СИСТЕМАТИКА

И КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ АНАЛОГОВ

НЕДРА

Посвящается
М. С. Швецову, Л. В. Пустовалову, Л. Б. Рухину, Г. И. Теодоровичу, М. В. Кленовой, Ю. П. Казанскому — создателям фундаментальных классификаций в отечественной литологии

АВТОРСКИЙ КОЛЛЕКТИВ
ПРЕДСТАВЛЯЮТ СЛЕДУЮЩИЕ ОРГАНИЗАЦИИ:

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ)
Московский государственный университет (МГУ)
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)
Всероссийский научно-исследовательский институт «Океангеология» (ВНИИОкеангеология)
Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геолого-разведочный институт (ВНИГРИ)
Государственная академия нефти и газа (ГАН и Г)
Московская горно-геологическая академия (МГГА)
Институт океанологии Российской академии наук

Авторы признательны своему ученику Роману Шванову, усилия которого во многом определили публикацию этой книги.

Организационный центр Подкомиссии по систематике осадочных пород находится: 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9. Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет.

НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГОВ РОССИИ
ПОДКОМИССИЯ ПО СИСТЕМАТИКЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ УНИВЕРСИТЕТОВ РОССИИ
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННАЯ КОМИССИЯ ПО СИСТЕМАТИКЕ
И НОМЕНКЛАТУРЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

СИСТЕМАТИКА
И КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ АНАЛОГОВ

Санкт-Петербург
ОАО «Издательство «Недра»
Санкт-Петербургский филиал
1998

ББК 26.303
С 34
УДК 525.5

С 34 **Систематика** и классификации осадочных пород и их аналогов/ В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. — СПб.: Недра, 1998.— 352 с.: ил.
ISBN 5-247-03764-2

Впервые в литературе изложена полная систематика осадочных пород, построенная на структурно-вещественной основе. Описанием охвачены все осадочные породы и их аналоги: современные осадки и метаморфические породы, а также переходные вулкано-осадочные породные образования. Общая систематика построена по иерархическому принципу и включает шесть таксонометрических уровней. За элементарную единицу систематики принят минерально-петрографический вид. Каждая из породных групп также классифицируется на основе вещества и структуры, дополнительно приведены целевые классификации — фациально-генетические, тектонические и др. Описание ряда групп сопровождается терминологическими словарями. Изложены также принципы и история систематизирования осадочных пород. Рекомендована Подкомиссией по классификации осадочных пород Национального Комитета геологов России для геологов Российской Федерации и стран СНГ.

Для широкого круга геологов, литологов, петрографов и специалистов по освоению минеральных ресурсов.

Табл. 110, ил. 41, список лит. 521 назв.

Авторы: *В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева, В. И. Драгунов, Д. К. Патрунов, В. Г. Кузнецов, Г. А. Беленицкая, В. В. Куриленко, А. Д. Петровский, В. Н. Кондитеров, Т. К. Баженова, В. В. Жданов, Ф. А. Щербаков, М. Н. Щербакова, Г. А. Мизенс, В. М. Цейслер, Б. А. Трифонов, Ю. Л. Верба, К. Б. Ильин.*

Ответственный редактор *В. Н. Шванов*

Издание осуществлено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект № 97-05-78172.

С $\frac{1804020300-01}{043(01)-98}$ без объявл. ББК 26.303

ISBN 5-247-03764-2

© Коллектив авторов, 1998

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга не похожа на другие сводки по осадочным породам, которые были написаны в СССР и в России, так же как, насколько известно авторам, в какой-либо иной стране. Она представляет собой работу, целиком посвященную классификации осадочных пород и их аналогов. Попытки найти в мировой литературе по литологии похожие работы не дали положительных результатов, в отличие от других наук, изучающих горнопородный уровень геологической материи. Известны классификации магматических пород, опубликованные в виде отдельных изданий в нашей стране и за рубежом несколько раз, сделана попытка, на наш взгляд менее удачная, систематизировать метаморфические породы, даже классификация лунных пород отображена в отдельной монографии. И только осадочные породы, преобладающие в верхних горизонтах литосферы, являющиеся главным носителем полезных ископаемых и выполняющие роль универсального связующего звена всех геологических наук, оказались не охваченными единой многоцелевой и достаточно развернутой классификацией или систематизацией. Это, на первый взгляд парадоксальное явление, очевидно, имеет глубокие корни, обусловлено многофакторностью осадочного процесса, незрелостью литологической науки и первично ошибочной мировоззренческой позицией, базировавшейся на приоритете генетического знания.

Однако успехи осадочной петрографии — одной из молодых геологических дисциплин, достигнутые за 70—80 лет в нашей стране к рубежу 80—90-х годов нашего столетия позволили приступить к созданию единой классификации осадочно-породных образований, которая по своему содержанию может служить базовой многоцелевой системой знаний, т. е. систематикой горных пород и их аналогов. Результатом усилий в этом направлении явилась данная книга. Ее отличают следующие пять особенностей.

