма — на пониженном палеотемпературном барьере, пополняя тем самым концентрации золота в потенциально рудоносных фациях внутри зоны метагенеза — начального метаморфизма.

Следовательно, особого внимания при поисково-разведочных работах заслуживает область структурно-минеральных новообразований стадии метагенеза внутри высокоуглеродистых (черносланцевых) комплексов. В них и в верхоянском комплексе рудные тела формируются под воздействием внутриформационных вод (талассогенной и элизионной природы), разогретых, начиная со стадии глубинного катагенеза ($T = \text{от } 100 \pm 20^\circ\text{C}$ до 200°C) и пополняемых на последующих стадиях метагенеза — раннего метаморфизма до состояния химически активных гидротерм.

Таким образом, аргументируется многостадийность эволюционирования постседиментационных породо— и рудообразующих процессов, их дискретность, частичная унаследова-

тельность от условий седиментации и несомненная зависимость от этапности постседиментационного литогенеза, метаморфизма и характера тектонических перестроек структуры ОБ и СНС. В Верхоянье главный этап концентрации Au был оторван по времени от этапов седиментогенного накопления металла (в благоприятных фациальных обстановках — см. выше) интервалом порядка от 110 до 160 млн. лет.

Этот вывод находится в полном согласии с данными Д.В. Рундквиста и др. (1992, 1995) о полихронности крупнейшего стратиформного месторождения Сухой Лог (протерозой Северного Забайкалья), где этими исследователями доказаны нижеследующие четыре металлогенических этапа. 1) Предыстория (1,0–0,6 млрд. лет). Рифтогенез, эпикратонный прогиб. Накопление мощных (до 6 км) толщ карбонатно-терригенно-углеродистого состава, конседиментационная складчатость, диагенез, катагенез и образование глобулей золотоносного пирита. 2) 570–520 млн. лет. Коллизия, покровно-складчатые деформации, метаморфизм, возникновение куполов гранито-гнейсов, образование зон рассеянной вкрапленности пирита с тонкодисперсным золотом (до 1 г/т). 3) 350–310 млн. лет. Собственно образование месторождения. Тектоно-магматическая активизация, реювенация коры; сводо-купольные деформации; зональный метаморфизм, палингенное гранитообразование; развитие жесткой коры и возникновение протяженной сети линейментов, контролирующих малые интрузии гранитоидов. Образование зон гидротермальных березитизированных пород и возникновение прожилков вкрапленного золото-малосульфидного оруденения (от 7–8 до 16 г/т). 4) Послеистория. 280 млн. лет до настоящего времени. Гипергенез, карстообразование в мезозое; эрозия, образование россыпей в четвертичном периоде.

На рассмотренных выше площадях Верхоянья не известны столь крупные, подобные Сухому Логу, рудные объекты. Возможно, это связано с тем, что, во-первых, фациальные особенности рудовмещающих «черносланцевых» пород были здесь не одинаковыми с Забайкальскими формациями протерозойского возраста. Дистальные турбидиты Палеоверхоянского СБ, помимо своих рудоносных органических и глинистых компонент, были *сильно «засорены» иной терригенной примесью, которая существенно разубоживала концентрацию металла*. Во-вторых, послеистория рудогенеза (кратковременная позднемеловая пе-

непленизация и последующий орогенез) в Верхоянье *не обеспечивали достаточно глубоких эрозионных срезов* в областях развития позднемезозойских термальных куполов, вследствие чего главные рудные зоны могли остаться не вскрытыми. Решение вопроса о вероятности их наличия либо отсутствия требует дальнейших специальных исследований.

Однако уже сейчас можно утверждать о том, что *определённые генетические типы осадков верхоянского комплекса содержали изначально надкларковые количества примесей Au и др. металлов, которые впоследствии были многоэтапно ремобилизованными*. Но вопрос о том, достаточно ли было только этого вещества для формирования уникальных месторождений (типа Сухого Лога) — пока что остается открытым, и нуждается в специальных комплексных изотопно-геохимических, петрофизических и геоминералогических исследованиях.

Глава 11. ИНДИКАТОРНЫЕ ПРИЗНАКИ СЛЮД И ХЛОРИТОВ СТАДИЙ КАТАГЕНЕЗА И РАННЕГО МЕТАМОРФИЗМА

11.1. Вводные замечания о поисках индикаторных признаков стадийности постседиментационных изменений у слоистых силикатов

В предыдущей главе описаны принципы комплексного подхода к выявлению и картированию потенциально рудовмещающей зоны катагенеза терригенных формаций как начального этапа наложенных на катагенез метаморфических процессов. Комплексная методика поисков границ этой стадии дает ценные результаты. Однако это не исключает важности поиска признаков стадийности литогенеза и метаморфизма у отдельных минералов-индикаторов. В таком аспекте слюды и хлориты продолжают быть в центре внимания литологов и петрологов благодаря тому, что, во-первых, как мы видели в главе 5, их кристаллические решетки чутко реагируют на изменения P-T режимов и, во-вторых, из всей группы слоистых силикатов эти минералы присутствуют в большинстве терригенных и во многих иных осадочных формациях.

В середине XX в. минералоги, применявшие рентгеновские методы, обратили внимание на последовательное увеличение степени окристаллизованности иллитов, серицитов, мусковитов (происходящее по мере усиления измененности вмещающих пород), которые фиксируются разной остротой иллитовых «пикунов» на кривых, рисуемых дифрактометром. Французские, английские и др. исследователи стали искать численные параметры, отразившие такое явление. Это были Д. Де Сегонзак (Dunoyer de Segonzac, 1970), Кюблер (Kubler, 1967), М. Фрэй (Frey, 1970, 1987) и др.

В зарубежных изданиях в последние годы опубликован ряд статей, посвященных преобразованию терригенных, преимуще-

ственно глинистых пород в сложно построенных складчатых поясах (Hesse, Dalton, 1991; Weaver, 1984) и др. Авторы этих статей для картирования постседиментационной зональности использовали модифицированный индекс кристалличности Кюблера (Kubler, 1967).

На дифрактограммах глинистых минералов за индекс кристалличности (IC) принимается разность угла 2θ в градусах на флангах пиков (001) иллита ($^{\circ}\Delta 2\theta$). В работах канадских геологов (Hesse, Dalton, 1991; Islam et al, 1982; Yang, Hesse, 1991) для выделения зон преобразования терригенных комплексов (кембрий — ордовик) Аппалачей была принята следующая шкала: 1) сильный диагенез ($0,60 < IC < 1,0$); 2) очень сильный диагенез ($0,42 < IC < 0,60$); 3) анхиметаморфизм (анхизона), $0,25 < IC < 0,42$); 4) эпизона (метаморфизм фации зеленых сланцев), $0,25 < IC$).

Эта классификация, в частности, была применена Р. Хессе и Е. Делтоном (Hesse, Dalton, 1991) для картирования диагенетических и низкотемпературных метаморфических преобразований существенно глинистых комплексов полуострова Гаспе, северного окончания Квебекских Аппалачей (Канада). Тектоническая структура этого сложнопостроенного региона, общей площадью около 27000 км², сформирована, как минимум, двумя орогениями, которым соответствуют Тихоокеанский и Акадианский складчатые пояса, разделенные Гаспе-Коннектикутским синклиноморием. Там карта зональности породных изменений была построена по определению IC в 2200 образцах в виде изолиний. Анализ этой карты и приведенных в статье (Hesse, Dalton, 1991) геологических профилей показал, что наивысшие значения индекса кристалличности (зона $0,25 < IC < 0,42$) приурочены к наиболее древним породам, обнаженным в ядрах антиклиналей.

Не отрицая важности этого показателя для картирования литогенетической зональности и позволяющего выделить площади с различной степенью постседиментационной проработки пород, подчеркнем произвольность выбранных градаций IC, а также некорректность использования стадийных терминов для выделяемых зон изменённости слюд. Кстати, авторы этой статьи и сами пришли к выводу о многоэтапности постседиментационных процессов. По их мнению, процессы диагенеза и анхиметаморфизма реализуются: 1) при погружении в осадочных бассейнах (диагенез); 2) в результате тектонического погружения и прогрева при орогенезе; 3) в результате прогрева в контактовых ореолах интрузий.

В конце XX в. появились исследования петрологов С.П. Кориковского, М. Путиша, Г.С. Закридзе (1995) и ряд зарубежных работ (Curtis, 1985; Hunziker, Fray et al, 1986; Korikovski et al, 1989; Livi et al, 1997), где была внедрена совершенно новая, оригинальная методика определения кристаллохимических параметров слюд и хлоритов применительно к исследованию зональности анхиметаморфизма и метаморфизма отложений терригенного флиша в Карпатах. В основу методики было принято определение на микрозонде двух численных параметров решеток аутигенных слоистых силикатов, а именно: в слюдах — суммы щелочей (Na+K) в расчете на формальную единицу (форм. ед.) и в хлоритах — сумму катионов, занявших октаэдрические позиции $\Sigma_{ок}$. Данные параметры находятся в прямой зависимости от палеотемпературных воздействий на породу. Эту методику автор попытался опробовать на образцах пород верхоянского комплекса и иных терригенных формаций (Япаскурт, Парфенова и др., 1999; Япаскурт, Парфенова, 2000). Рецензентом статей был один из разработчиков данной методики, чл.-кор. РАН С.П. Кориковский. Его метод принес положительные результаты. Рассмотрим их ниже.

11.2. Конкретные материалы и результаты прецизионных исследований

Не претендуя на полный охват проблемы, мы сосредоточили внимание только на одной из конкретных задач: установить зависимость составов мусковит-фенгитов и хлоритов от температурной ступени процесса, выявить и проследить этапы «выравнивания» состава их смесей по мере усиления перекристаллизации пород накануне и на начальной стадии метаморфизма, попутно учитывая исходные составы, фаціальную принадлежность отложений и особенности тектонического режима во время их предметаморфических изменений.

С этой целью были выбраны четыре объекта, расположенные в разных тектонических зонах и детально изученные ранее (рис. 11.1.). Проведено сравнение комплексов терригенных (песчаных и алевропелитовых) отложений мезозойского, позднепалеозойского и докембрийского возрастов с близкими (преимущественно полимиктовыми) составами седиментогенных

минеральных компонентов. Эти отложения накапливались в одинаковых, дельтово-морских, обстановках, однако после стадии седиментации пребывали в существенно различающихся эндогенных Р-Т условиях (см. ниже). Образцы пород из этой коллекции были впервые изучены под электронным микроскопом и проанализированы с помощью микрозонда на кафедре петрологии геологического факультета МГУ О.В. Парфеновой.

Определение составов аутигенных мусковитов и хлоритов проводилось на растровом электронном микроскопе Camscan-4DV с энергодисперсионным анализатором фирмы Link модель AN 10000. Ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда $1.2 \times 10^{-9} \text{А}$. Суммарное содержание всех проанализированных компонентов приведено к 100%, поскольку ненормированная сумма не соответствует реальной, что вызвано отсутствием в приборе стабилизатора тока пучка электронов. Невозможность определения содержания воды в слюдах и хлоритах является недостатком данной методики, однако сравнение полученных при ее использовании анализов между собой, а также с анализами, выполненными по аналогичной методике, безусловно является корректным.

Объектами исследования (в порядке последовательного усложнения их тектонического строения и усилия степени измененности пород) являются (см. рис. 11.1.):

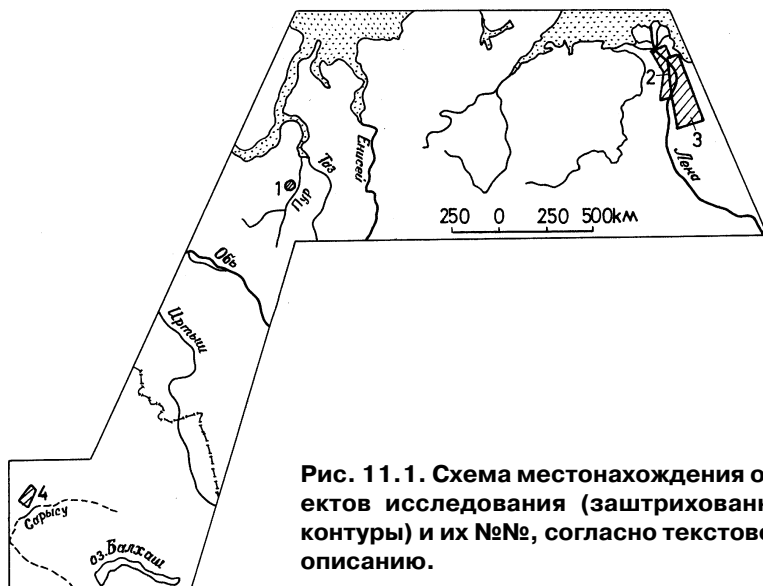


Рис. 11.1. Схема местонахождения объектов исследования (заштрихованные контуры) и их №№, согласно текстовому описанию.

1). Отложения среднего, верхнего триаса и нижней юры Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта в основании чехла эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы, вскрытые на глубинах между 5500 и 6150 м Тюменской сверхглубокой скважиной СГ-6, вблизи г. Уренгой. Они подробно описывались О.В. Япаскуртом, В.И. Горбачевым и др. (1994, 1997a, 1997б);

2). Отложения средней, верхней юры и нижнего мела Приверхоянского прогиба, обнаженные в низовьях р. Лены (в окрестностях пос. Кюсюр и Чекуровка), а также на соседнем с востока хребте Туора-Сис (в ядре Тасаринской синклинали) (Япаскурт, 1988, 1992);

3). Отложения верхоянского терригенного комплекса, развитые к востоку от предыдущего участка и принадлежащие северо-западной ветви складчатого пояса мезозойд — осевой зоне Верхоянского мегантиклинория. К ним относятся: породы средне-, позднекаменноугольного, пермского и триасового возраста из обнажений на северном участке Орулганского хребта в верховьях рек Джарджан, Согуру-Уэль-Сиктях и на южных отрогах Хараулахского хребта (Япаскурт, 1992; Япаскурт и др., 1997);

4). Отложения докембрия, обнаженные на своде Улутауского поднятия, принадлежащего к крупным структурным элементам складчатой системы каледонид северо-запада Центрального Казахстана. Стратиграфия докембрия этого региона разработана Ю.А. Зайцевым и Л.И. Филатовой, а литологические особенности фрагмента разреза среднего протерозоя и рифея описаны и опробованы в 60-х годах прошлого века О.В. Япаскуртом (1971, 1976, 1977). Рассматриваемый здесь участок расположен юго-западнее пос. Карсакпай Джекказганского района Республики Казахстан — на водоразделе р.р. Дюсембай и Белуты. Структурно он относится к восточному крылу Майтубинского антиклинория, а образцы пород принадлежат кумолинской свите среднего протерозоя, белкудукской свите нижне-среднего рифея и белутинской серии верхнего рифея.

Поскольку подробные сведения о вещественном составе, строении и условиях формирования изученных комплексов содержатся в цитированной выше литературе и отчасти в главе 10, здесь приводятся лишь некоторые данные, касающиеся поставленной выше задачи, а именно сведения о стадийности и палеотемпературных условиях постседиментационного преобразования исследуемых пород.

На 1-м участке, выделенном в **Колтогорско-Уренгойской депрессии**, согласно стадильному анализу парагенезов аутигенных минералов и замерам степени углефикации витринитовых компонентов ОБ в породах триаса, доказано, что эти породы в процессе своего погружения прошли стадию глубинного (позднего) катагенеза и вступили в стадию раннего метагенеза при максимальных палеотемпературах до 200–250°C (Япаскурт, Горбачев и др., 1997а, 1997б; Галушкин и др., 1996).

На 2-м участке, находящемся в пределах **Приверхоанского прогиба**, постседиментационная измененность отложений мезозоя весьма неоднородна. Она последовательно увеличивается сверху вниз по разрезу и существенно возрастает вкрест простиранья тектонической структуры — с запада на восток (в том же направлении многократно увеличиваются мощности и, следовательно, палеоглубины залегания одновозрастных породных комплексов). На западном (платформенном крыле прогиба степень измененности терригенных пород отвечает стадии раннего катагенеза, а марки чередующихся с ними углей отвечают в основном бурым и длиннопламенным (палеотемпературы менее 100°C). На восточном, или прискладчатом, крыле те же породы прошли стадию позднего катагенеза и, местами, метагенеза, а угли достигли промышленных марок — жирных, коксовых либо отощенно-спекающихся. Соответствующие палеотемпературы оцениваются в пределах от 150 до 250°C (Япаскурт, 1992). У этих образований более сложная история литификации по сравнению с отложениями 1-го участка: после интенсивного погружения в конце мезозоя они испытали дислокации, вызванные надвигом с востока складчатых сооружений Верхоянской СНС (3-й участок), а также, вместе с породами последнего, подвергались влиянию локальных эндогенных термальных импульсов.

3-й участок, принадлежащий **Верхоянскому складчатому поясу**, подробно описан в предыдущей главе 10. Этот участок характеризуется еще более сложными и многостадийными породными изменениями, чем на предыдущих территориях. Основные этапы этих породных изменений были обусловлены: 1 — интенсивными погружениями; 2 — процессами тектоно-магматической активизации с эндогенными термальными импульсами на рубеже между пермским и триасовым периодами и 3 — процессами тектонической активизации в позднеюрскую и поздне-меловую эпохи. С двумя последними этапами связываются ореолы зональных метаморфических изменений, которые были

впервые обнаружены в Южном Верхоянье Н.Г. Андрияновым и И.М. Симановичем (Симанович, 1994), а непосредственно на рассматриваемой территории откартированы О.В. Япаскуртом и В.С. Андреевым (1985). Было доказано, что ореолы зон метаморфизма пересекают стратиграфические границы, поэтому максимальные изменения пород (присутствие метаморфогенного биотита, ставролита и граната) присущи не только самым древним отложениям (каменноугольным), но кое-где и вышележащим (пермским, триасовым); подробнее об этом см. выше, в разделах 10.4 и 10.5. Один из таких ореолов (расположенный в междуречье верховьев Улахан-Унгуохтан и Согуру-Уэль-Сиктях) находится непосредственно на рассмотренной здесь территории.