1. В качестве исходного осуществлен единый принцип деления осадочных пород по структурно-вещественному составу. В соответствии с этим приоритетными классификациями предлагается считать такие, которые построены на двух основаниях: учете минерального (компонентного) состава, во-первых, и структурной композиции, во-вторых.

2. Последовательное применение указанного принципа привело к созданию классификаций, во многом отличных от существующих, в том числе традиционно изложенных в обобщающих сводках и учебниках, поскольку последние строились на иных основаниях.

3. Предложенными структурно-вещественными классификациями удалось охватить все осадочные образования — как их общую систему, так и каждую из групп: от самых крупных — пелитолитов — до малых — нитратолитов, пород из самородных элементов и др.

4. Общая породная структурно-вещественная классификация носит многоцелевой характер и может оцениваться в ранге базовой естественнонаучной классификации или систематики, а структурно-вещественные классификации отдельных групп пород могут рассматриваться в качестве ее составных частей.

5. Использование иных признаков — ландшафтно-палеогеографических, тектоно-геодинамических, для некоторых пород — технологических — приводит к созданию соответствующих фациально-генетических, тектонических или иных классификаций, которые оцениваются как необходимые, но целевые, дополняющие в общих схемах деления пород или отдельных групп их базовые классификации — систематики.

Работа над этой книгой началась в 1992 г., когда С. В. Ефремова от имени Междуведомственного петрографического комитета предложила создать комиссию по систематике и номенклатуре осадочных пород. В итоге двух заседаний, прошедших в Москве в МГРИ и ГИНе РАН был создан оргкомитет этой комиссии в составе: В. Н. Шванов (председатель), В. Т. Фролов, В. И. Драгунов, М. Н. Щербакова и Э. И. Сергеева (ученый секретарь). После обсуждений главного вопроса, в которых участвовали также В. С. Тихомиров, В. М. Цейслер, С. В. Ефремова, О. В. Япаскурт, на каких основаниях должна строиться будущая классификация — фациально-генетических или структурно-вещественных,— решение сложилось в пользу последних. Тем самым было заложено основание для последующей работы. В итоге состоявшихся после этого заседаний, проходивших в стенах кафедры литологии и морской геологии Санкт-Петербургского государственного университета, удалось собрать коллектив авторов и объединить их общей методологической идеей. Организационно комиссия по систематике осадочных пород существовала под эгидой геологической секции Учебно-методического объединения (УМО) университетов; фактически это было добровольное объединение энтузиастов — специалистов по отдельным группам пород или общеметодологическим вопросам.

В 1996 г. работа над книгой была практически закончена. Завершение ее с 1997 г. осуществлялось под эгидой Подкомиссии по классификации и номенклатуре осадочных пород Национального комитета геологов России. Поскольку ее создателем был коллектив авторов, основная опасность заключалась в том, чтобы не потерять единства подхода к проблеме и не впасть в противоречия при написании разных разделов. Коллективные работы, несомненно, имеют преимущества, поскольку позволяют наиболее детально осветить широкий спектр вопросов. Вместе с тем, как заметил А. Н. Павлов — редактор известного издательства: «качество книги обратно пропорционально числу ее создателей». Авторы этого труда стремились создать не серию очерков, а цельную, внутренне единую работу. В известной степени этого удалось достичь при написании отдельных глав, эту же цель преследовало общее редактирование книги. В результате, как представляется, было достигнуто максимально возможное единство текста, который разбит на четыре части. Они неравны между собой не только по объему, но и по реализации основной идеи — создания единой классификационной системы.

В наибольшей степени единую концепцию, основанную на приоритете структурно-вещественного подхода, удалось осуществить в двух первых частях книги, посвященных общей систематике осадочных пород и осадочно-породных групп. Все осадочные образования были увязаны в единую систему, и в этом авторы видят главный успех проделанной работы. Классификации аналогов осадочных пород, содержащиеся в III части, оказались менее цельными: здесь удалось сохранить общность концепции, принятой в книге, однако незрелость существующих знаний и многообразие подходов, а также специфика современного седиментогенеза, процессов метаморфизма и вулканизма не позволили создать классификации, которые были бы напрямую скоррелированы с классификациями соответствующих групп осадочных пород. Материал III части книги представляет собой, скорее, инструмент для решения специализированных задач и некоторую основу для создания будущих классификаций как блоков единой систематики всех осадочных образований горнопородного уровня.

IV часть в известной мере автономна. В ней показаны место систематики осадочных пород в комплексе геологических знаний, методологические и практические возможности ее использования в других науках.