4-й участок, расположенный на **Улутауском поднятии**, представляет собой регионально метаморфизованные и интенсивно дислоцированные докембрийские породы. Это в основном кварц-альбит-сланцевые сланцы с бластопсаммитовыми структурами. В них оптическими наблюдениями устанавливались равновесные минеральные парагенезы фации зеленых сланцев.

Обратимся теперь к сравнительной оценке данных микрозондового исследования слюд и хлоритов в породах вышеперечисленных участков.

Общеизвестно, что гидрослюды и хлориты терригенных пород могут представлять собой гетерогенные смеси, в которых крайне трудно оценить долю обломочной, трансформированной и новообразованной составляющих. По мнению В.А. Дрица и А.Г. Коссовской (1991), исключение составляют цементы песчаных пород, в которых путем микроскопического и электронно-микроскопического изучения всё же удается выявить новообразования слюдястых минералов. Именно поэтому основным объектом нашего исследования были выбраны преимущественно песчаники.

Детальное электронно-микроскопическое исследование минералов, заполняющих поровое пространство в песчаниках, предшествовало микрозондовому определению их составов. Это изучение показало прекрасную окристаллизованность слюд, хлоритов, кварца и полевых шпатов, что, без сомнения, подтверждает их аутигенное происхождение. Эти минералы образуют регенерационный цемент песчаников или замещают обломочные зерна. Составы аутигенных слюд и хлоритов из песчаников и в единичных пробах филлитов (для сравнения) приведе-

ны в таблицах 1–8 статьи (Япаскерт, Парфенова, 2000), куда и адресуем читателя. В процессе изучения аутигенных мусковит-фенгитов и хлоритов из пород всех четырех регионов было выполнено около 180 микрозондовых анализов. Для каждого образца приводится по два максимально различающихся анализа мусковита и хлорита, а в случае близости составов этих минералов — только один анализ. Итоги анализов будут показаны ниже, на графике.

Характер изменения содержания щелочей в диоктаэдрических белых К-слюдах оказался весьма информативным критерием, и позволил оценить принадлежность пород к анхизоне или к эпизоне анхиметаморфизма (температурные рубежи порядка 270–300°C) либо к хлорит-серицитово-вой фации метаморфизма (температура выше 300°C). Авторы использовали параметры, установленные для низкотемпературных комплексов Альп и Западных Карпат (Hunziker et al., 1986; Кориковский и др., 1995; Korikovsky et al., 1989, 1992, 1997, 1999). Этими исследователями было показано, что недосыщенные щелочами иллиты стабильны в анхизоне, но, тем не менее, они могут перемежаться с насыщенными К-слюдами, в которых $\Sigma(K + Na)$ до 1.0 форм. ед. С переходом в эпизону нижний предел содержания (K + Na) повышается (не ниже 0,85 форм. ед.), то есть иллиты полностью вытесняются высококристаллическими мусковит-фенгитами с суммой щелочей 0,85–1,0 форм. ед. При переходе к зоне зеленосланцевого метаморфизма эта величина возрастает незначительно, но появляется другой, дополнительный критерий равновесности минеральных парагенезисов: полное исчезновение реликтов обломочных слюд или продуктов их промежуточной метастабильной перекристаллизации — Ti-содержащих хлоритов (McDowel, Elders, 1980) или фенгитов (Korikovsky et al., 1992), встречающихся в анхи — и эпизонах. В наших исследованиях оба эти критерия оказались тесно взаимосвязанными.

Другим важным параметром степени измененности пород является величина суммарного заполнения катионами октаэдрических позиций в кристаллических решетках хлоритов — см. в таблицах 5–8 статьи (Япаскерт, Парфенова, 2000). Эта величина, по данным В.А. Дрица и А.Г. Коссовской (1991), позволяет отличать собственно хлориты от «дефектных» хлоритов и смешанослойных хлорит-сапонитов или хлорит-вермикулитов. Нижний предел суммы октаэдрических катионов для выделения собственно хлоритов принят равным 5,5. По мере увеличения степени

преобразования пород суммарное заполнение октаэдрических позиций неизменно возрастает, приближаясь к значению 6,0. Этот параметр (Дриц, Коссовская, 1991) более надежно отражает уровень преобразованности пород, чем степень замещения Si на Al в тетраэдрах или увеличение магнезиальности хлоритов, которое зависит от первичного состава пород. Изменение величины суммы октаэдрических катионов в аутигенных хлоритах из пород палеогенового разреза Аляски было успешно использовано С. Куртисом с соавторами для оценки условий формирования пород (Curtis et al., 1985).

Обратимся к интерпретации полученных нами данных, включая сумму калия и натрия в формульных единицах в мусковит-фенгитах и сумму катионов, занимающих октаэдрические позиции в хлоритах ($\Sigma_{ок}$), рассчитанных для всех четырех геологических объектов исследования (рис. 11.2. и 11.3.). Вначале

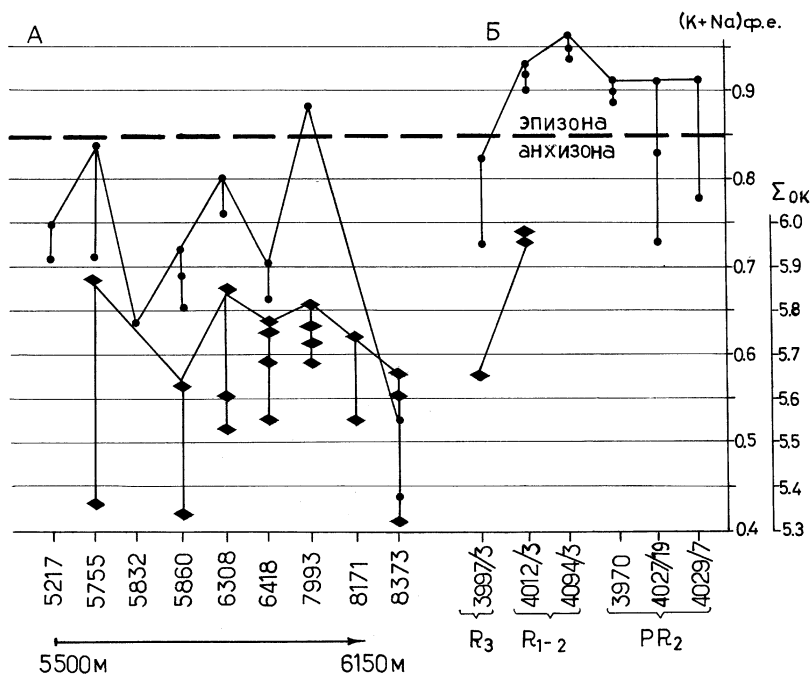


Рис. 11.2. Диаграммы изменения параметров: (Na + K) аутигенных слюд (верхняя) и $\Sigma_{ок}$ хлоритов (нижняя) для объектов:

(А) — пород J₁ — T₂ разреза Тюменской скв. СГ-6; (Б) — пород докембрия Улутая. По горизонтальной оси номера анализируемых образцов и их возраст. Условные обозначения см. на рис. 11.3.

сопоставим наиболее контрастно измененные образования: относительно слабо измененные на 1-м участке и наиболее интенсивно преобразованные на 4-м участке.

11.3. Суммарное содержание щелочей в слюдах

На 1-м участке (**Колтогорско-Уренгойская депрессия**) практически все диоктаэдрические К-слюды имеют значение $(Na + K)$ меньше 0,85 форм. ед. (рис. 11.2., А), а крупночешуйчатый обломочный мусковит и биотит трансформированы не полностью и хорошо заметны под микроскопом. Иллиты имеют здесь низкокалиевый состав, натрий в них либо отсутствует либо находится в незначительном количестве. Все это характерно для анхизоны (Hunziker et. al., 1986). Данное заключение согласуется с ранее установленными оценками палеотемператур (Галушкин и др. 1996).

На 4-м участке (складчатые сооружения **докембрия Улу-тау**) (рис. 11.2., Б), где судя по данным оптической микроскопии породы были изменены гораздо сильнее, параметры щелочности заметно отличаются от установленных для образований 1-го участка. Здесь для большинства опробованных пород, кроме песчаника верхнерифейской белеутинской серии (обр. 3993) и сланца кумолинской свиты (обр. 4027/19), минимальные значения $(Na + K)$ близки к максимальным показателям этого же коэффициента для пород 1-го участка; а максимальные значения $(Na + K)$ в докембрийских породах превышают 0,9 форм. ед., достигая в отдельных blastopсаммитовых сланцах белкудукской свиты значений 0,94–0,96 (обр. 4012/3 и 4094/3). В упомянутых сланцах слюды представлены только насыщенными калием мусковит-фенгитами, не свойственными анхизоне. Эти данные не противоречат выводу Л.И. Филатовой (1983) о метаморфизованности вышеупомянутых пород на уровне начальных фаций зеленых сланцев. Об этом же свидетельствуют также выравнивание в них состава реликтов терригенных слюд и обнаруженные хлоритоиды (обр. 4029/7 и 4027/19) при микрозондовых исследованиях филлитов и blastopсаммитовых сланцев белкудукской свиты. Породы верхнего рифея (белеутинской серии), по видимому, изменены несколько слабее — на уровне между ан-

хи- и эпизонной (обр. 3997/3); но этот вывод нуждается в проверке с использованием большего числа аналитических данных.

Белые К-слюды из пород **Приверхоянского передового прогиба Верхоянского складчатого пояса** (см. рис. 11.3.), изученные вдоль профиля с З на В, постепенно меняют состав в восточном направлении по мере приближения к одному из позднемезозойских метаморфических ореолов в Верхоянском мегантиклинории. Здесь заметнее общая тенденция изменения значений параметра (Na + K) в породах различных структурно-тектонических зон и флуктуации значений этого параметра, хорошо увязываемые с различными палеотемпературными условиями, описанными в работах О.В. Япаскурта (см. в главе 10).

Общая тенденция изменения параметров щелочности аутигенных белых слюд заключается в том, что при широком диапазоне изменений величины (Na + K) в каждом образце — от 0,64 до 1,0 форм. ед., — ее нижний предел возрастает от 0,73 на периферии метаморфического ореола (обр. 507/11) до 0,90--0,95 в центре (обр. 1703/3, 537/4а; рис. 11.3., А, Б). В пределах передового прогиба и смежной с ним окраины складчатой системы, на протяжении 130 км, составы белых слюд в целом отвечают условиям анхизоны. Вблизи метаморфического ореола слюды отвечают промежуточным между анхи— и эпизонной параметрам.

Более высокотемпературным условиям эпизоны соответствуют содержания (Na + K) в мусовит-фенгитах из пород верхнего палеозоя в восточной части профиля (правая часть рассматриваемой диаграммы на рис. 11.3., А) от обр. 519/2 до ВК-1а — 81. Они отвечают той части отложений верхоянского комплекса, которые относятся к периферии зонального метаморфического ореола позднемезозойского возраста (между верховьями рек Улахан-Унгуохтах и Джарджан).

11.4. Характер изменения $\Sigma_{ок}$ хлоритов

Он подчиняется той же закономерности, что и колебания суммарного содержания Na и K в слюдах (см. рис. 11.3, А). У всех проанализированных пород диапазон флуктуации значений $\Sigma_{ок}$ заметно уменьшается слева направо на диаграмме, становясь совсем незначительным, начиная с обр. 519/2, пред-

ставленного песчаником возраста C_{2-3} , т.е. на том же рубеже, где параметры слюд ($Na + K$) переместились из поля анхизоны в эпизону.

В сравнении с породами Верхоянского складчатого пояса и Приверхоянского прогиба породы 1-го участка (из Тюменской скважины) отличаются меньшими значениями $\Sigma_{ок}$ хлоритов, которые колеблются от 5,31 до 5,85 (см. рис. 11.2, А), тогда как максимальные величины $\Sigma_{ок}$ для большинства песчаников мезозоя Приверхоянья достигают 5,95; а в породах перми и карбона верхоянского комплекса — они местами приближаются к 6,0 (см. рис. 11.3, А). Сопоставление полученных значений $\Sigma_{ок}$ с оценками того же параметра для докембрийских пород Улутау не проводилось из-за малого содержания хлорита в проанализированных пробах 4-го участка.

11.5. Анализ результатов исследования

Параметры слюд и хлоритов из под пород нижней юры и триаса Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта соответствуют предельно высоким показателям анхизоны.

Изменения пород мезозоя на западном (платформенном) крыле Приверхоянского прогиба в целом несколько слабее, но они усиливаются и достигают параметров анхизоны на восточном (прискладчатом) крыле прогиба — по мере приближения к зонам метаморфизма верхоянского складчатого комплекса (см. рис. 11.3, Б).

Большую часть проанализированных образцов пород из верхоянского складчатого комплекса по составу аутигенных мусковит-фенгитов можно было бы отнести либо к эпизоне анхиметаморфизма (270–300°C), либо к хлорит-серицитовой субфации метаморфизма (300°C). Для более точной их диагностики следует обратиться к другому критерию — степени равновесности минеральных парагенезов. Как было сказано выше, прежние исследования анхиметаморфических комплексов (McDowell, Elders 1980; Korikovskiy et al., 1989, 1992) показали, что в условиях эпизоны часто сохраняются неперекристаллизованные или частично перекристаллизованные кластогенные реликты — высокотемпературные биотиты, мусковиты либо метастабильные

продукты разложения обломочных биотитов. Окончательное замещение их равновесным агрегатом нормального хлорита и фенгита завершается только в хлорит-серицитовая субфации. Одновременное присутствие в породах высокотемпературных кластогенных биотитов и мусковитов и низкотемпературных аутигенных мусковит-фенгитов свидетельствует о неполной равновесности процесса, что предполагает принадлежность таких пород только к эпизоне. Исходя из данного критерия, можно считать, что часть метапесчаников карбона и перми Северного Верхоянья, в которых выравнивается состав кластогенных слюд, была перекристаллизована в условиях хлорит-серицитовой субфации метаморфизма, а остальные проанализированные нами породы верхоянского складчатого комплекса следует относить к эпизоне анхиметаморфизма.

Установивши это, сравним местонахождение аналитических данных в современной структуре СНС и на палеотектоническом профиле БП (см. рис. 11.3, см. Б и В), и убедимся в том, что эпизона анхиметаморфизма вместе с хлорит-серицитовой субфацией совершенно не коррелируется с палеоглубинами погружения пород. Этим еще раз подтверждается все, что было сказано о метагенезе и метаморфизме в предыдущей главе.

В Улугау к переходным условиям анхизоны — эпизоны могут относиться только песчаники верхнего рифея, а все прочие породы перекристаллизованы в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма.

Итак, электронно-микроскопические исследования слоистых силикатов, в отличие от традиционно применявшейся оптической микроскопии, дали возможность четко диагностировать разную степень постседиментационной измененности внешне похожих образований.

Глава 12. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ГЛИН – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИ- МЕНТОГЕНЕЗА И ДИАГЕНЕЗА В МОРЯХ И ОКЕАНАХ, ПО А.Г. КОССОВСКОЙ

12.1. Вводные замечания

В предыдущих разделах глав 10–11 основное внимание сосредоточивалось на поведении глинистого вещества при относительно высокотемпературных постседиментационных процессах внутри БП и СНС. Теперь мы снова вернемся к низкотемпературным обстановкам осадконакопления и начальных этапов преобразования осадка в породу — в морских и океанских СБ. В этой области исследования многое было достигнуто на рубеже XX и XXI в. коллективом, руководимым тогда А.Г. Коссовской. Ниже будут реферативно, а местами дословно пересказаны обобщения по данной теме, сделанные ею самой (см. её работу 1980 г. в библиографии главы 1).

12.2. Минеральные парагенезы глин вулканогенно-осадочных комплексов областей, переходных от морей к океанам (островные дуги)

Здесь были использованы информативные материалы многих исследователей кайнозойско-меловых граувакко-глинистых флишоидных комплексов Восточной Камчатки, плиоцен-миоценовых вулканогенных пород Курильских островов, включая публикации японских исследователей (Iijima, Utada, 1971; Shimazu et al., 1971; Kimbra, Sudo, 1973 и др.). Главные выводы таковы.

Ассоциация глинистых минералов достаточно типична и своеобразна. Преобладают разнообразные триоктаэдрические

смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы, в том числе упорядоченные типы корренситов, хлориты (дефектные и хорошо окристаллизованные), иногда, обычно в верхах разрезов, встречаются три— или дитриоктаэдрические монтмориллониты. Гидрослюды встречаются только спорадически, и их содержание редко превышает 10–20%.

На первый взгляд ассоциация глинистых минералов вулканогенных пород дацито-андезито-базальтового ряда кажется сходной с глинистыми минералами хемогенных эвапоритовых серий (см. в главе 9). Однако это только кажущееся сходство. Хлориты и хлорит-монтмориллонитовые минералы сильно отличаются по кристаллохимическим особенностям: если в эвапоритах они являются почти чисто магнезиальными, то в вулканогенных породах — относятся к железистому или магнезиально-железистому ряду, причем их триоктаэдрический характер определяется высоким содержанием закисного железа. Характерна также очень небольшая роль гидрослюд. Материалы О.В. Чудаева, в 1978 г. изучившего 8-километровый разрез палеоген-меловых вулканогенных отложений Восточной Камчатки, а также данные японских исследователей показывают последовательную смену в разрезах Fe-Mg-смектитов смешанослойными корренситоподобными минералами и далее Fe-Mg-хлоритами. Эти минералы являются индикаторами определенных зон катагенеза в процессе начальных зеленокаменных изменений вулканогенных пород в условиях нарастающих T и P.