Не все проблемы систематизации были решены сразу. Кроме упоминавшихся уже отступлений от общих принципов при классификации осадочно-породных аналогов, не удалось преодолеть трудностей в достижении единства ранговости деления разных породных групп, решить проблему вида — элементарной единицы систематики — и ряда других проблем. Однако при общей оценке работы не следует забывать, что перед читателем первая в геологической практике развернутая систематика осадочных пород, при создании которой авторам приходилось искать новые пути и новые решения.

Доля, внесенная каждым из авторов в создание книги, видна из ее текста и оглавления. И все же необходимо выделить тех, чья роль оказалась шире рамок написанного. Это — прежде всего большая работа Д. К. Патрунова, прочитавшего первую редакцию текста и сделавшего много важных замечаний по частным вопросам и общей конструкции работы, учтенных в окончательном варианте. Необходимо отметить с благодарностью деятельность Э. И. Сергеевой, которая в течение пяти лет вела переписку, координируя деятельность авторов, а также В. Г. Кузнецова и Б. А. Трифонова, которые не только формировали идеологию работы, участвуя во всех рабочих совещаниях, но и оказали финансовую помощь при ее издании.

Классификация — один из фундаментальных процессов в науке. Факты и явления должны быть упорядочены, прежде чем мы сможем их понять и разработать общие принципы, объясняющие их появление и видимый порядок. С этой точки зрения классификация является интеллектуальной деятельностью высокого уровня, необходимой нам для понимания природы... Классификация не ограничивается рамками усилий человеческого интеллекта и в действительности является фундаментальным свойством всех живых существ...

Р. Р. Сокал. Классификация и кластер

Часть I. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ И СИСТЕМАТИЗИРОВАНИЯ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава I. ИСТОРИЯ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Ранние классификации. Не касаясь предыстории науки об осадочных породах, а рассматривая только тот отрезок времени, когда она обособилась от геологии вообще и от стратиграфии в частности — сначала как часть общей петрографии, а затем и как самостоятельная дисциплина,— начнем интересующий нас обзор с рубежа XIX—XX в. О состоянии классификационной проблемы на это время можно составить представление по капитальным геологическим сводкам А. А. Иностранцева [6], М. Неймайра [17] и по небольшой, но весьма важной статье А. Грабау [42].

Развивая представления, принципиально оформившиеся в 1885 г. и изложенные в первом издании «Геологии», А. А. Иностранцев в пятом издании 1914 г. [6] приводит следующую схему классификации горных пород, изучаемых *петрографией**.

Простые горные породы — лед, каменная соль, гипс, ангидрит, известняк, доломит, рухляк (мергель), горючий рухляковый сланец, фосфорит, кремень, роговик, пресноводный кварц, кремневый натек и туф, полированный сланец, шпатовый железняк, магнитный железняк, бурый железняк, графит, торф, бурый уголь или лигнит, каменный уголь, антрацит, шунгит, петролеум или горное масло, асфальт или горная смола.

Сложные горные породы

Массивные сложные породы

Ортоклазовые породы

Ортоклазовые породы с кварцем — гранит, гранитовый порфир ...

Плагиоклазовые породы

Плагиоклазовые породы с роговой обманкой или биотитом — диорит, порфирит ...

Нефелиновые породы — нефелиновый долерит и базальт ...

Слоистые сложные породы — гнейс, гранулит, геллефлинт, порфироид, слюдистый сланец...

Обломочные породы

Рыхлые породы

Продукты механического измельчения водой — песок, гравий, щебень, гальки, валуны

Рыхлые продукты вулканических извержений — вулканический пепел, песок, лапилли, бомбы, глыбы, пемзовый песок и галька

Цементированные породы — песчаник, кварцит, конгломерат, брекчии

Глинистые породы — глина, суглинок, лёсс, чернозем, сланцевая глина, глинистый сланец

Туфы — порфировый туф, зеленокаменный туф, трахитовые и базальтовые туфы

---

* Перечень осадочных и вулканоидно-осадочных пород по работам А. А. Иностранцева и М. Неймайра мы приводим полностью, в отличие от неполных списков по другим породам, которые даны в качестве иллюстрации принципов построения классификаций. Порядок расположения пород в перечне соответствует оригиналам [6, 17].

М. Неймайр, описывая горные породы, скорее в генетическом, чем в петрографическом плане, придерживается следующей схемы их деления [17].

Слоистые горные породы

Кластические породы — валунные отложения, конгломераты, брекчии, песок, глина, кластическая глина, меловой ил

Каменная соль, гипс, ангидрит

Выделения углекислой извести — сталактиты, сталагмиты известковые туфы, известняки — моллюсковые иглокожиевые, коралловые, белый ил. Красная глина глубокого моря — радиоляриевый ил

Доломит

Массивные горные породы

Кристаллически-зернистые породы — граниты, сиениты, диориты, диабазы, габбро...

Порфировые разности того же состава — кварцевые порфиры, риолиты...

Кристаллические сланцы — слюдяные сланцы, гранулиты...

Естественно, с позиций сегодняшнего дня легко увидеть ограниченность списка пород, отсутствие разделения осадков и горных пород и другие недостатки приведенных классификаций, незрелых по вполне понятным причинам. Все же в качестве их особенностей отметим две наиболее важные. Первая — выделение обломочных (кластических) пород в самостоятельную группу — или полностью самостоятельную, или автономную — в составе сложных (вместе с массивными и слоистыми сложными). Эта оценка самостоятельности обломочных пород сохранялась потом практически во всех классификациях XX в. Вторая особенность заключается в том, что высшие единицы деления (высшие таксоны, как мы их сейчас называем), устанавливались не по генезису, а по их внутренним свойствам: степени сложности, или сложению (структуре). Распространенное мнение, что принцип деления горных пород по их происхождению на магматические, осадочные и метаморфические является изначальным, представляет собой не более чем укоренившееся заблуждение.

Исходные классификации. Существенным шагом вперед была классификация осадочных пород 1904 г. А. Грабау [42], создавшего, между прочим, доныне существующую терминологию (биорудиты, биоарениты, биолютиты, кальцирудиты и другие термины, образованные по сходному принципу). Удобнее рассмотреть последнюю редакцию классификации А. Грабау [43] вместе с одновременно опубликованными классификациями Г. Розенбуша 1923 г. [23] на немецком и У. Твенгофела 1925 г. [28] на английском. Схема А. Грабау с некоторыми сокращениями на нижних уровнях деления выглядит следующим образом.

1. **Конгломераты или пуддинги**: гидрорудиты, гидросиликрудиты, гидрокальцирудиты.
2. **Брекчии**: пирорудиты (аггломераты), ауторудиты, аутосиликрудиты, аутокальцирудиты, атморудиты, атмосниликрудиты, атмокальцирудиты, биорудиты.
3. **Песчаники**: аутоарениты, аутосиликарениты, атмосиликарениты, гидрарениты, гидросиликарениты, биоарениты.
4. **Сланцы (slates), глинистые сланцы (shales), грязевые (mud) и глинистые (clay) породы**: аутолютиты, аутосиликлютиты, аутоаргилютиты (свободные, силикатные или карбонатные), анемолютиты, анемоаргилютиты, анемосиликлютиты, гидролютиты, гидраргилютиты.
5. **Туфы**: пирарениты, пиролютиты.
6. **Известняки (кальцилиты) и доломиты**: гидрокальцилиты (химические известняки); биокальцилиты; аутокальцирудиты, кальциарениты и кальцилютиты; атмокальцирудиты, калькарениты и кальцилютиты; атмокалькарениты и кальцилютнты; гидрокальцирудиты, калькарениты и кальцилютиты.

Таким образом, классификация А. Грабау — трехуровенная. На верхнем уровне породы распределяются по структуре (конгломераты, брекчии, песчаники, сланцы), происхождению (туфы), составу (известняки и доломиты); на втором уровне — по среде отложения (анемо-, атмо-, гидро-), месту залегания (ауто-), участию организмов (био-) и составу (кальц-, силик-). В некоторых случаях состав учитывается на третьем таксономическом уровне (силикатные и карбонатные аргилютиты и др.).

Классификация У. Твенгофела [28] построена с учетом генезиса и состава осадков и осадочных пород.

Продукты, получающиеся при механическом разрушении

Крупнозернистые кластические: пески, гравий, булыжник и т. д. и их затвердевшие эквиваленты — песчаники, конгломераты и т. д.

Тонкозернистые кластические: глины и силлиты и их затвердевшие эквиваленты — сланцевые глины, глинистые сланцы

Продукты, получающиеся при химическом разрушении

Продукты главным образом известковистые: различные оозы, накопления раковин и их затвердевшие эквиваленты — известняки и доломиты

Продукты главным образом кремнистые: кремни, роговики и различные силициты

Продукты главным образом железистые: лимонит, гематит, глауконит, пирит и т. д.

Продукты главным образом углистые и битуминозные: угли, нефтяные сланцы и т. д.

Смешанные: гипс, каменная соль и т. д.

Фосфатные осадки

Осадки с марганцем

Отложения из бариевых минералов

Отложения из стронциевых минералов

Осадочные отложения серы

Г. Розенбуш, классифицируя «слоистые породы», выделяет как «наиболее хорошо характеризуемую группу» химические осадки: каменную соль, калиевые соли, ангидрит, гипс и тяжелый шпат. Им противопоставляются «собственно осадочные породы», которые можно различать как по преобладающему веществу, так и по господствующей структуре. «Конгломераты, брекчии и песчаники являются среди них наиболее родственными; другие же, преимущественно пелитовые породы, целесообразно объединить в группу кремнистых, карбонатных, железистых и пелитовых пород. Добавочную группу образуют углистые породы как ископаемые горючие материалы» [23, с. 471]. Давая общую оценку слоистым породам, Г. Розенбуш пишет: «...состав материи (в них) не находится во внутренней причинной связи со всем веществом породы» и поэтому «систематика их не может покоиться на таком прочном основании как это мы имеем для изверженных пород» [23, с. 471].