12.3. Минеральные парагенезы глин океанов и морей

Переходя к описаниям этих парагенезов, А.Г. Коссовская напомнила о существенных различиях в строении осадочного чехла океанов и континентов. Оно выражается, прежде всего, в резко различном количественном соотношении главнейших петрографических типов осадочных образований, а также в значительно большей роли биогенных отложений, составляющих 80% от общей мощности чехла океанов, в то время как на континентах (как на платформах, так и в складчатых поясах) около 80% составляют кластогенные песчано-глинистые алюмосиликатные породы.

Неудивительно, что изучение истории минералообразования на разных стадиях — от седиментации и диагенеза до метаморфизма базировалось на континентах главным образом на исследовании терригенных комплексов. В океанах изучению алюмосиликатных кластогенных отложений с позиций геоминералогического анализа до недавнего времени такого же внимания не уделялось.

Естественно, что при минералогических исследованиях пелагических алюмосиликатных пород океанов основное внимание должно быть сосредоточено на глинах, так как доля песчаных осадков среди собственно океанических отложений крайне невелика. Именно глинистые породы могут нести наиболее полную информацию для решения ряда важнейших вопросов, связанных с формированием осадочного слоя океанов. К ним в первую очередь относится выяснение роли и путей поступления в океанский бассейн терригенного материала с континентов и ареалов его распространения в пределах разных геологических структур океана — шельфа, континентального склона, желобов и абиссальных равнин. При этом особенное внимание необходимо уделять изучению эолового приноса материала в пелагиаль океанов.

В течение длительного времени считалось, что в глубоководных океанических осадках довлеет седиментация, связанная с поступлением водным путем терригенного материала с континентов (Н.М. Страхов). Затем А.П. Лисицыным было показано, что роль терригенного материала в пелагиали ничтожна: 92% терригенного вещества, связанного с речным стоком, осаждается по периферии континентов (см. в главе 3). Кроме того, осадочный материал, поступающий с берега, должен испытывать глубокую трансформацию, многократно проходя через пищевые цепи аккумулярующих его организмов. Эта точка зрения существенно поколебала концепцию механического фракционирования и разноса поступающего в океан терригенного вещества. Однако это относится только к предполагавшемуся речному стоку. Роль эолового поступления вулканогенного и терригенного материала непосредственно в пелагиальные области может, по-видимому, оказаться очень важным фактором океанического алюмосиликатного минералообразования. Это было показано А.П. Лисицыным и наглядно продемонстрировано в работе Н.В. Логвиненко и др. (1978), детально изучивших минералогический состав красных глубоководных глин в поверхностной

оболочке (верхние 4 м) северной части Тихоокеанского профиля. Не менее важным является установление индикаторных характеристик «собственно океанического» материала, поступившего за счет разложения магматических пород океанического субстрата и подтока гидротермальных растворов. Этим занимались И.М. Симанович, С.Г. Сколотнев и др. (см. в главе 13).

Глины шельфов и внутренних морей. Глинисто-алевритовые и глинистые породы пассивных окраин изучены сотрудниками А.Г. Коссовской по материалам рейса 38 в северной части Атлантического океана. Их характерной чертой является четкое наследование характера питающих провинций континента. Так, в Норвежской котловине обломочный материал, слагающий однообразные плохо отсортированные сильноглинистые алевролиты, представлен переотложенной с платформы полевошпат-кварцевой ассоциацией в сочетании с большим количеством обломков кремней и биотита. Принадлежность кварца (по генетической классификации И.М. Симановича) к метаморфическим сланцам и комплексу древних гранитоидов позволяет рассматривать всю совокупность обломочного материала в качестве унаследованной щитовой ассоциации.

Глинистое вещество состоит почти нацело из кластогенных продуктов разложения триоктаэдрических слюд, в составе которых отчетливо фиксируется стадийно-переходная хлорит-монтмориллонитовая фаза. Генетически продукты преобразования биотитовых слюд связаны в своей основной массе с разрушением и переотложением древних кварц-биотитовых сланцев и гнейсов Гренландии.

Характер преобразования биотита, хотя и воплощается в широко известном ряду трансформации: биотит → хлорит → вермикулит → монтмориллонит, но носит специфический характер по сравнению с этим же рядом стадийного изменения, изученным на континентах. Это своеобразие выражается в сохранении высокого содержания K_2O в структуре слоистых силикатов, которое могло иметь место только в морских условиях. В обстановках континентального выветривания калий является одним из первых элементов, выносящихся из решетки биотита (влият фитогенный фактор суши).

Другая особенность — относительно низкое содержание хлорита — главного компонента глин, связанных с разложением биотитовых слюд на континентах, и довольно высокое содержание каолинита. Любопытно подчеркнуть, что максималь-

ное содержание каолинита отмечается в пиритизированных породах, изобилующих текстурами биотурбации. Очень интересные данные, наглядно иллюстрирующие роль биоса на самых ранних фазах накопления океанических осадков, приведены в работе В. Прийора (Pryor, 1975). Этот автор, изучавший минералогию взвеси Миссисипи и поверхностный слой осадков побережья Мексиканского залива, показал большую недооценку роли биоса, который уже на первых этапах существования осадка существенно меняет минералогию глинистого вещества. В. Прийором было показано, что только одни ракообразные роды *Onuphis* и *Calianassa* перерабатывают до 40 т глинистого вещества в год. При этом в кислых условиях их пищеварительного тракта разрушаются бруситовые слои хлорита, уничтожаются смешанослойные минералы, деградирует структура иллита и увеличивается роль каолинита. Таким образом «лицо» глинистого осадка оказывается видоизмененным практически еще до диагенеза. Данные В. Прийора объясняют, по мнению А.Г. Коссовской, очень маленькую роль хлорита в Норвежском море.

Воздействием биоса, возможно, обусловлено также очень небольшое (не больше 10%) количество хлорита в современных глинистых осадках Охотского и Японского морей (Курносов, Мурдмаа, 1976). Хотя, казалось бы, хлорит и хлорит-сметкиты, являющиеся абсолютно доминирующими глинистыми минералами «водосборов» вулканогенных комплексов Камчатки, Японии и Курильских островов, должны были бы присутствовать в значительном количестве и в осадках окраинных морей.

Таким образом, биогенный «отрыв» глинистой минералогии шельфов и внутренних морей (не говоря уже о пелагиали океанов) от минералогии берегов осуществляется на самом раннем этапе осадочного процесса. Этот пример наглядно показывает, как велика роль органического вещества в трансформации первичного глинистого материала не только в наземных обстановках под воздействием растительности (см. работы П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой, в главе 5), но и в морских — при участии животных организмов.

Примером парагенезов глинистых минералов активных материковых окраин могут служить плейстоцен-плиоценовые глины, изученные в Северо-Западной котловине Тихого океана и на плато Шатского по материалам скважин DSDP рейсов 6 и 20. Установлено, что толща глин с рядом хорошо сохранившихся пепловых прослоев имеет ритмичное строение, обусловленное как

последовательностью эксплозий, так и различной степенью преобразованности вулканических стекол разного состава. Степень разложенности и глинизации стекол неодинакова, в некоторых прослоях стекла глинизированы почти нацело. Это определяется, по-видимому, длительностью перерыва между эксплозиями и продолжительностью непосредственного контакта пепловых прослоев с морской водой. Несмотря на ритмичный характер, во всех скважинах наблюдаются резкая поликомпонентность состава и обилие аморфной фазы в глинах самого верхнего слоя, а также быстрое нарастание содержания смектитового компонента вниз по разрезу.

Было очень важно установить особенности монтмориллонита и выяснить: поступал ли он с континента или образовался на месте. Ответ на этот вопрос был получен при изучении измененных в различной степени стекол под сканирующим электронным микроскопом. Переработка стекол в характерные «океанические» смектиты с «оборчатыми» или «капустовидными» агрегатными структурами устанавливается под сканирующим микроскопом однозначно. Не менее любопытным оказался тест на устойчивость к кислотной обработке. Все океанические смектиты характеризовались крайней нестойкостью, что, несомненно, существенно отличает их даже от наименее стойких Fe-Mg-смектитов континентальных пород.

Поликомпонентность верхнего слоя глин, относящихся обычно к современным плейстоценовым осадкам, является, по-видимому, характерной чертой не только для областей, прилегающих к континентам, но и для типичных пелагических глин. Эта закономерность была установлена (Бутузова, Лисицына и др., 1977; Логвиненко и др., 1978) для поверхностного слоя красных глин профиля в северной части Тихого океана. А.Г. Косовская предположила, что это — следствие нераскристаллизованности глинистого вещества в поверхностном слое. Отмеченная закономерность была проиллюстрирована В.И. Муравьевым (1974), показавшим, что основными компонентами современных пелагических глин Тихого океана являются палагонит и вулканические стекла, а содержание глинистых минералов составляет менее 10%. Близкие результаты получил Ф. Френлих (Fronlich, 1977–1978), установивший, что в Индийском океане современные глины состоят в основном из аморфных оксидов Fe и Mn, а окристаллизованные смектитоподобные минералы появляются там только со среднего плиоцена.

Глины пелагиали. Пелагические *ферримонтмориллонитовые глины* (Fe-Al и Al-Fe-сметиты) не только широко распространены среди собственно глинистых осадков, но и являются основной составляющей частью глинисто-биогенных карбонатных и кремнистых отложений. Под электронным микроскопом в верхней части разрезов смектиты имеют вид неправильных «сгустковых» частиц, оказывающихся при увеличениях в 10 000 и 30 000 раз состоящими из тончайших войлокоподобных спутанных игольчатых агрегатов. При движении вниз по разрезам всегда наблюдается улучшение раскристаллизованности смектита — там появляются специфические игольчатые или ленто-видные формы. Глубины, на которых наблюдается игольчатая раскристаллизация смектитов, существенно различаются: от нескольких метров до десятков и даже первых сотен метров. Так, например, в скв. 9 в Атлантическом океане массовая раскристаллизация ферримонтмориллонитов началась только на глубинах 250–300 м, в Панамской котловине (скв. 155) — на глубине около 35 м, а в Красном море игольчатые формы нонtronитов появились всего на глубине 4 м от поверхности осадка.

Появление игольчатой раскристаллизации, по-видимому, связано с длительностью океанического диагенеза и катагенеза, протекающего в условиях сохранения высокой пористости и водонасыщенности глин, несвойственных континентальным глинистым отложениям. Вероятно, другим фактором, интенсифицирующим раскристаллизацию, является повышенное значение теплового потока (в Красном море, например).

Изучение химического состава ферримонтмориллонитовых глин показало близость их состава в мезозойско-кайнозойских отложениях океанов, хотя при этом отчетливо выявляется существование различных групп: собственно ферримонтмориллонитовых, Fe-Mn-ферримонтмориллонитовых и высокожелезистых нонtronитовых глин, связанных с современными рифтовыми зонами.

Интересные сведения дало сравнение по химико-минералогическому составу пелагических глин и продуктов подводного преобразования океанических базальтов. В последнее 20-летие XX века появился ряд исследований, в которых освещался характер подводных преобразований образцов базальтов, полученных как при драгировании (главным образом, в Атлантике), так и при глубоководном бурении в Тихом океане (Метьюз, 1973; Melson, 1973; Melson, Thompson, 1973; Hart, 1973). Было уста-

новлено, что изменения базальтов выражаются в резком окислении железа, увеличении O^{18} , воды и K_2O , уменьшении — CaO и MgO . Особенно интересным представляется то, что в процессе вторичных изменений резко возрастает содержание K_2O , достигающее 2,5–3,5% (подробнее см. в главе 13). Присутствие калия, элемента, чуждого обычным толеитовым базальтам, по мнению всех исследователей, является результатом адсорбции его из морской воды глинистыми минералами. В последнее время появились данные, что очень энергичными концентраторами калия в измененных базальтах являются также новообразованные калиевые полевые шпаты (Симанович, 1979) и цеолиты.

Установленное химико-минералогическое сходство продуктов подводного разложения базальтов и пелагических глин привело к заключению, что химическая и минералогическая однородность последних — следствие их образования за счет разложения однородных океанических базальтов. Очень любопытен факт, что в континентальных условиях геохимический процесс разложения базальтов протекает сходно (окисление железа, увеличение содержания H_2O , потеря Ca и Mg), и итогом этого является также появление смектитов, однако фиксации калия при этом не происходила (Коссовская, 1975).

Помимо фоновых глин, близких к продуктам разложения базальтов, среди пелагических осадков широко известны железисто-марганцовистые ферримонтмориллонитовые глины с содержанием Fe_2O_3 8–10% и более, MnO больше 0,5–2%. Как было показано выше, имеется целая гамма переходов от Fe-Al-смектитовых глин с содержанием 1–3% до нонtronитов, связанных с рудоносными осадками областей интенсивного спрединга. По-видимому, образование ферримонтмориллонитовых глин с высокими содержаниями Fe и Mn происходит при суммировании материала палагонитизированной гиалокластике и гидротермального привноса дополнительных порций Fe, Mn (а также Cu, Ni, Zn, Pb и других микроэлементов), осуществляющегося в условиях проницаемости океанической коры.

Большой интерес представляют палыгорскитовые глинистые осадки океанов. Изучение уникальной толщи палыгорскитовых глин эоценового возраста, мощностью свыше 180 м, вскрытых в Восточной Атлантике на площади от островов Зеленого Мыса до о-ва Мадейра (скв. 12, рейс 2 и скв. 137–141 рейса 14), позволило сделать ряд новых геологических выводов (Коссовская, 1975; Коссовская, Гущина и др., 1975). Область распрост-

ранения вышеупомянутых глин пространственно совпадает с активной тектонической зоной — предполагаемым меридиональным разломом, параллельным Атлантическому хребту, и рядом пересекающих его глубинных разломов.

В течение позднего мела и эоцена эта площадь служила ареной бурного проявления щелочно-базальтового вулканизма. На вулканических архипелагах и в ближайших районах континента был также интенсивно проявлен щелочно-базальтовый вулканизм с отчетливой дифференциацией пород по составу от трахитов до мелилитсодержащих нефелиновых базальтов. «Матрицей» для образования палыгорскита здесь служили нестойкие дисперсные продукты щелочно-базальтового вулканизма, «свидетели» которого обнаружены О.С. Ломовой во фракции < 0,01 мм. К ним относятся имеющие разную степень разложения вулканические стекла, в том числе основного ряда, а также санидин, апатит, магнетит и, что особенно важно, единичные зерна таких редких и специфических для щелочного магматизма минералов, как мелилит, гельвин и почковидные образования гарниерита. Мелилит является характерным минералом нефелиновых базальтов, распространенных в этом районе, а гарниерит — минерал, обычно связанный с выветриванием никельсодержащих основных пород, мог образовываться при высвобождении рассеянного в основных стеклах никеля.

Под сканирующим электронным микроскопом здесь четко видны особенности замещения палыгорскитом вулканических стекол.

Высокая щелочность среды, являющаяся одним из необходимых условий палыгорскитообразования, обуславливалась характером исходного тефрового материала. Преобразование нестойкого щелочного витрокластического материала происходило в стадию диагенеза — начального катагенеза, возможно с участием термальных Mg-растворов, приводящих к глубокому разложению стекла. Известно, что глубинные разломы, связанные с процессами атлантического рифтинга и контролирующие эманационно-гидротермальную деятельность, периодически активизировались с позднего мела до настоящих дней (геотермальная система в районе Азорских островов), что позволило предположить участие термальных растворов, обогащенных Mg, в формировании палыгорскитовых глин. Палыгорскиты охарактеризованных глин выделены О.С. Ломовой в её монографии

1979 г. в особый генетический тип — «камуфлированный вулканогенно-гидротермальный».

Мощные толщи практически мономинеральных палыгорскитовых глин обнаружены в осадочном слое океанов только в Восточной Атлантике. Возможно, это связано с тем, что данный район служит площадью необыкновенно мощного развития щелочно-ультраосновного вулканизма в коре океанического типа (Gunn, Watkins, 1976; и др.).

В то же время проявление палыгорскитовой, а иногда и сепиолитовой минерализации в виде прожилков или одной из составляющих компонент глинистых и смешанных глинисто-клиноптилолит-кристобалитовых пород — распространены в океанах достаточно широко. Повсеместное развитие палыгорскитовой минерализации такого типа связано с породами всего мелового бассейна Тихого океана, изученного по материалам скважин DSDP рейсов 16, 17, 20 (Ломова, 1980). Формирование палыгорскитов здесь связано с гидротермальным преобразованием пирокластового, цеолитового или глинистого материала под воздействием гидротермальных Mg-растворов. Более поздняя, явно наложенная палыгорскит-сепиолитовая минерализация обнаруживается в осадках, связанных с разломными зонами. Она описана на Срединно-Атлантическом хребте (Hathawy, Sachs, 1965) и, по-видимому, достаточно широко развита в разломных зонах хребтов Индийского океана (Скорнякова, Курносов и др., 1978).

Резюмируя сказанное выше, А.Г. Коссовская подчеркнула, что *в океанах на основном общем фоне ферримонтмориллоновых глин, связанных главным образом с продуктами разложения толеитовых базальтов, присутствуют специфические глины, которые могут рассматриваться как определенные индикаторы, способные фиксировать различные типы активных геологических обстановок.* Довольно широко распространенные железистые и железисто-магнезиальные глины связаны с областями быстрого расширения океанического дна и, кроме того, вероятно, с региональными областями его повышенной проницаемости. Магнезиальные глины являются, видимо, индикаторами глубинных разломов, областей проявления основного щелочного вулканизма и поступления магнезиальных растворов, возможно, на участках пересечения глубоких разломных зон.

В заключение А.Г. Коссовская подчеркнула еще одно очень важное обстоятельство. *Процесс стабильной фиксации калия из морской воды глинистыми минералами, как в осадках, так и в продуктах гальмиролитического преобразования базальтов, является как бы начальным этапом переработки материала океанической коры и приспособления его к накоплению качеств пород континентальной коры.* Этому способствует также возрастание в осадочном слое содержания SiO_2 за счет биогенных процессов. Совместно с В.Д. Шутовым они считали всё это признаками осуществления длительного историко-геологического процесса континентализации океанической коры.