Трудами трех названных авторов был создан некий принципиальный каркас и выработаны определенные стереотипы классифицирования осадочных пород, которые в дальнейшем, в течение по крайней мере 60 лет, были господствующими в науке об осадочных породах, пройдя с теми или иными, но уже несущественными изменениями — по сравнению с самой завершенной из указанных схемой У. Твенгофела — через многие учебники и сводки.

Самыми заметными признаками закрепившейся методологии классифицирования оказались следующие. 1. Одновременное принятие разных оснований при выделении таксономических единиц одного иерархического уровня. 2. Совмещение вещественных, структурных и концептуальных (чаще всего генетических) признаков при подобном делении. 3. Взаимозамена — перемещение оснований деления по глубине в классификациях разных авторов (т. е. одни авторы в качестве главного принимали генезис и состав, другие — структуру и состав и т. д.) 4. Обособление в качестве главных таксономических категорий обломочных пород, подразделяемых далее по размеру обломков (т. е. по структуре); пелитовых, разделяемых по структуре и составу, и химических пород, далее подразделяемых по составу и генезису.

Главное направление классифицирования. По-видимому, мы не ошибемся, если в числе первых приверженцев по созданию единой классификации путем использования многих признаков сразу назовем М. С. Швецова, который писал в 1934 г. [36, с. 138, 139]: «В основу классификации осадочных пород можно класть либо генетический принцип, либо принцип естественных группировок по химическому составу. Третьим принципом, соблюдение которого должно считаться обязательным во всех случаях, является принцип простоты, ясности и практической применимости классификации» (в последней фразе отражен не один, а два принципа, очевидно третий и

четвертый.— *В. Ш.*)... «Беря за отправную точку нашего подразделения три состояния раздробления материнского вещества (грубообломочное, тонкообломочное, тончайшей дисперсии), мы получаем основу для естественной генетической классификации пород, которая... не будет находиться в противоречии с их химическим составом».

1. **Обломочные породы** — продукты физического разрушения первичных пород (конгломераты, пески, алевриты)...
2. **Глины** — продукты химического разрушения и мельчайшего раздробления первичных пород...
3. **Химические и биохимические породы** — продукты химической и биохимической концентрации... по составу делятся на ряд подсемейств: 1) карбонатные породы; 2) кремнистые породы; 3) сернокислые породы; 4) галоиды; 5) углекислые и битумные породы; 6) окислы железа; 7) фосфаты.

Изложенная классификация и ее более поздние модификации были известны в советской геологической литературе как классификация М. С. Швецова. Ему же приписывался приоритет в выделении глинистых пород как подразделения, равнозначного с обломочной группой, и объединении пород химических и биогенных в единую, третью по счету, группу. Однако нетрудно видеть, что классификация М. С. Швецова практически есть повторение схемы У. Твенгофела: различия — только в оценке ранговости выделяемых единиц. Остается неясным, в какой мере М. С. Швецов использовал классификацию У. Твенгофела. Работа У. Твенгофела была М. С. Швецову известна, ее первое издание 1926 г. указано в списке литературы «Петрографии осадочных пород», однако ссылки на классификацию, содержащуюся в ней, М. С. Швецов не дает. С первым английским изданием книги У. Твенгофела у нас, по-видимому, были мало знакомы, а русский перевод работы У. Твенгофела был опубликован со второго балтиморского издания 1932 г. только в 1936 г. Скорее всего, здесь произошло одновременное воплощение одной идеи в разных местах — то, что повторилось в 1986—1988 гг. с идеей отрицания принципов классифицирования Твенгофела—Швецова.

На практике широкое признание получила схема, известная в нашей стране именно как классификация М. С. Швецова, благодаря ее широкому тиражированию в трех изданиях учебника «Петрография осадочных пород». На Западе за исходную многими была принята схема У. Твенгофела. Возможно, именно вследствие близости этих исходных схем, результаты классифицирования осадочных пород на верхних таксономических уровнях в разных странах впоследствии долгое время оказывались очень сходными. Иные подходы, и только в западной литературе, наметились позже, когда были возрождены идеи П. Крынина [44].

В 1948 г. М. С. Швецов подтвердил свою классификацию 1934 г., основываясь на том, что «объединить основные принципы генетической классификации с практически важной химической или минералогической классификацией, сохраняя при этом простоту и практическую применимость деления, вполне возможно» [36, с. 202].

В первом издании книги Л. Б. Рухина 1953 г. и в последующем 1961 г. написано, что из всех предшествующих классификаций [24, 2-е изд., с. 44] «наиболее удачна предложенная М. С. Швецовым». Однако пирокластические породы, включенные М. С. Швецовым в группу обломочных, по мнению Л. Б. Рухина, следует выделять в самостоятельную группу и, таким образом, различать среди осадочных пород четыре группы: 1) пирокластические, 2) обломочные, 3) глинистые, 4) химические и биохимические. В каждой из этих групп горные породы подразделяются на более мелкие единицы, исходя из различных признаков: обломочные делятся в первую очередь по размеру обломков, глинистые — по составу глинистых минералов, химические и биохимические — по химико-минералогическому составу.

В 1961 г. М. С. Швецов расширяет свою классификацию, которая, будучи одобренной кафедрой петрографии осадочных пород МГРИ, пуб-

ликуется позже как классификация МГРИ (табл. I-1)). Как видно из таблицы, по сравнению с более ранними эта классификация пополняется двумя новыми высшими таксонами, включающими: «продукты фотосинтеза — угли и битумы» и «продукты резкого смешения разного материала — породы смешанные, в том числе эффузивно-осадочные». М. С. Швецов также увеличивает число рангов классификации, введя три таксономических уровня. По сравнению с предыдущими, в классификации 1961—1964 гг. явно усилены генетические акценты.

В конце 50-х — начале 60-х годов, как пишет М. С. Швецов, «организованная при Отделении геолого-географических наук АН СССР Комиссия по осадочным породам поставила одной из первых своих задач выработку единой классификации осадочных пород, которая имела бы огромное значение для работы широких кругов геологов. Автор настоящей статьи, член комиссии, уже тогда считал, что эта задача пока трудно осуществима... Это мнение было подтверждено ходом работ. В 1962 г. вопрос о детальной классификации осадочных пород был снят с программы работ Комиссии» [38, с. 56]. Одним из предложений, поступивших в Комиссию, была классификация С. Г. Вишнякова, опубликованная в журнале «Геология и разведка» и воспроизведенная М. С. Швецовым [38] в качестве классификации, наиболее близкой к таковой МГРИ. В отличие от последней, в схеме С. Г. Вишнякова отсутствует таксон смешанных пород, разведены в отдельные таксоны породы химические и биогенные и введены в качестве самостоятельной таксономической единицы породы эффузивно-осадочные.

В 1974 г. во втором и в 1984 г. в третьем издании «Петрографии осадочных пород» Н. В. Логвиненко пишет: «Нам кажется целесообразным за основу подразделения осадочных пород принять вещественный состав и генезис одновременно» [13, изд. 3-е, с. 103]. Заметим, что за 50 лет до написания этой фразы А. Н. Заварицкий весьма точно оценил эффект подобной процедуры (см. ниже). Следуя Н. М. Страхову и дополняя как его классификацию, так и весьма наглядный способ ее изображения в виде циклограммы (рис. I-1), Н. В. Логвиненко выделяет следующие группы пород «по вещественному составу и генезису» [13, с. 103]: 1) обломочные, 2) глинистые (алюмосиликатные и силикатные), 3) глиноземистые (аллитовые), 4) железистые, 5) марганцевые, 6) фосфатные, 7) кремнистые, 8) карбонатные, 9) соли, 10) каустобиолиты.

Эту же классификацию Н. В. Логвиненко воспроизвел в 1983 г. в соответствующем разделе «Справочника по литологии» [26] — работе, в известной мере завершившей эру «советской литологии» и сопровождавшую ее классификационную парадигму. Последняя, как уже отмечалось, была свойственна не только отечественной, но и зарубежной литологии, о чем можно судить по сводкам 70-х — начала 80-х годов. Ф. Петтиджон в третьем издании «Осадочных пород», переведенном на русский [20, с. 31], отмечая трудности построения всеобъемлющей классификации на генетическом основании, группирует осадочные породы «в соответствии с преобладающим их применением, что сделано исключительно для удобства». Поэтому разделение и описание их производится в таком порядке: грубообломочные породы, песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, вулканические породы, известняки и доломиты, кремнистые осадки, железистые, фосфориты, соляные, углеродистые породы. Легко заметить, что этот перечень мало отличается от вышеприведенного списка Н. В. Логвиненко.

Сходное деление осадочных пород дают Р. Селли [25] и Дж. Гринсмит [4]. Последний выделяет крупнообломочные отложения, песчаные, глинистые, известняки, магнезиальные известняки и доломиты, кремнистые, железистые, углистые, фосфатные отложения и эвапориты.