Глава 13. К ПРОБЛЕМЕ ПОСТЭРУПТИВНЫХ И ГАЛЬМИРОЛИТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ БАЗАЛЬТОИДОВ – ПОСТАВЩИКОВ ВЕЩЕСТВ ДЛЯ ОСАДКОВ И РУД ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПИТАЮЩЕЙ ПРОВИНЦИИ

13.1. История постановки и познания проблемы

Постановка данной проблемы прямо вытекала из результатов исследования геоминералогии океанского дна коллективом А.Г. Коссовской (см. в предыдущей главе). Она писала об этом так: «... В последние годы при определении осадочного слоя океанов и связанных с ним рудоносных образований резко переоценивалась роль приноса материала с континента, а точнее недостаточно доступна для изучения роль собственно *океанической питающей* провинции. Под этим термином нами подразумеваются и объединяются как твердые продукты разрушения базальтоидного субстрата, так и вещества, выносимые гидротермальными растворами, формирующимися в конвективных системах активных областей океанического дна при глубинном проникновении и взаимодействии морской воды с окружающими магматическими породами» (Коссовская, 1982, с. 5).

И вот, в начале 80-х годов в периодических изданиях журнала «Литология и полезные ископаемые» стали регулярно появляться статьи на эту и близкую к ней темы. Заметная концентрация их приходится на журнал №4 за 1982 г., половину объема которого заняли статьи самой А.Г. Коссовской, а также В.Д. Шутова (посмертные), В.В. Петровой, И.М. Симановича и Д.И. Кудрявцева, С.Г. Сколотнева, И.В. Холодкевича и А.Р. Гептнера. И все они о базальтах и низкотемпературных постэруптивных процессах — подводных и наземных (для сравнения). Затем были публикации в том же журнале И.М. Симановича и С.Г. Сколотнева (1988) на тему: «Инициальные изменения базальтов и их возможный вклад в седиментогенез»; А.Г. Коссовской, В.В. Петровой, К.Г. Каледы, А.Л. Соколовой и др. (1984) «Парагенезы села-

донит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах» и многие др.

К их рассмотрению мы вернемся, заметив, что в 1990–2005 гг. эта тематика прервала свое активное развитие по стечению ряда причин (начиная от экономических трудностей в проведении океанических исследований в годы распада СССР и кончая уходом из жизни лидера научного направления — А.Г. Коссовской, 1 декабря 2000 г.). Импульсом к возрождению упомянутого направления стала докторская диссертация и монография ученицы А.Г. Коссовской В.В. Петровой, 2005 г. (библиографическую ссылку см. в главе 1) о низкотемпературных вторичных минералах и их роли в литогенезе. В ней очень много места уделено не просто описаниям и иллюстрации фактов возникновения цеолитов и др. аутигенных минералов из контактирующего с морской водой вулканического стекла, но впервые раскрыты в деталях механизмы и модели протекания процессов вторичного минералообразования (при гальмиролизе, в том числе).

13.2. Описание некоторых итогов работ А.Г. Коссовской с коллегами по данной проблеме

Вернемся теперь к результатам прежних работ, по публикациям 1982–1988 г.г. Ставя научную задачу перед своими коллегами, А.Г. Коссовская отмечала, что первым исследователем, обратившим внимание на характерные особенности подводного изменения базальтов в начале 70-х годов XX в. был Мэтьюз (1973), а затем Харт (Hart, 1973), который установил, что в процессах гальмиролиза в базальтах резко уменьшается концентрация Ca, Mg, Fe²⁺ и увеличивается содержание Fe³⁺, и происходит накопление K. Затем было выяснено, что помимо калия имеет место накопление др. литофильных элементов: Li, Cs, Rb, Sr и аккумуляция U. Низкотемпературный характер этих процессов устанавливался по данным изотопии кислорода. Судя по соотношениям ¹⁶O/¹⁸O в новообразованных гальмиролитических минералах, T=+4°C. А в наиболее измененных базальтах мелового возраста, преобразованных при участии нагретых растворов, теми же методами зафиксированы T ≈ 40°C.

Интересную информацию содержало в себе минералогическое воплощение перечисленных выше гальмиролитических изменений базальтов. В молодых эффузивах плейстоцен-миоценового возраста это *палагониты* и *хлориты* (содержащие до 3–5% K_2O), железистые смектиты (4–5% K_2O) со всей гаммой переходов до селадонитов и цеолита — филлипсита (5–6% K_2O). В базальтах эоцен-мелового возраста названная ассоциация дополняется калишпатами, замещающими основные плагиоклазы микролитов, содержания K_2O в которых достигает 12–15%.

Исследования океанского дна, активно проводившиеся в последней четверти XX в. американскими, отечественными и др. морскими судами, показали, что такого рода изменениями охвачена вся толща океанских базальтов, начиная от наиболее древней (> 110 млн. лет) и вплоть до современной океанической коры. «Установлены факторы, определяющие степень измененности базальтов: проницаемость пород, длительность активного взаимодействия с морской водой, возраст и влияние повышенных значений теплового потока. Совокупность геохимических и минералогических преобразований океанических базальтов, приводящая к накоплению в них признаков, чуждых породам океанической коры и типичных для коры континентального типа, была названа явлением низкотемпературной начальной *континентализации пород* океанической коры ...» (Коссовская, 1982, с. 5).

Свидетели этих процессов были исследованы стадияльно-геоминералогическими методами. Описаны минеральные ассоциации, образующиеся при процессах низкотемпературной палагонитизации пиллоу-лав. Вначале была дана четкая характеристика различий палагонитов и хлорофейтов и сформулированы их определения (трактовки этих понятий до сих пор у петрологов остаются не общепризнанными), и тут же проведено сравнение процессов палагонитизации подводной и наземной.

Прежде, чем это показать, необходимо было разобраться с исходными понятиями «палагонит» и «хлорофейт». Вот, как они характеризуются в Геологическом словаре 1973 г., том 2.

Палагонит (по древнему названию Сицилии — Палагонейя) — хлоритоподобное вещество переменного состава, богатое водой... Представлен в виде гелеподобного продукта, обладающего всеми характерными для него свойствами: метаколлоидными структурами, трещинами усыхания и нередко полной изотропностью. Показатель преломления его близок к показателю

канадского бальзама ($n = 1,532-1, 539 \pm 0,002$). Развивается в диабазах, базальтах, долеритах, где заполняет интерстиции между главными породообразующими минералами и слагает правильные округлой формы миндалины. **Хлорофеит** — смесь хлорита, гётита и кальцита. Продукт изменения оливина, также заполняет трещины в основных породах.

А.Г. Коссовская, В.В. Петрова и В.Д. Шутов (1982) внесли коррективы в трактовку данных понятий, обратившись к их первоисточникам. Это были, во-первых, работы В.С. Вальтерсхаузена, который в 1853 г. впервые ввел термин «палагонит», изучая гиалокласты и туфы Исландии и Сицилии, и более поздние работы 1928 г. Пикока и Фуллера, которые установили границы, разделяющие два разных петрографических и генетических образования в базальтах. «Палагонитом они предложили называть только гидратированные гели, возникающие непосредственно при изменении закалочного прозрачного стекла сидеромелана. Многочисленные типы древних аморфных образований, заполняющих везикулы, интерстиционные промежутки, прожилки, образующие глобулы, часто встречающиеся в базальтах с различными кристаллическими структурами, в диабазах, долеритах и габбро, было предложено называть хлорофеитом. Простота структурно-генетической характеристики опознания палагонита сделали этот термин общепризнанным в зарубежной литературе ...» (Коссовская, Петрова, Шутов, 1982, с. 11).

Авторы этой цитаты стремились восстановить у нас именно такие понятия, потому, что у наших петрографов понятие «палагонит» приобрело очень широкую и неопределенную трактовку. После работ 1940 г. Б.М. Куплетского, изучавшего базальты Тимана и назвавшего палагенитом всю совокупность аморфных образований, выполняющих и мезостазис, и миндалины в породе, очень широкая трактовка термина прочно вошла в отечественную литературу.

Цитируемые авторы подчеркнули, что надо вернуться к первоисточкам терминов, и *всю группу коломорфных гелевидных образований, связанных как с афировыми, так и с кристаллическими базальтоидами, но не имеющих отношения к закалочным оболочкам сидеромелана, целесообразно именовать не палагонитами, но термином: «группа хлорофеита».*

Определение термина «палагонит» было принято согласно формулировке сотрудника А.Р. Гептнера (1977), который первый, используя сканирующую электронную микроскопию, на-

глядно показал характер перехода стекла в палагонит, выделил типы и стадии этого процесса. Он показал реальную *возможность формирования палагонита в любых геологических обстановках, где происходит соприкосновение сидеромелана с водой*. Однако, в отличие от взглядов А.Р. Гептнера, считающего палагонит вполне определенным минеральным образованием, А.Г. Коссовская и ее коллеги считали более целесообразным сохранить для минералогического определения термин «*группа палагонита*», имея в виду разнородность гелевидных фаз, возникающих в процессах преобразования сидеромеланового стекла.

Далее эти исследователи сумели проследить при микронзондовом исследовании и изучении под сканирующим микроскопом минералогическое воплощение специальной последовательности палагонитизации сидеромелана в пиллоу-лаве. Ими была установлена зональность вторичного минералообразования, которая отражает последовательность формирования оболочек закаливания и быстрого охлаждения изначально аморфного вещества (рис. 13.1.). Характерная особенность внешних зон пиллоу — наличие радиальных и концентрических трещин между оболочками с различными структурами, что обуславливает их высокую проницаемость, облегчает доступ морской воды к внутренним участкам сидеромелановой массы и создает возможности для обмена компонентами в системе «вода-стекло» для гидратации стекла и формирования аутигенных минералов. Общая картина преобразования сидеромелановой оболочки оказалась вот какой (см. рис. 13.1.). Исследователи наблюдали три типа фронта начальной палагонитизации стекла. Это рыхлые, пористые образования коричнево-, оранжево— и зеленовато-желтых цветов, непрозрачные, выделяющиеся в оптическом микроскопе своей резкой шагреновой поверхностью и изотропностью, с $n = 1,510$ и ниже, местами до $1,430$.

Этот изотропный палагонит генерации I сопряжен (постепенными переходами, а кое-где и резкой границей) с двупреломляющим светло-желтым палагонитом II, или *фибропалагонитом*. Он назван так за радиально-лучистую микротекстуру. На рентгенограмме фибропалагонита на фоне широкого галло в области $5,0-3,0 \text{ \AA}$ обнаружены слабые рефлексы $13,8 \text{ \AA}$ смектита и $7,13$, и $3,18 \text{ \AA}$ филлипсита. Это дало основание считать, что фибропалагонит — это промежуточное образование: уже не аморфный палагонит, но еще не сформировавшиеся минералы

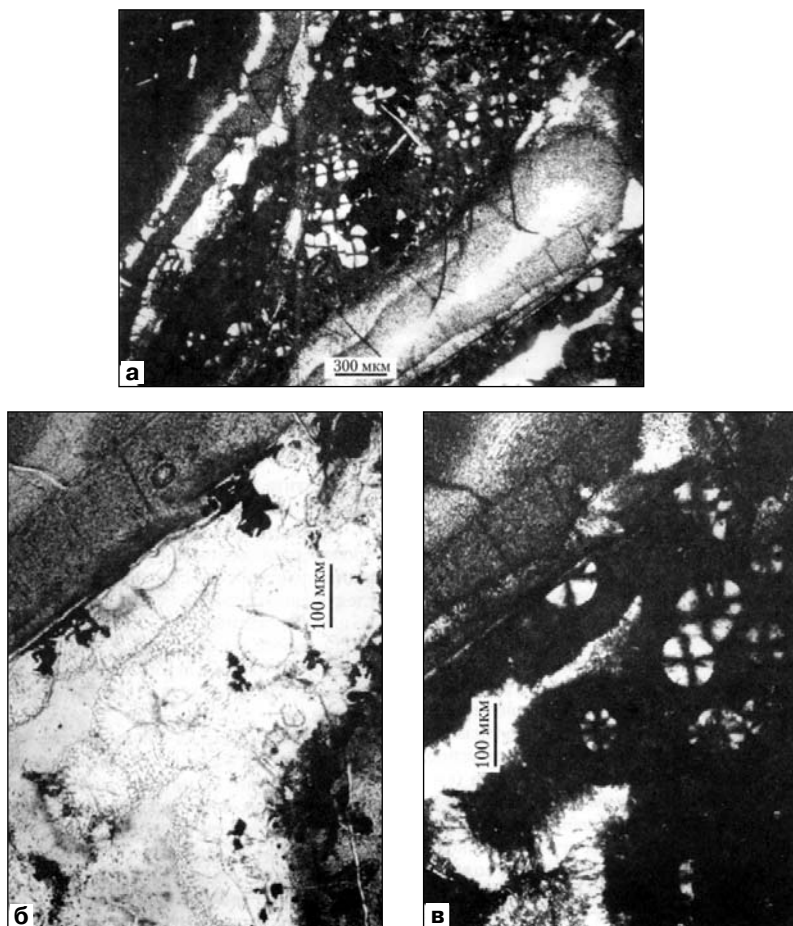


Рис. 13.1. Минеральные ассоциации палагонизации. Из книги В.В. Петровой, 2005 г.:

a — общий вид, фрагмент слабо раскристаллизованного стекла хорошо виден в левом верхнем углу снимка, стекло оторочено каймой слабо и сильно двупреломляющего палагонита; линза такого же палагонита расположена выше правого нижнего угла снимка, она не имеет видимой связи со стеклом; в центральной и крайней правой части снимка видна ассоциация филлипсита, смектита и рудного минерала (оптический микроскоп, с анализатором); *б*, *в* — центральная зона снимка *a*: *б* — (без анализатора), хорошо видны розетки филлипсита и черные выделения рудного минерала, *в* — с анализатором, видны гелевые фазы (крестовидное двупреломление), из которых начинается раскристаллизация филлипсита на границе геля и кристаллического филлипсита, а также филлипсита и смектита, видна оторочка из мелкой рудной сыпи.

(смектит, филлипсит). При очень больших увеличениях электронного микроскопа было замечено, что в фибропалагоните находятся частицы «начального» смектита, «паукообразно» расползающиеся радиально от центральной аморфной частицы. При увеличениях в 10 000 раз обнаруживались также микрокристаллики филлипсита, которые служат как бы «затравкой» для роста радиальных оторочек хорошо окристаллизованных карандашевидных зерен этого цеолита. Рост кристаллов филлипсита происходит от отдельных центров непосредственно из гелевидной фазы разложенного вулканического стекла, что отчетливо видно на микрофотографиях (рис. 13.2). Этому минералу свойственна большая кристаллизационная сила, которая обуславливает правильное кристаллографическое оформление его индивидуальных. Одновременно с их образованием происходит обособление колломорфных непрозрачных сгустков «рудного вещества», состоящих из Fe и Mn с несколько повышенными содержаниями Mg и Ca (см. рис. 13.1, б). Наиболее поздняя фаза этих многоступенчатых преобразований сидеромелана представляется хорошо окристаллизованным Mg-Fe-смектитом, который заполняет интерстиции между округлыми друзовидными («ромашкоподобными») сростками филлипсита. Под сканирующим электронным микроскопом видна волокнисто-ячеистая структура этого смектита, а в центре ее — мельчайшие выделения Mn.

Микрозондовый анализ дал представление о стадийности выноса, привноса и перераспределения химических элементов по мере стадийности разложения сидеромеланового стекла и возникновения вышеописанных минеральных новообразований. Эта стадийность представлялась исследователями такой: 1) вынос из стекла Ca, Na, Mn, привнос H_2O и K; разрыхление его структуры и рост проницаемости; 2) образование палагонита I и вслед за ним (местами одновременно) — фибропалагонита, с частичным выносом и перераспределением Si, Al, Fe, Mg, Ti и привносом K; 3) дифференциация фибропалагонита на отдельные минеральные фазы: а) раскристаллизация в Fe-смектит, б) стягивание в отдельные скопления рудных компонентов — Fe, Ti, Mn и Mg, в) обособление обогащенного Si, Al гидрогеля и кристаллизация в филлипсит с привносом Na и K, г) формирование хорошо окристаллизованного Mg-Fe-смектита совместно с поздним Mn-рудным минералом. Данный процесс может быть не завершен, и прерван на любой из упомянутых выше стадий. Обобщая эти наблюдения, исследователи выделили три нижеперечисленные фазы палагонитизации сидеромелана.