Заканчивая обзор «главного направления» классифицирования осадочных пород, которое можно назвать таковым еще по той причине, что именно классификации этого направления, обобщенные М. С. Швецовым, Л. Б. Ру-

Таблица I-1

Схема классификации осадочных пород, разработанная М. С. Швецовым (МГРИ) [38]

1. Основные генетические классы осадочных пород, выделяемые на основе происхождения слагающего их вещества

Продукты механического разрушения пород, породы обломочные, в том числе эффузивно-обломочные	Продукты химического разложения с примесью продуктов тонкого раздробления, глины, в том числе эффузивно-осадочные	Продукты химического разложения и выпадения из растворов, породы химические и биохимические, в том числе эффузивно-осадочные	Продукты фотосинтеза, угли и битумы	Продукты резкого смешения разного материала, породы смешанные, в том числе эффузивно-осадочные

2. Основные группы (подклассы) пород, определяемые условиями накопления их вещества

Остаточные или элювиальные	Перенесенные или отложенные	Остаточные или элювиальные	Перенесенные или отложенные	Остаточные или элювиальные	Перенесенные или отложенные	Остаточные или элювиальные	Перенесенные или отложенные	Остаточные или элювиальные	Перенесенные или отложенные

3. Главные виды и разновидности пород, обособляющиеся в процессах осадочной дифференциации

Грубообломочные (псефиты): брекчии, конгломераты, гравелиты Среднеобломочные (псаммиты): пески и песчаники, полимиктовые с полимиктовым цементом, то же с мономинеральным цементом, олигомиктовые и мономинеральные Мелкообломочные: алевриты и алевролиты разного минерального состава зерен или цемента	Смешанные Гидрослюдистые Глауконитовые Каолиновые Монтмориллонитовые Магнезиальные	Алюминиевые: латериты, бокситы Марганцевые Железистые: шамозитовые, сидеритовые, бурые железняки, гематитовые, джеспилитовые Кремнистые: опаловые, халцедоновые, кварцевые Фосфатные Известняки: органогенные, химические продукты переработки, криптогенные Доломиты Соли (эвапориты)	Торф Угли	Практически отсутствуют	Смеси песка, алеврита, глин, карбонатов; железисто-кремнистые смеси; то же, с псефитовым материалом; то же, с органогенным материалом; карбонатно-кремнисто-глинистые и др.

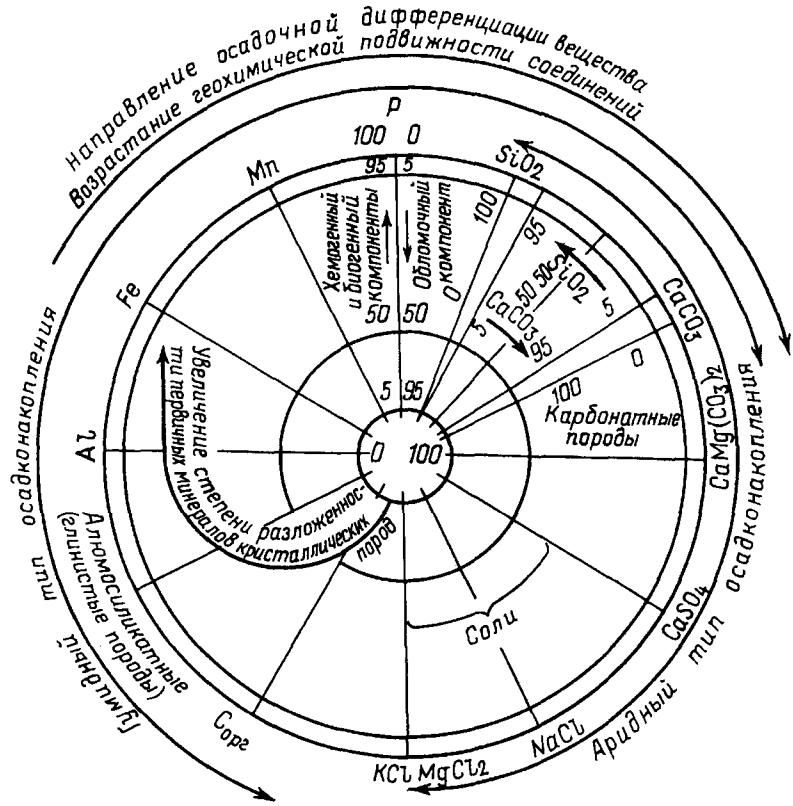


Рис. I-1. Классификационная диаграмма осадочных пород Страхова—Логвиненко [13].

хиным, Ф. Дж. Петтиджоном, более всего использовались в практике геологов, мы видим, что классификационные схемы 70—80-х годов по своему наполнению, завершив 50—60-летний цикл, вернулись к исходной точке: классификации У. Твенгофела и первой классификации М. С. Швецова, с которыми они практически полностью совпадают.

Генетические классификации. Вырваться из замкнутого круга «несовершенных» классификаций, строящихся на нескольких основаниях одновременно — генезису, составу, практической значимости и стремлению к простоте, — пытались многие ученые, особенно те из них, кто принимал за основу ту или иную умозрительную конструкцию, соответствующую их представлениям на природу осадочных объектов, и располагал последние в порядке, предусмотренном этой конструкцией. Так создавались генетические классификации Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, В. П. Батуриным, Л. В. Пустоваловым и другими, призванные, по мнению их авторов, служить основанием систематизированного знания.