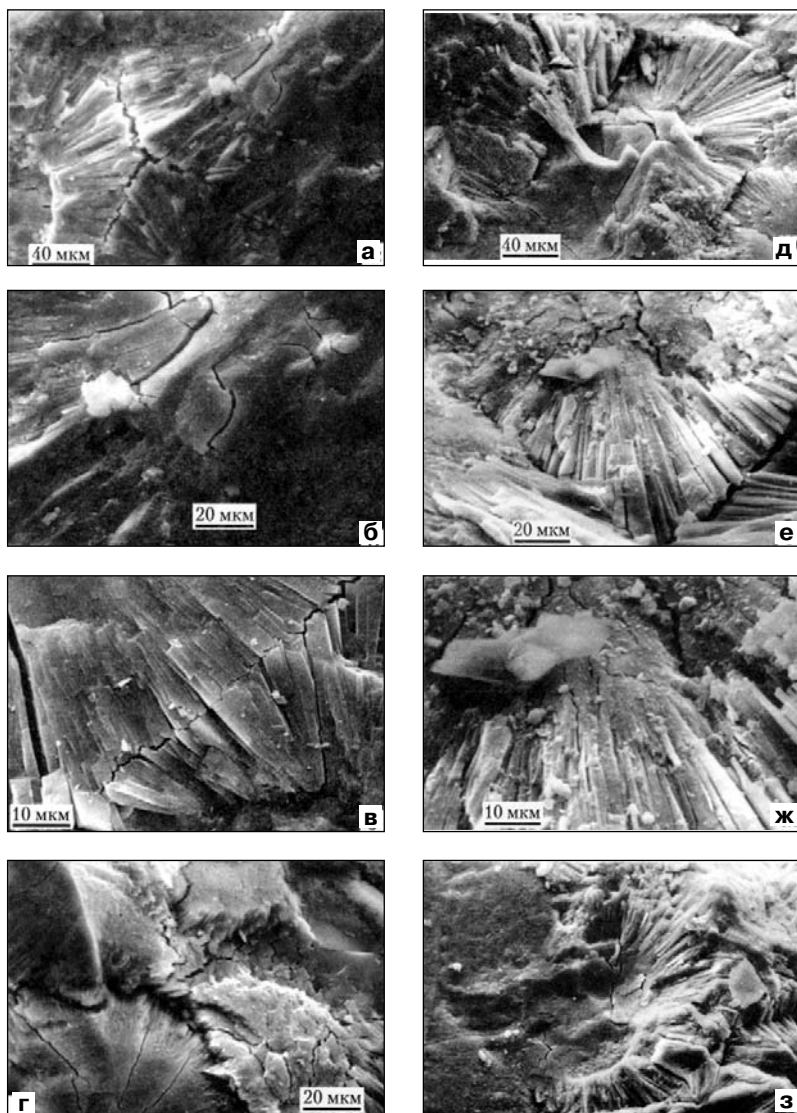


Рис. 13.2. Кристаллизация филлипсита по матрице основного стекла (РЭМ). Из книги В.В. Петровой, 2005 г.:

а, б — переход стекла в филлипсит через гель-палагонит; *в, г* — раскристаллизация стекла в филлипсит без промежуточных палагонитовых фаз; *д-з* — раскристаллизация фибро- и гель палагонита в филлипсит, хорошо видны комковатые выделения рудной фазы на границе палагонита и начальной стадии роста кристаллов филлипсита.

Фаза I.	Фаза II.	Фаза III.
Палагонит I	Рудные: Fe, Mn (с Mg и Ca)	Mg-Fe-сметит
Фибропалагонит	Fe-сметит	Рудные: Mn
Si-Al-«гель»-палагонит	Филлипсит	

А.Г. Коссовская, В.В. Петрова и В.Д. Шутов, таким образом, по-новому, сравнительно с бытовавшими прежде представлениями, раскрыли суть данного процесса. Они доказали, что *постэруптивное образование минеральных фаз было не цементирующим заполнением аутигенными минералами открытых трещин в сидеромелане, а процессом метасоматического перерождения первичного вещества сидеромелана*. Новые минеральные фазы были не оторваны от времени излияния базальта, но возникли при взаимодействии вулканического стекла с морской водой в результате диффузионно-инфильтрационного перераспределения исходных компонентов. Ассоциации возникших при этом парагенетически взаимосвязанных гидратированных минералов (филлипсит, смектиты, различные рудные образования) предполагалось объединить общим наименованием: «*парагенетическая минеральная ассоциация процесса палагонитизации*». Экстракция и обособление в этом процессе рудных компонентов Fe, Ti, Mn способна внести свой вклад в формирование рудоносных растворов. К этому аспекту мы вернемся в отдельном разделе (см. ниже, 13.3).

Учитывая все эти данные и материалы бурения в Атлантическом и Тихом океанах, В.Д. Шутов (1982) сформировал более масштабную стадийную схему эпигенеза океанских базальтов. Им были исследованы образцы донных базальтов от самого древнего — позднеюрского возраста до плейстоценового включительно, и при этом выяснены три стадии их преобразования.

Первая — *дейтерогенная стадия*, характеризующаяся взаимодействием еще не полностью застывшего расплава с морской водой. Ей свойственно *возникновение хлорофрита* в результате поступления в еще жидкую магму паров воды. Исходя из сухости первичного базальтового расплава (доказательство — химический состав стекла) вначале Барагар и др. (Baragar et al., 1977), а затем И.М. Симанович и Д.И. Кудрявцев (1982) сделали вывод об экзогенном источнике воды и продувке ее через базальтовый поток в ходе его извержения. Экзогенная продувка воды сопровождается образованием мелких пузырей ложных миндалинов, которые как бы стекаются в более крупные пузыри, или *везикулы*.

Они заполняются метаколлоидным изотропным хлорофеем. Природа его до конца еще не ясна. Прежняя точка зрения о том, что хлорофеит представляет собой коллоидный ликват магматического расплава оспаривается альтернативным представлением о хлорофее как сильно гидратированной стекловатой фазе. Это нестойкое образование. Его изотропная масса, как в везикулах, так и в миндалинах замещается раскристаллизованными в более поздние стадии глинистыми минералами. Механизм их возникновения еще не ясен. Есть точка зрения, что расслаивание изотропного хлорофеита осуществляется спонтанно, как естественный процесс старения метаколлоидного образования. Но существует и иное мнение, допускающее метасоматические процессы замещения хлорофеита глинистыми минералами.

Вторая стадия — *гальмиролитическая*. Она описана выше, и начинается с кратковременного высокотемпературного контакта базальтов с холодной морской водой. И хотя период горячего контакта исчисляется секундами, он носит «взрывной» характер, позволяющий сидеромелановому стеклу закалиться и растрескаться. Далее, на протяжении очень длительного времени происходит формирование палагонита, цеолитов, смектитов и вынос рудных компонентов, отлагающихся как на поверхности охладившихся базальтов, так и рассеивающихся в массе океанской воды.

Третья стадия — *гидротермального метаморфизма* (или *корренситовая* стадия) охватывает процесс вторичного разогрева эффузивов под воздействием притока эндогенных термальных растворов (в зонах спрединга, например). При этом по породообразующим минералам базальтов формируются: корренсит (напомню, что это смешанослойный минерал, состоящий на 50% из хлорита и на 50% из смектитовых слоев), *альбит*, *эпидот*; местами *смектиты*, *кварц*, *пирит* либо *оксиды Fe и Mn*. Различные сочетания этих минералов связываются с различными значениями *T* и составами гидротерм.

В.Д. Шутов особо подчеркивал, что все три рассмотренные стадии вторичного преобразования базальтов обнаруживают тесное взаимодействие пород с нагретой либо холодной морской водой.

Хлорофеитовая стадия стала объектом пристального внимания И.М. Симановича и Д.И. Кудрявцева (1982). Они внесли уточнения в понятийную базу. «... **Хлорофеит** — это микроскопически аморфный гидрогель переменного состава, развитый в основной массе базальтов и в миндалинах. Если хлорофеит частич-

но раскристаллизован (смесь аморфного вещества и смектита), то, по-видимому, целесообразно назвать его **фиброхлорофеитом**. Поскольку все исследователи считали хлорофеит магматическим (или позднемагматическим) продуктом — гидратированным ликвантом расплава ... или результатом гидратации остаточного расплава или стекла ... , то целесообразно введение термина **протохлорофеит**. Хлорофеит, представляющий собой водный гель, мог оформиться только при температуре не выше точки конденсации воды за счет какой-то предшествующей фазы, которую мы и будем именовать протохлорофеитом. При этом мы допускаем изохимичный фазовый переход протохлорофеита в хлорофеит» (Симанович, Кудрявцев, 1982, с. 43-44). Эти исследователи, после рассмотрения ими микроструктурных и микротекстурных признаков продувки почти застывших лав флюидами преимущественно экзогенного происхождения, обращали внимание на следующий, важный для понимания океанского седиментогенеза аспект: *хлорофеит, играющий значительную роль в минеральном преобразовании базальтов, сам по себе является матрицей, по которой развиваются вторичные минералы — смектиты, селадонит и др., т.е. минералы, широко распространенные в глинистых осадках океанских глубин (см. в главе 12).*

13.3. Вторичные преобразования базальтов и формирование рудоносных растворов

Эта проблема затронута многими исследователями — американскими, японскими, итальянскими, отечественными и др. О ней писал в своих работах академик А.П. Лисицын. Защищались соответствующие диссертации по специальностям: «геохимия», «геология и геохимия полезных ископаемых», «морская геология». Тема неисчерпаема, но здесь будет освещен ее аспект в продолжении обзора работы А.Г. Коссовской, В.В. Петровой и В.Д. Шутова (1982). Ссылаясь в основном на зарубежные исследования, дополняемые собственными материалами, которые иллюстрируют экстракцию рудоносных компонентов из некоторых структурных типов базальтов, эти литологи привели в качестве наглядного примера нижеследующую конвекционную модель формирования металлоносных осадков Е. Бонатти (E. Bonatti) и Й.Р. Тоца (J.R. Toth) (рис. 13.3.). Суть ее такова (в дословном изложении текста А.Г. Коссовской и др.).

В активных зонах холодная морская вода проникает в трещины базальтов, нагреваясь при этом до 300°C и выше. Состав ее при этом меняется — слабощелочные растворы становятся кислыми с $\text{pH} < 4$ и восстановленными. Эти растворы способны интенсивно выщелачивать металлы из базальтов.

Процесс сопровождается интенсивным выщелачиванием Mg и Si и формированием Mg и Fe-Mg-смектитов. Ранний уход Mg и части ионов OH из растворов обеспечивает падение pH до 4,5. При смешении этих флюидов с щелочной морской водой в зависимости от условий разгрузки может произойти разобщение Fe и Mn. Железо выпадает на всех стадиях «разведения» флюид — морская вода, Mn остается в растворах. В серии экспериментов Моттл и др. показали, что в системах с низким отношением вода — порода (3:1) при $T=200\text{--}300^\circ\text{C}$ в растворах оказывается относительно мало Fe и Mn; при $T=300\text{--}500^\circ\text{C}$ количество Fe и Mn резко увеличивается. Низкое содержание в растворе при $T=200^\circ\text{C}$ Fe и Mn, как предполагают авторы, может быть связано с вхождением их в синтезирующиеся смектиты. В экспериментах при более высоких температурах получена ассоциация сульфидов железа и меди: пирит, пирротин, халькопирит. Источником серы являлись как сами базальты, так и сульфаты морской воды, восстановленные окислением Fe^{2+} в Fe^{3+} .

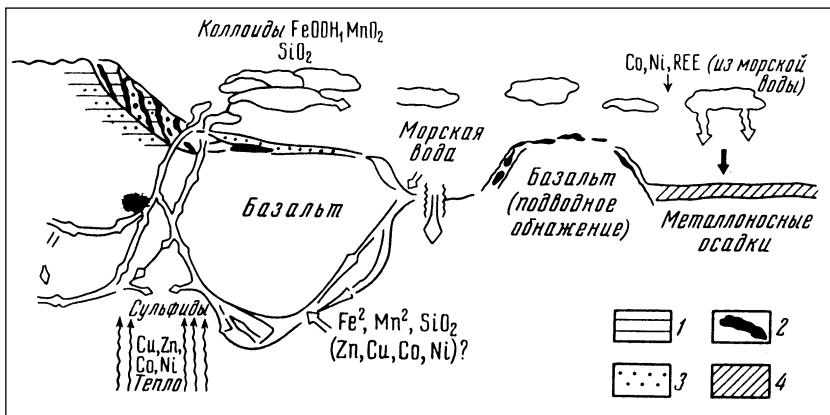


Рис. 13.3. Схема проникновения морской воды в океанические базальты, формирования гидротермальных глин с Fe— и Mn-корками и металлоносных осадков, по I. Toth с упрощениями; из статьи (Коссовская, Петрова, Шутов, 1982):

1 — гидротермальные глины; 2 — Fe-Mn-корки; 3 — MnO_2 (бернессит, тодорит); 4 — металлоносные осадки.

Таким образом, железо и медь могут выпадать на более ранних стадиях подъема горячих растворов, образуя сульфиды, заполняющие пустоты и жилки в базальтах. При излиянии растворов на дно и смешении их с холодной морской водой железо окисляется и выпадает в виде гидрооксидов или, взаимодействуя с кремнеземом железистых силикатов — нонтронита. А марганец, оставаясь в растворах дольше, выпадает и часто образует скопления гидрооксидов, в составе которых присутствуют бёрнессит, тодоркит или группа вернадита.

Приведя эту модель, подкрепленную ссылками на конкретные объекты — рудоносные осадки океанического дна, А.Г. Коссовская и ее коллеги поставили такой вопрос: какие же факторы управляют изменениями базальтов и соответственно возможностью извлечения из них рудных компонентов при процессах, не связанных с экстремальными условиями, имеющими место на современных геотермальных полях океанов? И отвечают на этот вопрос так.

Во-первых, один из важнейших факторов — проницаемость пород, обеспечивающая доступ и циркуляцию морской воды. Базальты обычно рассечены многочисленными трещинами контракционного и более позднего происхождения, связанного с тектоническими подвижками. По статистическим данным, типичные трещины в базальтах имеют ширину от долей до 2 мм, но иногда достигают 2 см, и длину до 1,5 м. Выход керна базальтов во многих скважинах очень невелик, часто это отдельные фрагменты. В одной из эталонных скважин (332, 37-й рейс), вскрывших базальты на глубину свыше 500м, выход керна всего 21%. Было высказано предположение, что остальные 79% оказались сильно раздробленными. В значительной степени проницаемость определяется структурными характеристиками пород, степенью везикулярности, соотношением стекловатой массы и кристаллов, мощностью отдельных потоков. Массивные потоки изменены обычно значительно слабее пиллоу-лав или тонких потоков. Трещины, везикулы, различные пустоты залечиваются, заполняясь глинистыми минералами, рудными выделениями, цеолитами, кальцитом; они служат на разных этапах и путями циркуляции растворов, и помещением для интенсивного аутигенного минералообразования.

Во-вторых, помимо текстурной макропроницаемости важная роль принадлежит микропроницаемости, связанной со структурной неоднородностью в строении пиллоу-лав. Внешние оболочки пиллоу имеют очень разнородную структуру. Вслед за редко сохраняющейся брекчированной зоной гиалокластита

следует сидеромелановая корка, по которой развиваются процессы палагонизации. Далее следует вариолитовая зона и на 2–4 см вглубь от закаленной поверхности — зона метельчато-перистых структур, представленных тонко сросшимися вееро-подобными или сноповидными, трудно микроскопически определяемыми пироксенами, длинными игольчатыми плагиоклазами и стеклом, а вслед за ней уже появляются микропойкилитовые структуры с удлинёнными скелетными плагиоклазами.

Эта тонкая концентрическая неоднородность сопряженных разных структурных зон наряду с трещинами контракции составляют многочисленные пути для инфильтрационного и диффузивного проникновения воды, определяющей самые ранние стадии изменения пород. Наиболее уязвима для начального преобразования пород не сидеромелановая оболочка, а вариолитовая и следующая за ней зона перисто-метельчатых или сноповидных структур. Вдоль этой зоны, как и вдоль радиальных трещин, раньше всего появляется темное гало, связанное, по видимому, с окислением тончайших дендритовидных и волосовидных пироксенов, присутствующих в стекловатых текстурах, а также, возможно, мельчайших кристаллитов титаномагнетита. Увеличение отношения $Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3$, от 0,1 до 0,3 и более является первым показателем изменения базальтов, и фиксируется задолго до того, как появляются новообразованные силикатные фазы. Базальты со стекловатыми структурами легко поддаются окислению, и даже в очень слабо измененных породах около тончайших секущих жилок появляются бурые окраски, превращаемые иногда в темные пятна гидрооксидов железа, почти не просвечивающие под микроскопом. Легкость окисления базальтов со сноповидно-метельчатыми структурами объясняется тем, что в них не успели выкристаллизоваться пироксены и титаномагнетит, а потому им свойственно увеличение содержания железа от 5–7% в фенокристаллах и до 20–25% в дендритовидных кристаллах основной массы.

На приведенных выше описаниях детальнейших наблюдений вещественно-структурно-текстурных особенностей природного объекта исследования и на описаниях цепи логических рассуждений авторов этих наблюдений, когда они обосновывают свою модель природного процесса — читатель может убедиться в том, насколько продуктивен стадийный анализ минеральных породных компонент применительно к фактологической аргументации теоретических схем и концепций.

Глава 14. ЗАВЕРШАЮЩАЯ

Подводя итог всему вышеизложенному, автор считает уместным обсудить аспекты дальнейшего развития стадияльно-генетических исследований минералогии осадочных образований в земной коре — на континентах и океанском дне. Общие представления о вкладе этого научного направления в решение фундаментальных и прикладных проблем литологии и минерагении можно извлечь из предыдущего обзора, начиная от 5-й и по 13-ю главу включительно. Однако той информацией не были исчерпаны все сведения о результативности научных работ в данной области и о нереализованных возможностях положенной в их основу методологии.

Поясню вышесказанное: сегодня не все минеральные группы одинаково детально и полно исследованы применительно к их участию в осадочном процессе. Главными объектами внимания литологов в этом аспекте были и остаются силикаты, алюмосиликаты и кварц. Другие категории минералов не вошли в сферу исследований А.Г. Коссовской и ее учеников. Эти минералы (из карбонатных, фосфатных, латеритных, эвапоритовых и других осадочных формаций) все еще ждут своих исследователей, которые проанализировали бы их типоморфные признаки, особенности кристаллохимии и парагенетические сочетания применительно к обстановкам седиментогенеза и постседиментационным стадиям литогенеза. В таком аспекте предстоит переосмыслить обильный, накопленный в XX — начале XXI веков геологами и минералогами фактический материал. Изучение отдельных минеральных видов уже ведется.

Так, например, после ухода из жизни А.Г. Коссовской, заметный вклад в познание геоминералогии и стадияльной эволюции в осадочном процессе сульфидов железа внес В.Г. Викулов в защищенной им на Геологическом факультете МГУ кандидатской диссертации о пиритах угленосных формаций и в коллективной монографии (Викулов и др., 2002). В еще более широком плане онтогенезу микроструктур диагенетического и постдиагенетического пирита колчеданных руд показали новочеркасские ученые И.А. Богуш и А.А. Бурцев (2004). А по геоминералогии силикатных руд железа еще при жизни А.Г. Коссовской и под ее руководством ин-

тересные открытия сделала Е.В. Голубовская (1999) (ГИН РАН), которая продолжила эту тематику работ до сего времени. Большой вклад в раскрытие эволюции форм накопления в осадках и механизмов преобразования аморфного кремнезема, а также полиминеральных тонкодисперсных систем внесла и продолжает вносить И.И. Плюснина (1983, 2004) (Геологический факультет МГУ). Возникновение и трансформирование при седиментогенезе, диагенезе и катагенезе карбонатных минеральных и породных ассоциаций глубоко проанализировали А.А. Махнач (1989 и др.) — ныне академик НАН Беларуси, а также профессор РГУ нефти и газа им. акад. И.С. Губкина В.Г. Кузнецов (2000, 2003). Кристаллохимия и механизмы осадочно-диагенетического карбонатообразования были обстоятельно описаны в переведенном на русский язык учебнике М.Р. Лидера (1986). Также новые сведения о механизмах возникновения и преобразования фосфатов и о микроструктурных признаках прежней «работы» этих механизмов (с привлечением новейшей электронно-микроскопической аппаратуры) опубликован московскими учеными РАН В.П. Батуриным, Э.Л. Школьником, В.Н. Холодовым и др.

Тем не менее, у исследователей до сих пор осталось гораздо больше, чем сделано, нереализованных возможностей по раскрытию закономерностей и признаков влияния экзогенных обстановок и факторов седименто- и литогенеза на конкретные параметры кристаллических решеток и типоморфизм многих из оксидов, гидроксидов, карбонатов, фосфатов, сульфатов, нитратов и др. минеральных образований. Новые сведения о них в сочетании с известными данными о геохимии силикатов послужат серьезным импульсом к дальнейшему уточнению решений теоретических задач литологии.

Здесь есть над чем поработать в будущем, принимая во внимание то, что методология стадийно-геохиноералогических работ неоднократно апробирована (см. в главах 1, 2, 4). Она отвечает современным стандартам уровня мировой науки, потому что характеризуется: комплексностью, системностью и историчностью подхода к изучаемому природному объекту, у которого все системные компоненты взаимосвязаны и взаимозависимы в периоды их зарождения и на всем протяжении своих геологических жизней. Читатели могли убедиться в этом на примере самых очевидных взаимоотношений между минералами-донорами и минералами-восприимчиками донорских веществ в едином осадочном теле терригенной формации (рис. 14.1.).

Все эти аллотигенные и аутигенные минералы представляют собой первичные элементы флюидно-породных систем зоны осадкообразования и стратисферы. Системы эти именованы «флюидно-породными» вследствие деятельного участия в минералогенезе флюидной фазы разного происхождения (седиментогенного, постседиментационного и ювенильного). Вне этой фазы любые структурно-вещественные преобразования минералов и их ассоциаций, т.е. осадочных пород в подавляющем их большинстве не смогли бы реализоваться. Синтез новейших данных о ведущей роли флюидной фазы в осадочном минерало- и пороодообразовании, а также о принципах и конкретных приемах системного анализа эволюции процессов литогенеза читатель может извлечь из недавно изданной книги автора (Япаскурт, 2005).

Теперь надо сделать еще одно существенное замечание ко всему описанному выше. Излагая курс геоминералогии, автор сознательно сделал допущение, которое облегчило восприятие сложного и разнообразного фактического материала, но неизбежно упростило представление о функционировании природных систем. Мы рассматривали взаимосвязи в основном только минеральных компонентов, принимая при этом во внимание постоянное «посредничество» флюидной фазы. Однако в неразрывном единстве с ними практически повсеместно находятся компоненты ОВ, которые очень существенно влияют на характер и направленность процессов минералогенеза, и во многом определяют его конечные результаты. А мы в ряде случаев этот важный фактор седименто- и литогенеза условно как бы «выводили за скобки», хотя местами отмечали его роль (см. в главе 3).

При описании глинистых минералов (в главе 5) кратко отмечено участие бактериального фактора в генезисе глауконитов. Сейчас этому вопросу посвящена целая серия глубоких исследований российских и зарубежных ученых, прежде всего, сотрудников ГИН РАН Р.Ф. Гептнера и Т.А. Ивановской (1998). Вообще роль микробиальных процессов в аутигенном минералогенезе до недавнего времени явно недооценивалась. Сейчас под редакцией академика РАН А.Ю. Розанова опубликованы работы, где убедительно показана огромная роль жизнедеятельности микроорганизмов, влиявших на процессы осадочного пороодообразования. Об этом лучше всего можно рассказать дословной цитатой их вышеуказанного исследователя.

«Итак, образование многих осадочных пород сегодня можно связать с деятельностью микробов. Для фосфоритов, карбонатов и высокоуглеродистых пород это совершенно очевидно. Однако стало понятным, что и в обычных глинистых породах, особенно если они содержат хотя бы минимальное количество углерода, легко обнаружить фоссилизированные остатки микробов, в том числе цианобактерий. Недавно с этой точки зрения были хорошо изучены вендские породы Приуралья, где в скважинах в обычных аргиллитах обнаружили нитевидные цианобактерии. Аналогичные результаты были получены и по глинистым породам нижнего кембрия Сибирской платформы и Южной Австралии.

Вероятно, следует особенно подчеркнуть: исследования древних пород наводят на мысль, что при накоплении глинистых осадков микробы, с одной стороны, могут играть роль организатора транспорта глинистых частиц на дно, а с другой — быть катализатором образования аутогенных силикатов в слизистых чехлах цианобактерии. Последнее казалось достаточно очевидным при рассмотрении древних пород, где бактерии замещались алюмосиликатами. Это было отчетливо и неоднократно показано на современном материале. Слоистые силикаты образовывались как на коккоидных, так и на нитчатых формах» (Розанов, 2002, с. 19). И в подтверждение этой цитаты, ее автор продемонстрировал ряд микрофотографий, сделанных с помощью растрового электронного микроскопа с высоким разрешением и четкостью изображения.

Но вернемся теперь от бактериального фактора к общей роли захороненных в осадках ОВ. В фактологических фрагментах текстов глав 5–13 мы ограничивались краткой констатацией количественных и качественных влияний ОВ на минерагенетические процессы. Но это была несколько упрощенная схема, поскольку сегодня существуют не учтенные в книге схемы детальной вещественно-генетической типизации категорий ОВ и описания их роли в процессах генерации твердых и жидких углеводородов. Применительно к континентальным угленосным формациям новейшие данные в этой области содержатся в недавней монографии П.П. Тимофеева (2006), а к морским нефтегенерирующим и газогенерирующим комплексам — их ОВ досконально исследовали геологи-нефтяники школ Н.Б. Вассоевича (1986), С.Г. Неручева, А.Э. Конторовича; см. обобщения в учебнике (Баженова и др., 2000). По своей глубине и детально-

ти это научное направление превзошло геоминералологию, хотя, к сожалению, в очень немногих работах анализ формирования и трансформирования компонентов ОВ сочетается с глубоким анализом эволюции минерального вещества. Такие исследования предпринимались отдельными геологами, начиная со второй половины XX в.: А.И. Гусевым, А.И. Бочарниковой и др. (1965), В.М. Желинским (1980), Г.А. Ивановым (1968), С.Д. Малининым (1963), Т.М. Пчелиной (1970), Б.А. Соколовым и О.В. Япаскуртом (1983), П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой (1969); а ныне продолжены В.В. Петровой, И.Е. Стукаловой и др. (2003). Они касаются отдельных минеральных групп — глинистых минералов, кварца, полевых шпатов и др.

В дальнейшем, по-видимому, будет целесообразно синтезировать развитие геоминералогических исследований с углепетрографическими и нефтегеологическими исследованиями ОВ на формационной основе. Причем объекты этих обобщений непременно выйдут за пределы формаций терригенных, охватив карбонатные, кремнистые, фосфатные и др. породные комплексы, которые представляются почти нетронутой целиной для новых открытий в рассмотренной здесь научной области.

Очень важный аспект — внедрение геоминералогических исследований в минерагению. Сейчас в этом направлении работает автор со своими коллегами – профессором геологического факультета МГУ В.И. Старостиным, докторами наук из ГИН РАН О.Г. Лазуром, И.М. Симановичем, Н.А. Созиновым, Ю.Г. Цеховским и из ИГЕМ РАН Б.А. Богатыревым (Старостин, Япаскурт, 2007; Цеховский и др., 2008) и др., см. в главе 10. Суть развиваемой в наших работах концепции такова. Это принципиально новый подход к оценке роли стратисферы как вместилища полигенных руд, сформированных под влияниями экзо- и эндогенных факторов. Сюда относятся, в первую очередь, стратиформные месторождения благородных, цветных металлов, железа, магния и др. Они частично рассматривались в конце главы 10. Так вот, традиционно геологи, изучавшие постседиментационные процессы мобилизации металлов внутри осадочной оболочки (под влияниями гидротерм, метаморфизма или магматизма), рассматривали стратисферу как инертное вместилище рудных тел, уделяя внимание в основном дислокационно-текстурным и структурным особенностям осадочных пород в аспекте их коллекторских свойств — благоприятных или неблагоприятных для миграции рудоносных флюидов. Попутно изучались

вторичные (эпигенетические) изменения этих пород и возможные их донорские качества применительно к конкретному рудному телу.

Между тем, все изложенные выше данные безусловно показывают нам вот что. *Стратисфера — это самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органо-минерально-пордно-флюидная система, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационный рудогенез.* Эта система постоянно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу. И она отдает свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ на системных микро- и макроуровнях.

Внутристратисферные процессы реализуются *циклически, дискретно* на протяжении длительной геологической истории жизни стратисферы. Она за это время постоянно разрушается гипергенными и метаморфическими процессами и постоянно же воссоздается седиментогенно-литогенетическими процессами. В таком режиме осуществляется *рециклинг* рудных веществ — заимствование металлов из более древних формаций и перемещение на геохимические барьеры более молодых образований, что мы отчасти видели на примере золоторудной минерализации в верхоянском комплексе.

Автор надеется на то, что исследователи металлогении с пользой для себя примут «на вооружение» методы системных геоминералогических, стадияльных, литолого-генетических и фациальных исследований внутристратисферных процессов геологического прошлого, о которых написано в этой книге.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в прочитанных Вами разделах этой книги изложены самые современные сведения о методологии, методике, сущности и практической результативности фундаментального раздела литологии (наука об осадочных горных породах, их генезисе и эволюции в геологической истории Земли), её важнейшего научного направления — генетической минералогии осадочных образований континентов и океанов. Достижения литологов в данном направлении за минувшее 40-летие рассредоточены в малотиражных монографиях и журнальной периодике, и в учебной литературе до сих пор не освещались. Книга их осветила. В ней большое внимание сконцентрировано на минеральных парагенезах — индикаторах физико-химических (pH, Eh, T и P) обстановок осадко-, породообразования и всевозможных внутрилитосферных породных изменений. Описаны также типоморфные кристаллохимические признаки многих минералов, с учетом их принадлежности к определенным генетическим типам осадков, фациям и осадочным геологическим формациям.

Системность исследования — основа данного научного направления. В книге описаны конкретные примеры и приемы комплексного исследования минеральных парагенетических ассоциаций совместно с литолого-фациальными и стадияльно-петрографическими реконструкциями условий формирования и постседиментационного изменения различных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций и собственных им полезных ископаемых. На этих примерах читателю показано, каким путем следует стремиться к научно обоснованным палеографическим и палеотектоническим заключениям. Попутно были затронуты актуальные вопросы теории осадочного процесса.

Автор стремится к тому, чтобы вся эта информация послужила серьезным подспорьем для усвоения многих фундаментальных курсов наук о Земле. Будущему геологу следует всегда помнить о том, что изучаемая им осадочная оболочка (стратисфера) представляет собой особый мир скрытых от нашего непосредственного наблюдения многостадийных процессов взаимоприспособления и реагирования на многие эндогенные фак-

торы органо-минерально-флюидных компонент этой природной системы. Такие процессы мы не видим, но они оставляют после себя следы — явные, а иногда весьма закамуфлированные. Их (следы этих процессов) надо научиться узнавать, читать и реконструировать. Вот к чему сводилась главная идея написания данной книги. Если читатель усвоил ее содержание и готов внедрить хотя бы часть изложенных здесь сведений в практику своей геологической работы, то цель книги будет достигнута и оправдана. Хочу при этом подчеркнуть, что геология вообще и литология в частности были и остаются науками эмпирическими. Любая теоретическая модель или концепция должна опираться только на многие, хорошо выверенные факты. А они извлекаются только непосредственно из природных объектов, в ходе тщательных полевых и лабораторных наблюдений. Без этого строгого отношения к факту в наш век совершенствования компьютерных технологий разум человека может построить множество логически обоснованных, стройных и красивых схем, которые, принеся успех докладчику на научно-популяризаторских чтениях, так и останутся далекими от действительности, а потому уведящими начинающих исследователей по ложному следу. Чтобы помочь молодым геологам избежать такого вида искушения, автор стремился пересказать многие достижения, которые получены видными литологами уже давно, но в процессе очень тщательного и критического, по-настоящему системного, обобщения фактов, добытых в ходе многоаспектных геологических наблюдений. Интерпретацию их итогов можно и надо переосмысливать с позиций современного обильного притока новых фактов, но забывать о них, а тем более игнорировать их недопустимо.

Вот и все пожелания автора. Он не в силах был «объять необъятное», а потому не все аспекты генетической минералогии нашли здесь свое отражение (об этом см. в главе 14), но надеется на пользу, которую принесет эта книга геологам. Успеха Вам, читатели, в вашем дальнейшем научном творчестве!

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К главе 1.

- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. (Тр. ГИН; Вып. 395).
- Кац М.Я., Симанович И.М.* Кварц кристаллических пород.: Наука. 1974 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 259).
- Копелиович А.В.* Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ним связанные // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958. №11. С. 28–43.
- Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962 (Тр ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Коссовская А.Г.* Проблемы геоминералогии //Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110–158.
- Коссовская А.Г.* Развитие идей Л.В. Пустовалова в геоминералогии (исторический обзор) // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо— и рудообразования / Отв. Ред. академ. А.Л. Яншин. М.: Наука. 1985. С. 30–40.
- Коссовская А.Г.* Развитие идей Л.В. Пустовалова в проблеме преобразования осадочных пород в метаморфические // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1993. № 4. С. 22–31.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1995. Т. 103. № 6. С. 1085–1088.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И.* Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 34).
- Кристаллохимия минералов и геологические проблемы / Отв. Ред. А.Г. Коссовская. М.: Наука. 1975.
- Лемлейн Г.Г., Князев В.С.* Опыт изучения обломочного кварца // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951. № 4. С. 99–101.

- Ломова О.С.* Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 336).
- Петрова В.В.* Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (силикаты, алюмосиликаты, гидроксиды). М.: ГЕОС 2005.
- Природные цеолиты / Отв. ред. А.Г. Коссовская. М.: Наука, 1980.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. I–III.
- Шутов В.Д.* Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных отложениях // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. Кн. 3–4. С. 647–653.

К главе 2.

- Методы изучения осадочных пород. Том. 1 / Под ред. Н.М. Страхова, Г.И. Бушинского, Л.В. Пустовалова, А.В. Хабакова, И.В. Хворовой. М.: Гос. Науч.-тех. изд-во лит. по геологии и охране недр. 1957.
- Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. Минск: БГУ, 2000.
- Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза / Отв. Ред. О.В. Япаскurt. М.: МАИК «НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА», 2001.
- Тимofеев П.П.* Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа) // Литология и полезные ископ. 1994. №6. С. 3–22.
- Япаскurt О.В.* Катагенез осадочных горных пород (Методическое руководство к стадиальному анализу). М.: Изд-во МГУ. 1991.
- Япаскurt О.В.* Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ. 1995.
- Япаскurt О.В.* Новые аспекты исследования процессов литогенеза // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 39–45.
- Япаскurt О.В.* Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005, №3. С. 3–30.

К главе 3.

- Вассоевич Н.Б.* О понятии термина «осадочные бассейны» // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1979. Т. 54, вып. 4. С. 114–118.
- Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г. Ларсена и Дж. Чилингара. М.: Мир. 1971.

- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976, № 2. С. 15–30.
- Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. М.: Наука. 1968.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник. М.: Высш. Школа. 1984.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континентах и в океане. Л.: Недра. 1987.
- Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра. 1992.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука. 1988.
- Лисицын А.П.* Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука. 1991.
- Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: Товарищ. Науч. изд. КМКЛТД. 1995.
- Малая Советская энциклопедия. 3-е изд. М.: Сов. Энцикл., 1960.
- Маракушев А.А., Бобров А.В.* Метаморфическая петрология: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2005.
- Милло Ж.* Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра. 1968.
- Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра. 1981.
- Пустовалов Л.В.* Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение // О вторичных изменениях осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1956 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 5).
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра. 1953.
- Седиментология: Пер. с польск. / Р.Г. Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг. М.: Недра, 1980.
- Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И., Виноградов В.И. и др.* О влияния геодинамических факторов на постседиментационный литогенез терригенных комплексов Кавказа (Юг Дагестана) // Литология и полезные ископ., 2004. № 6. С. 638–650.
- Симанович И.М., Япаскурт О.В.* Осадочные бассейны и постседиментационный литогенез терригенных толщ // Вестн. Мос. ун-та. Сер. 4. Геология, 2005. № 4. С. 24–32.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. I–III. М.: Изд-во АН СССР. 1960–1962.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гесгеолтехиздат. 1963.

- Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Боголюбова Л.И., Дриц В.А.* Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полезные ископ. 1977. № 4, с. 18–38.
- Фролов В.Т.* Литология: Учеб. Пособие. Кн. 1-3. М.: Изд-во Мос. ун-та. 1992–1995.
- Ферсман А.Е.* Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Ферсман А.Е.* Очерки по минералогии и геохимии. 2-е изд. М.: Наука, 1977.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука. 1983 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 372).
- Холодов В.Н.* Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полезные ископ. 2004, № 4. С. 115–135.
- Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС. 2006.
- Швецов М.С.* К вопросу о диагенезе // Межд. конгресс по седиментологии 1960 г. Докл. Сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 153–161.
- Эпигенез и его минеральные индикаторы / Под ред. А.Г. Коссовской. М.: Наука, 1971 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).
- Япаскurt О.В.* Предметаморфические изменения пород в стратифере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС. 1999.
- Япаскurt О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В.* Литология. Краткий курс (избр. лекции): Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. Ун-та. 2004.

К главе 4.

- Горохов И.М., Семихатов М.А.* Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение II. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезные ископ. 1984. №2. С. 87–107.
- Горохов И.И., Мельников Н.Н., Негруца В.З. и др.* Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезные ископ. 2002. №2. С. 188–207.
- Бактериальная палеонтология / Ред. А.Ю. Розанов. М.: ПИН РАН. 2002.
- Кузнецов В.Г.* Осадочные породы и их изучение: Учебное пособие для ВУЗов. М.: ООО Недра-Бизнесцентр. 2007. 511 с.

К главе 5.

- Габлина И.Ф.* Условия меденакопления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука. 1983.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Том 3. М.: Мир. 1966.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1 // Литология и полезные ископ. 1984, № 6. С. 3–23.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2 // Литология и полезные ископ. 1985, № 1. С. 3–16.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты) // Литология и полезные ископ. 1986, № 5. С. 19–33.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: Сметкиты, смешанослойные образования.: Наука. 1990 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 446).
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: Слюды, хлориты. М.: Наука. 1991 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 465).
- Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра. 1972.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука. 1965 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 121).
- Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А., Сергеев Е.М.* О природе изменений состава глинистых пород в литогенезе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1977. № 4. С. 60–73.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полезные ископ. 1985, № 5. С. 16–38.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Дриц В.А.* Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород // Геохимия, минералогия и петрография осадочных образований / Под ред. акад. Д.И. Щербакова. М.: Изд-во АН СССР. 1963.
- Котельников Д.Д.* О связи морфологических особенностей глинистых минералов с условиями их образования в осадочных породах // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. № 4. С. 905–908.
- Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра. 1986.
- Котельников Д.Д., Солодкова Н.А.* Структурные преобразования и морфологические особенности глинистых минералов в седименто— и литогенезе // Бюлл. МОИП. Отд. Геология. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 72–85.

- Мейнард Дж.* Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир. 1985.
- Нырков А.А.* Гидрослюдам жить!.. Новочеркасск: Типогр. ЮРГТУ (НПИ). 2007.
- Симанович И.М., Костылева В.В.* Постседиментационные изменения девонских отложений Среднего Тимана // Литология и полезные ископ. 1994. № 2. С. 66–78.
- Соколова Т.Н.* Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения (на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы). М.: Наука. 1982 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 361).
- Соколова Т.Н., Дриц В.А., Соколова А.Л., Степанова К.А.* Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер // Литология и полезные ископ. 1976, № 6. С. 80–95.
- Стукалова И.Е., Петрова В.В., Сахаров Б.А., Покровская Е.В.* Калиевый тобелит — индикатор условий постседиментационного преобразования угленосных осадочных комплексов // Проблемы геологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса (Мат-лы к 1-му Всероссийск. литологич. совещ.). Том 2. М.: ГЕОС. 2000. С. 269–271.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Фации и изменения глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литология и полезные ископ. 1972, № 3. С. 48–75.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Атлас микроструктур фациальных типов осадков областей голоценового приморского торфонакопления (Колхида, Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1966.
- Зхус И.Д., Бахтин В.В.* Литогенетические преобразования глин в зонах аномально-высоких пластовых давлений. М.: Наука. 1979.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р.* Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука. 1989.
- Шутов В.Д., Александрова В.А. Лосиевская С.А.* Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах // Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука. 1966. С. 109–122.
- Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Динамика преобразований монтмориллонита в гидрослуду при региональном эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 54–61.
- Япаскурт О.В., Горбачев В.И., Диковский А.А., Зонн М.С. и др.* Новое о литогенезе отложений триаса, вскрытых Тюменской

сверхглубокой скважиной // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 4. С. 489–493.

Япаскурт О.В., Горбачев В.И. Литогенетические факторы формирования глубинной пористости отложений палеоделът (в низах разреза Тюменской скважины) // Докл. АН. 1997. Т. 353. № 2. С. 241–245.

К главе 6.

Запорожцева А.С. Ломонтит из меловых отложений Ленского угленосного бассейна // Докл. АН СССР. 1958. Т. 120. № 2. С. 958–960.

Запорожцева А.С. О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1960. № 9. С. 61–69.

Запорожцева А.С., Вишневская Т.Н., Глушинский П.И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии // Литология и полезные ископ. 1963. № 2. С. 161–177.

Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископ. 1975. № 2. С. 23–44.

Логвиненко Н.В., Осипова З.В. Цеолиты в осадочных породах // Литология и полезные ископ. 1969. №2. С.134–144.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.

Петрова В.В., Амарджагал П. Цеолиты Монголии. М.: Наука. 1996. 150с. (Тр. ГИН; Вып. 496).

Япаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1989.

Hay R.L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1966. № 85. P. 1–130.

Coombs D.S. Lower grade mineral faces in New Zealand // Internat. Geol. Congress. 21-st Sess. Rep., Part 13. Copengagen, 1960. P. 339–351.

К главе 7.

Барт Т. Теоретическая петрология. М.: ИЛ. 1956.

Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л.: Гос. Научно-техн. Горно-геол. нефт. изд. 1934.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра. 1979.

Запорожцева А.С. О происхождении ступенчатой поверхности обломочных зерен граната меловых отложений Якутии // Докл. АН СССР. 1960. Т. 131. № 2. С. 1021–1023.

- Копелиович А.В.* Явление эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья // Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М. Изд-во АН СССР. 1962. С. 109–122.
- Маракушев А.А.* Петрография. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1993.
- Мильнер Г.Б.* Руководство по петрографии осадочных пород. Том II. М.: Недра. 1968. 568 с.
- Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С.* Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси. 1968.
- Наумов В.А.* Оптическое определение компонентов осадочных пород. Справочное пособие. М.: Недра. 1989.
- Парфенова О.В., Япаскурт О.В.* Трансформация кластогенных слюд и новообразованные минералы в зоне анхиметаморфизма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2000. № 6. С. 58–68.
- Парфенова О.В., Япаскурт О.В.* Новое о трансформации слюд при катагенезе терригенных комплексов (на примере пород триаса Тюменской СГ-6) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса (Мат-лы к 1-му Всеросс. литолог. совещ.). Том 2. М.: ГЕОС. 2000. С. 93–99.
- Перозио Г.Н.* Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра. 1971.
- Преображенский И.А., Саркисян С.Г.* Минералы осадочных пород (применительно к изучению нефтеносных отложений). М.: Гос. науч.-тех. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры. 1954.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н.* Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли. Воронеж: Воронежск. гос. ун-т. 1999.
- Соколов Б.А., Япаскурт О.В.* Катагенез пород и нефтегазоносность западной окраины Верхоянского миогеосинклинального осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность / Под ред. Н.Б. Вассоевича, П.П. Тимофеева. М.: Наука. 1983. С. 226–237.
- Трусова И.Ф., Чернов В.И.* Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Недра. 1982.
- Условия образования, свойства и минералы осадочных пород / Под ред. В.Б. Татарского. М.: Гос. науч.-тех. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры. 1958. 486 с.
- Фации метаморфизма / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев, И.В. Соболев, В.В. Хлёстов. М.: Недра. 1969.

- Херблат К., Клейн К.* Минералогия по системе Дэна. Пер. с англ. М.: 1982.
- Япаскурт О.В.* Катагенез и метагенез отложений палеозоя и мезозоя в геологической истории Северного и Западного Верхоянья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1980. № 4. С. 15–24.
- Япаскурт О.В., Фролов В.Т., Горбачев В.Д., Диковский А.А.* Особенности постседиментационных преобразований раннемезозойских терригенных пород Ново-Уренгойской сверхглубокой скважины // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1992. Т. 67. Вып. 1. С. 73–84.
- Яшунский Ю.В.* Аутигенные минеральные включения в обломочных слюдах // Литология и полезные ископ. 1990. № 6. С. 33–43.
- Ehrenberg S.N., Jakobsen K.G.* Plagioclase dissolution related to biodegradation of oil in Brent Group sandstones (Middle Jurassic) of Gullfaks Field, northern North Sea // *Sedimentology*. 2001. V. 48. P. 703–721.
- Martin R. Lee, Ian Parsons.* Microtextures of authigenic Or-rich feldspar in the Upper Jurassic Humber Group, UK North Sea // *Sedimentology*. 2003. V. 50. P. 597–608.
- Livi K.J.T., Veblen D.R., Ferry J.M., Frey M.* Evolution of 2:1 Layered silicates in low-grade metamorphosed liassic shales of Central Switzerland // *Journ. Metamorph. Geol.* 1997. V. 15. №3.

К главе 8.

- Батурин В.П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку — М.: ОНТИ НКТП СССР, АзОНТИ. 1937.
- Бергер М.Г.* Терригенная минералогия М.: Недра. 1986.
- Даминова А.М.* Породообразующие минералы. М.: Гос. изд-во «Высш. школа». 1963.
- Захарова Е.М.* Атлас минералов россыпей. М.: ГЕОС. 2006.
- Логвиненко Н.В.* Основы методики исследования осадочных пород. 2-е изд. Харьков: Изд-во Харьков. гос. ун-та. 1962.
- Муравьев В.И.* Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М.: Наука. 1983 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 360).
- Петрография осадочных пород. Т. II.* / Под ред. Мильнера, А.М. Уорда, Ф. Хайэма. Пер. с англ. М.: Недра. 1968.
- Преображенский И.А., Саркисян С.Г.* Минералы осадочных пород (применительно к изучению нефтеносных отложений). М.: Гос. Науч.-тех. изд-во нефт. и горно-топливной лит.-ры. 1954.
- Ронкина З.З., Вишневецкая Т.Н.* Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера Центральной Си-

- бири // Геология и нефтеносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л.: НИИГА. 1977. С. 30–39.
- Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука. 1978 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 314).
- Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описания минеральных видов). Л.: Недра. 1987.
- Юшкин Н.П.* Топоминералогия. М.: Недра. 1982.
- Япаскурт О.В.* Преобразования песчаников протерозоя Южного Улутау от эпигенетической к раннеметаморфической стадии // Литология и полезные ископ. 1976, № 5. С. 118–125.

К главе 9.

- Граувакки / Отв. Ред. В.Д. Шутов. М.: Наука. 1972 (Тр ГИН АН СССР; Вып. 238).
- Дзоценидзе Г.С.* Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра. 1965.
- Дзоценидзе Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. 2-е изд. М.: Недра. 1969.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакк // Автореф. Дис... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР. 1973.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975 (Тр ГИН АН СССР; Вып. 278).

К главе 10.

- Андреев В.С.* Верхоянский комплекс Лено-Омолыйского междуречья (геология и размещение рудной минерализации). Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1985.
- Андреев В.С., Япаскурт О.В.* Литологические и тектонические факторы локализации золоторудной минерализации в углеродистых метапородах складчатых поясов // Золото, платина, алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар: Геопринт ИГ КомиНЦ УрО РАН, 1998. С. 60–61.
- Боревский Л.В., Кременецкий А.А.* Геологическая роль подземных вод при прогрессивном метаморфизме в условиях открытых и закрытых систем // Подземные воды и эволюция литосферы: (Матер. Всесоюз. конф.). Т. II. М.: Наука, 1985. С. 8–13.
- Буряк В.А.* Особенности металлогении золота // Геологические этюды. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. С. 116–127.
- Варшал В.А., Велюханова Т.К., Чхетия Д.Н. и др.* Сорбция на гуминовых кислотах как основа механизма первичного накопления

- золота и элементов группы платины в черных сланцах // Литология и полезные ископ. 2000. № 6. С. 605–612.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М. Наука. 1979. 207 с.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П. и др. Механизмы концентрирования благородных металлов в терригенно-углеродистых отложениях. М.: Научный мир, 1999.
- Киссин И.Г. Гидродинамический режим и геологический круговорот воды в земной коре // Подземные воды и эволюция литосферы (Матер. Всесоюз. конф.) Т. II. М.: Наука, 1985. С. 31–34.
- Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические особенности отложений вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полезные ископ. 1987, № 3. С. 119–128.
- Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). Ростов-на-Дону: ООО Ростиздат. 1999.
- Коробицын А.В. Литогенез и полезные ископаемые (на примере Якутии) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 2. С. 425–426.
- Кольская сверхглубокая / Под. Ред. Е.А. Козловского. М.: Недра. 1984.
- Косовская А.Г., Шутов В.Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойско-палеозойских отложений Западного Верхоянья // О вторичных изменениях осадочных пород / Под ред. Л.В. Пустовалова. М.: Изд-во АН СССР. 1956. С. 135–168 (Тр. ГИН АН СССР; Вып.5).
- Крашенинников Г.Ф., Япаскурт О.В. Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угленосного бассейна // Литология и полезные ископ. 1977. №3. С. 53–66.
- Пашкова Е.А., Данилова Е.А., Василевская Н.А. Роль гуминовых кислот в формировании сингенетичной золотоносности морских осадочных углеродистых толщ // Геохимия. 1989. № 6. С. 789–806.
- Рундквист Д.В. Глобальная металлогения // Смирновский сборник-95 (Научно-лит. альманах). М.: Изд-во ВИНТИ, 1995. С. 92–123.
- Рундквист Д.В., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 6. С. 3–15.
- Симанович И.М., Япаскурт О.В. Геотектонические типы постседиментационных осадочных процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.

- Фишер Э.И., Фишер В.Л.* Роль гумусовых кислот в процессе сорбции золота морскими осадками // Литология и полезные ископ. 1984 № 5. С. 77–82.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука. 1988. 272 с.
- Япаскurt О.В.* О взаимоотношениях катагенеза и начального метаморфизма // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1981. № 5. С. 33–38.
- Япаскurt О.В.* Типы глубоких постседиментационных преобразований осадочных отложений на примере верхоянского комплекса мезозой // 27-й Межд. Геол. конгресс. Тезисы. Т. II. Секция 04. М.: Наука. 1984. С. 231–232.
- Япаскurt О.В.* Эндогенные литогенетические процессы во внутроконтинентальных геосинклиально-складчатых поясах // Вестник Мос. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. №3. С. 15–25.
- Япаскurt О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992.
- Япаскurt О.В., Андреев В.С.* Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т.280. № 3. С. 714–717.
- Япаскurt О.В., Довыденко Г.М., Золотарев Д.А., Косоруков В.А.* Пострифтовый седиментогенез каменноугольного периода в Северном Верхоянье // Литология и полезные ископ. 1993. № 3. С. 80–95.
- Япаскurt О.В., Косоруков В.Л.* Влияние разломов на раннеметаморфические изменения глинистых пород Западного Верхоянья // Глинистые минералы в литогенезе. Мат-лы совещ. МО-ИП. М.: Наука. 1986. С. 80–89.
- Япаскurt О.В., Косоруков В.Л.* Сопоставление минерагенеза в отложениях дельт тафрогенных и миогеосинклинальных комплексов (по отдельным объектам Севера и Востока Азии) // Докл. РАН. 1995. Т.344. №2. С. 222–225.
- Япаскurt О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А.* Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (Север Сибири). Сообщение 2 // Литология и полезные ископ. 1997, № 2. С. 186–198.
- Япаскurt О.В., Симанович И.М., Старостин В.И.* Процессы, факторы осадко- и порообразование и концентрирование золота в верхнепалеозойских черносланцевых комплексах окраинно-континентального палеобассейна (Верхоянье) // Изв. Секции Наук о Земле РАЕН. 2007. Вып. 15. С. 91–106.
- Dickinson W., Suczec C.* Tectonic and sand composition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. N 12. P. 2164–2182.

- Maynard J.B., Vallony I.R., Ho-Shing-Yu.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // *J. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 1982. N10. P. 551–561.
- Mack G.H.* Eception to the relationship between plate tectonics and sandstones composition // *J. Sediment. Petrol.* 1984. Vol. 54. N 1. P. 212–220.
- Verino L.N., Maynard J.B.* Petrography of modern marine sands from Peru-Chile trench and adjacent areas // *Sedimentology.* 1984. Vol. 31. P. 83–89.
- Stewart R.J.* Zeolite Facies Metamorphism in the Western Olimpic Peninsula, Washington // *Geol. Society of America Bull.* 1974. V. 85. P. 1139–1142.
- Van de Kamp P., Leak B.E., Senior A.* The petrography geochemistry of some Californian across with application to identifying gneisses of metasedimentary origin // *Journ. of Geology.* 1976. V. 84. P. 195–212.

К главе 11.

- Галушкин Ю.Н., Лопатин Н.В., Емец Т.П.* Численное моделирование эволюции катагенеза отложений юры и триаса // Тюменская сверхглубокая скважина. Результаты бурения и исследования. Научное бурение в России. Вып. 4. Пермь: Кам НИИКИГС. 1996. С. 279–286.
- Кориковский С.П., Путиш М., Закариадзе Г.С., Дюрович В.* Альпийский метаморфизм пород оболочки Инфрататрикум Карпат: составы аутигенных и кластогенных мусковит-фенгитов как индикатор температурных ступеней // *Петрология.* 1995. Т. 3. № 6. С. 578–592.
- Кориковский С.П., Путиш М.* Эволюция аутигенных и кластогенных К-слюд на границе анхиметаморфизм — низкотемпературный метаморфизм в меловом тектонометаморфическом цикле Западных Карпат // *Петрология.* 1999. Т. 7. № 4. С. 382–400.
- Япаскурт О.В., Парфенова О.В.* Индикаторные признаки слюд и хлоритов терригенных пород в зонах позднего катагенеза — раннего метаморфизма (на примере фанерозойских прогибов и складчатых структур севера Сибири и запада Казахстана) // *Петрология.* 2000. Т. 8. № 5. С. 506–517.
- Япаскурт О.В., Парфенова О.З., Косоруков В.Л., Сухов А.В.* Генезис и стадийные преобразования слюд и хлоритов в разных геодинамических условиях литогенеза // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.* 1999. № 5. С. 3–12.

- Curtis C.D., Haghés C.R., Whiteman W.S. et al.* Composition variation within some sedimentary chlorite and some comments on their origin // *Mineral. Mag.* 1985. V. 49. P. 375–386.
- Dunoyer de Segonzac G.* The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // *Sedimentology*. 1970. V. 15. N3/4 . P. 281–346.
- Frey M.* The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis // *Sedimentology*. 1970. V.15. №3/4. P. 261–279.
- Frey M.* Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *Low Temperature Metamorphism* / Ed. M. Frey. Glasgow: Blackie, 1987. P. 9–58.
- Hesse R., Dalton E.* Diagenetic and low-grade metamorphic terrains of Gaspé Peninsula related to the geological structure the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians // *Journ. Metamorph. Geol.* 1991. V.9. N 6. P. 775–790.
- Hunziker J.C., Frey M., Clauer N. et al.* The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotope data from the Glarus Alps, Switzerland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 157–180.
- Islam S., Hesse R., Chagnon A.* Zonation of diagenesis and low-grade metamorphism in Cambro-Ordovician flysch of Gaspé Peninsula, Quebec Appalachians // *Can. Miner.* 1982. 20. P. 151–167.
- Jiang W.-T., Peacor D.R., Arkai P. et al.* TEM and XRD determination of crystallite size and lattice strain as a function of illite crystallinity in pelitic rocks // *Journ. Metam. Geol.* 1997, V. 15. N 2. P. 267–281.
- Kisch H.J.* Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. *Low Temperature Metamorphism* / Ed. M. Frey. Glasgow: Blackie, 1987. P. 227–300.
- Kisch H.J.* Calibration of the anchizone: a crystal comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition // *Journ. Metam. Geol.* 1990. V. 8. P. 31–46.
- Korikovskiy S.P., Jacko S., Boronikhin V.A.* Alpine anchimetamorphism of Upper Carboniferous sandstones from the sedimentary mantle of the Cierna hora Mts. crystalline complex (Western Carpathians) // *Geol. Zbor. Geol. Carpath.* 1989. N 40. P. 579–598.
- Korikovskiy S.P., Putis M., Boronikhin V.A.* Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Stuzenik group in the Nizke Tarty Mts. (Western Carpathians) // *Geol. Carpathica.* 1992. N 43. P. 97–104.
- Korikovskiy S.P., Putis M., Plasienska D. et al.* Cretaceous very low-grade metamorphism of the Infratatic and Supratatic domains: an indicator of thinskin tectonics in the Central W. Carpathians. Geological evolution of the Western Carpathians / Eds. P. Grecula, D.

- Havorca, M. Putis. Bratislava: Mineralia Slovaca Corporation-Geocomplex, 1997. P. 89–106.
- Kubler B.* La cristallinite de de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme // Etages Tectoniques / Colloque a Neuchatel 1966/1967. P. 105–121.
- Livi K.J.T., Veblen D.R., Ferry J.M., Ferry M.* Evolution of 2 : 1 layered silicates in low-grade metamorphosed Liassic shales of Central Switzerland // Journ. Metam Geol. 1997. V. 15. N 3. P. 323–344.
- McDowell S.D., Elders W.A.* Authigenic layers silicate minerals in boreholes Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 74. P. 293–310.
- Weaver Ch.E.* Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians // Elsevier, Amsterdam — Oxford — New York — Tokyo. 1984. 235 с.
- Yang C., Hesse R.* Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an over thrust belt external domain of Southern Canadian Appalachians // Clay minerals. 1991. V.26. N 2. P. 211–231.

К главе 12.

- Бутузова Г.А., Лисицына Н.А., Градусов Б.П.* Глинистые минералы в осадках на профиле через Тихий океан // Литология и полезные ископ. 1977. № 4. С. 3–17.
- Коссовская А.Г.* Геокристаллохимия в решении проблем литологии. // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука. 1975. С. 7–18.
- Коссовская А.Г., Гущина Е.Б., Дриц В.А.б Дмитрик А.Л., Ломова О.С., Серебренникова Н.Д.* Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челенджер» // Литология и полезные ископ. 1975. № 6. С. 12–34.
- Курносков В.Б., Мурдмаа И.О.* Глинистые минералы в современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана // Литология и полезные ископ. 1976. № 5. С. 22–34.
- Логвиненко Н.В., Лазуркин В.М., Герасимов В.Н., Шуменко С.И.* Красные глубоководные глины северной части Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1978. № 6. С. 117–127.
- Ломова О.С., Дмитрик А.Л., Соколова А.Л.* Клиноптилолит-пальгорскитовая ассоциация в океанских осадках // Природные цеолиты. М.: Наука. 1980. С.84–91.
- Метьюз Д.Х.* Измененные базальты банки Силлоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана //

- Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир. 1973. С. 103–124.
- Муравьев В.И.* О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана // Литология и полезные ископ. 1974. № 4. С. 24–38.
- Симанович И.М.* Калиевый полевой шпат в океанических базальтах // Литология и полезные ископ. 1979. №1. С. 52–63.
- Скорнякова Н.С., Курносов В.Б., Свальнов В.Н., Туранская Н.В. и др.* Сепиолиты и палыгорскиты Индийского океана // Литология и полезные ископ. 1978. № 6. С. 29–45.
- Fronlich. F.* Les composés silico-ferriques amorphes des sédiments pélagiques néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral. — Bull. Soc. Geol. France, 1977–1978, t. 19, N 5, p. 1013–1019.
- Gunn B.M., Watkins N.D.* Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 8, p. 1089–1100.
- Hart R.A.A.* Model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer II. — Canad. J. Earth Sci., 1973, vol. 10, N 6, p. 799–816.
- Hathaway J.C., Sachs P.P.* Sepiolite and clinoptilolite from the Middle Atlantic Ridge. — Amer. Mineral., 1965, N 7/8.
- Iijima A., Utada M.* Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata oil field Japan. — Amer. Chem. Soc. Adv. Chem. Ser., 1971, vol. 10, p. 311–316.
- Kimbara K., Sudo T.* Chloritic clay minerals in tuffaceous sandstone of the Miocene green tuff formation, Yamanaka district, Ishikawa prefecture, Japan. — J. Jap. Assoc. Mineral., Petrol., Econ., Geol., 1973, vol. 68, N 8, p. 246–258.
- Melson W.G.* Basaltic glasses from the Deep-Sea Drilling Project chemical characteristics, composition products and fission track «ages». — Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, vol. 54, N 11.
- Melson W.G., Thompson G.* Glassy abyssal, basalts Atlantic Sea floor near St. Paul's rocks: Petrography and composition of secondary clay minerals. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 2, p. 703–716.
- Pryor W.A.* Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environment. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 1244–1254.
- Shimazu M., Tabucki A., Kusuda T.* Metamorphism in the north-eastern part of Tanzawa Mountainland. — J. Geol. Soc. Jap., 1971, vol. 77, N 11, p. 701–722.

К главе 13.

- Гептнер А.Р.* Палагонит и процесс палагонитизации // Литология и полезные ископ., 1977. №5. С. 113–130.
- Коссовская А.Г.* К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов // Литология и полезные ископ. 1982. №4. С. 3–9.
- Коссовская А.Г., Петрова В.В., Каледа К.Г. и др.* Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP) // Литология и полезные ископ., 1984. №4. С. 63–84.
- Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д.* Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов // Литология и полезные ископ., 1982. №4. С. 10–31.
- Метьюз Д.Х.* Измененные базальты банки Силлоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир. 1973. С. 103–124.
- Симанович И.М., Кудрявцев Д.И.* Хлорофеит в эффузивных базальтах // Литология и полезные ископ., 1982. №4. С. 43–54.
- Симанович И.М., Сколотнев С.Г.* Инициальные изменения базальтов и их возможный вклад в седиментогенез // Литология и полезные ископ., 1988. №6. С. 54–68.
- Шутов В.Д.* Эпигенез океанических базальтов // Литология и полезные ископ., 1982. №4. С. 32–42.
- Baragar W.R.A., Plant A.G., Pringle G.Y., Schau M.* Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP. // *Canad. J. Science.* 1977. V. 14. №4. P. 874.
- Hart R.A.A.* Model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer 2. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1973. V. 10. №6. P. 799–816.

К главе 14.

- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Геология и геохимия нефти и газа: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2000.
- Богуш И.В., Бурцев А.А.* Литогенетический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ Вш. 2004.
- Вассоевич Н.Б.* Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука. 1986.

- Викулов А.Г., Седаева К.М., Викулова Е.А.* Пирит угленосных отложений Донбасса. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2002.
- Гептнер А.Р., Ивановская Т.А.* О биохемогенном генезисе минералов глауконит-нонтронитового ряда в современных осадках Тихого океана // Литология и полезные ископ. 1998. №6. С. 563–580.
- Голубовская Е.В.* О происхождении «коричневых» руд Керченских железорудных месторождений // Литология и полезные ископ. 1999. №3. С. 2443–251.
- Гусев А.И., Бочарникова А.И., Пчелина Т.М., Арсеньева Г.П.* Связь между типом углефикации и составом вмещающих угли пород // Геология углей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1965. С. 41–48.
- Желинский В.М.* Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука. 1980.
- Иванов Г.А.* Основные понятия и определения видов и стадий метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука. 1968. С. 7–14.
- Кузнецов В.Г.* Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС. 2000.
- Кузнецов В.Г.* Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС. 2003.
- Лидер М.Р.* Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир. 1986.
- Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника. 1989.
- Малинин С.Д.* Вторичные изменения пород, вмещающих ископаемые угли. М.: Изд-во АН СССР. 1963.
- Петрова В.В., Ле Тхи Нгинь, Стукалова И.Е., Соколова А.Л. и др.* Синхронные трансформации минеральной и органической составляющей осадочных пород в геологической структуре с тектоническим режимом первоначального растяжения и последующего сжатия // Литология и полезные ископ. 2003 № 3. С. 251–266.
- Плюснина И.И.* Метаморфические реакции низкотемпературного кремнезема в земной коре. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1983.
- Плюснина И.И.* Физико-химические особенности эволюции дисперсных систем в корах выветривания, в седименто— и литогенезе. Архангельск: Поморский ун-т. 2004.
- Пчелина Т.М.* Литогенно-петрографическая характеристика мезозойских пород Сангарского района Ленского бассейна // Литологическая характеристика мезозойских пород и состав уг-

- лей Ленского бассейна. М.: Наука. 1970. С. 24–32. (Тр. НИИГА. Т. 112).
- Соколов Б.А., Япаскурт О.В.* Катагенез пород и нефтегазоносность западной окраины Верхоянского миогеосинклинального осадочного бассейна // *Осадочные бассейны и их нефтегазоносность* / Под ред. Н.Б. Вассоевича и П.П. Тимофеева. М.: Наука. 1983. С. 226–237.
- Старостин В.И., Япаскурт О.В.* Аспекты генетической формационной типизации металлоносных высокоуглеродистых комплексов // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.* 2007. №3. С. 12–23.
- Тимофеев П.П.* Эволюция угленосных формаций в истории Земли М.: Наука. 2006.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды // *Литология и полезные ископ.,* 1969, № 5. С. 51–54.
- Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Жуков В.В., Япаскурт О.В.* Роль экзогенных и эндогенных процессов в формировании бокситов // *Изв. Секции наук о Земле РАЕН.* 2008. Вып. 16. С. 65–82.
- Япаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2005.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
-----------------------	---

Часть I. Теоретические основы, методы исследования.

Базовая терминология

Глава 1. Сущность и история геоминералогии. Ее задачи и возможности	7
Глава 2. Метод стадийного анализа на генетической формационной основе — непременная составляющая геоминералогических исследований	14
Глава 3. Процессы, условия и стадии осадочного минерало- и породообразования. Основополагающие понятия и термины	18
3.1. Вводные замечания	18
3.2. Зона осадкообразования и стратифера. Осадок и горная порода	18
3.3. Процессы осадочного минералообразования и минеральных изменений, их диагностические признаки	23
3.4. Кратко о стадиях осадочного процесса	38
3.5. Бассейны — осадочный; седиментационный и породный (породообразования)	66

Часть II. Минералы-индикаторы осадочных и постседиментационных процессов

Глава 4. Морфогенетическая типизация минералов осадочных пород	71
4.1. Диагностические признаки генезиса минеральных породообразующих компонент	71
4.2. Еще раз о стадийном анализе признаков ПК и их парагенетических ассоциаций	79
4.3. Типоморфные признаки минеральных ПК и их значения для решения задач геоминералогии	81
4.4. Принципы обособления минеральных групп-участников осадочного процесса	82
Глава 5. Глинистые минералы — приспособленцы к условиям седименто- и литогенеза	85
5.1. Общая характеристика	85

5.2. Каолинит-серпентинитовая группа	92
5.3. Группа тальк-пирофиллита	102
5.4. Группа смектитов	103
5.5. Группа диоктаэдрических слюд	114
5.6. Триоктаэдрические слюды	125
5.7. Минералы группы хлоритов	129
5.8. Минералы группы сепиолит-палыгорскита	133
5.9. Некоторые итоги о механизмах формирования и изменения глинистых минералов в осадочном процессе. Деградация и аградация. Стадиально-диагностические признаки	134
Глава 6. Цеолиты — приспособленцы к фациальной среде и стадийности литогенеза	136
Глава 7. Минералы-доноры в осадочном процессе	146
7.1. Общая характеристика	146
7.2. Островные силикаты	147
7.3. Каркасные силикаты: пироксены, амфиболы, кальциевые и кальций-натриевые плаггиоклазы	155
7.4. Слоистые силикаты	165
Глава 8. Минералы-долгожители, наследники доседиментогенных образований и свидетели ранних этапов осадочного процесса	172
8.1. Общая характеристика	172
8.2. Кварц в осадочном процессе	173
8.3. Калишпаты и альбиты	196
8.4. Прочие аллотигенные островные и каркасные силикаты, оксиды и фосфаты	199
 Часть III. Минеральные парагенезы отдельных осадочных формаций — индикаторы эволюции литогенеза, геодинамики и рудогенеза на континентах и в океанах	
Глава 9. Типизация минеральных парагенезов граувакк по В.Д. Шутову	211
9.1. Общая характеристика исследования	211
9.2. Терригенные парагенезы	214
9.3. Вулканогенные парагенезы	225

9.4. Фациально-аутигенная группа парагенезов	230
9.5. Метагенный парагенез	230
9.6. Полезные ископаемые в вышеописанных парагенетических группах граувакк	239
9.7. Некоторые итоги	240
Глава 10. Опыт комплексных литолого-фациальных и стадийных исследований минеральных парагенезов граувакк и аркозов верхоянского комплекса. Реконструкция седименто- и литогенеза. Соотношения катагенеза и метаморфизма. Новое о метагенезе. Рудогенез	243
10.1. Общие сведения об объекте, методах исследования, палеогеографических реконструкциях	243
10.2. Пределы информативности анализа терригенных минеральных парагенезов на примере верхоянского комплекса	250
10.3. Анализ условий и стадийности аутигенного минералообразования	256
10.4. Реконструкция и объяснение механизма разнотипных постседиментационных процессов	266
10.5. К проблеме взаимоотношений метагенеза и метаморфизма	271
10.6. Фациально-вещественный и стадийный контроль рудоносности верхоянского комплекса	273
10.7. Корреляция металлоносности с зональностью постседиментационного литогенеза и метаморфизма морских отложений	278
Глава 11. Индикаторные признаки слюд и хлоритов стадий катагенеза и раннего метаморфизма	286
11.1. Вводные замечания о поисках индикаторных признаков стадийности постседиментационных изменений у слоистых силикатов	286
11.2. Конкретные материалы и результаты прецизионных исследований	288
11.3. Суммарное содержание щелочей в слюдах	296
11.4. Характер изменения $\sum_{ок}$ хлоритов	297
11.5. Анализ результатов исследования	298

Глава 12. Минеральные парагенезы глин — индикаторы условий седиментогенеза и диагенеза в морях и океанах, по А.Г. Коссовской	300
12.1. Вводные замечания	300
12.2. Минеральные парагенезы глин вулканогенно-осадочных комплексов областей, переходных от морей к океанам (островные дуги)	300
12.3. Минеральные парагенезы глин океанов и морей	301
Глава 13. К проблеме постэруптивных и гальмиролитических изменений базальтоидов — поставщиков веществ для осадков и руд океанической питающей провинции	311
13.1. История постановки и познания проблемы	311
13.2. Описание некоторых итогов работ А.Г. Коссовской с коллегами по данной проблеме	312
13.3. Вторичные преобразования базальтов и формирование рудоносных растворов	321
Глава 14. Завершающая	325
Заключение	332
Список литературы	334

Сдано в набор 03.03.08 г. Подписано к печати 16.07.08 г.
Формат 60x90/16. Объем 22,25 уч. изд. л. Тираж 400 экз.

Отпечатано в типографии ООО «Связь-Принт»

Москва, Варшавское шоссе, 125, тел. 781-89-70

Заказ № ____