С позиций сегодняшнего дня мы видим, сколь иллюзорными оказались попытки положить генетическое знание в основание науки. Генетические представления в геологии — наиболее динамичны, они находятся в постоянном противоречии и развитии и поэтому являются крайне ненадежной почвой для построения на их основе производных научных концепций. Классификации горных пород на генетической основе в силу разных представлений ученых и в силу развития науки не могут совпадать между собой, так же как не могут совпадать с какими-либо иными вещественными классификациями, построенными на химических, минералогических или

иных основаниях. А. Н. Заварицкий в 1932 г. в первой отечественной краткой сводке по осадочной петрографии сформулировал эту мысль совершенно определенно: «Основные группы систематики осадочных пород обычно выделяются на основании происхождения тех осадков, из которых они образовались. Таким образом различаются породы кластические, химические и органогенные осадочные породы... С другой стороны, породы можно классифицировать по вещественному составу. Это последнее подразделение не будет тождественно с первым. На основании этого принципа мы различаем кремнистые и кварцевые породы, глинистые породы, карбонатные породы и соли сильных кислот (сульфаты, хлориды). Нельзя ни при той ни при другой группировке строго выдержать какой-нибудь один классификационный признак, который бы не перекрывал разные группы другой системы» [5, с. 7].

Насколько могут не совпадать вещественные и генетические классификации, можно видеть из оценки, данной М. С. Швецовым, критиковавшим генетическую классификацию Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [36, изд. 1-е, с. 138]: «В тех редких случаях, когда генетический принцип выдерживается с полной жесткостью, мы получаем обычно, как у Левинсона-Лессинга [12] — *В. III.*), классификацию теоретически, может быть, стройную, но практически совершенно неприемлемую, классификацию, где... известняк оказывается... в девяти группах осадков, кремнистые породы — в пяти и даже глины — в шести разных разделах».

Исходя из этого мы постараемся рассмотреть историю генетических классификаций таким образом, чтобы оценивать их не в той традиционной форме, в которой это обычно делают, путая их с выделительными, описательными классификациями, а с пониманием того, чем они в действительности являются и каким задачам служат. Поставив генетические классификации на их место — а для этого признав за ними статус вторичных, объяснительно-толковательных (вопреки мнению их создателей), мы избавимся от многих звучавших в их адрес упреков и споров и сможем оценить именно их генетическую, призванную отразить природу вещей, значимость.

Одной из первых в литературе вообще и первой развернутой классификацией на русском языке была чрезвычайно интересная классификация В. П. Батурина (табл. 1-2), предусматривающая выделение фазовых состояний разрушения исходного вещества, факторов, приводящих к появлению этих фаз, отражающая влияние вулканогенных продуктов, а также «вторичных разрушений». Показаны также внешние ограничения — группы горных пород, с которыми осадочные породы непосредственно соседствуют: изверженные, гидрогенные жильные и кристаллические сланцы. Классификация В. П. Батурина 1932 г. была серьезной попыткой отобразить происхождение и генетические связи между группами осадочных пород, которая, между прочим, показывает, сколь много сведений о них было накоплено уже к началу 30-х годов.

В 1938 г. и позже, в 1940 г., Л. В. Пустовалов [21] опубликовал генетическую классификацию осадочных пород, в которой выделил:

А. Продукты механической дифференциации — кластолиты, включающие псефитолиты, псаммитолиты, алевролиты, пелитолиты.

Б. Продукты химической дифференциации — пегнитолиты, включающие ферролиты, манганолиты, баритолиты, купролиты, силикалиты (то, что чаще называют силицитами — трепелы, диатомиты и др.), фосфоролиты, феррисиликалиты (глауколиты и др.), сидеролиты, сульфидолиты, кальцитолиты, доломитолиты, стронциолиты, фторолиты, сульфатолиты, галиолиты, аквалиты, сиаллиты (каолиниты), аллиты, карболиты (каустобиолиты).

В. Смешанные продукты осадочной дифференциации — природные смеси из кластолитов и пегнитолитов.

Г. Продукты эпигенеза — халцедонолиты (кремни, яшмы), сульфалиты, эпигенные ферролиты, кальцитолиты и др.

Классификация Л. В. Пустовалова в концентрированном виде отобразила главный, открытый ее автором, закон в литологии — закон осадочной дифференциации, и в этом заключается ее непреходящая ценность. Отражая

Таблица I-

Классификация осадочных пород В. П. Батурина [2]

Внутренняя энергия Земли +S+T+K	Солнечная энергия (S)	Энергия разрушения	Энергия земного притяжения (T)		Внутренняя энергия Земли +S+T+K
	Энергия притяжения небесных тел (K)				
		Фазы продуктов разрушения			
Твердые	Твердые	Твердые, растворы, коллоиды и газы	Растворы, коллоиды и газы		Растворы, коллоиды и газы
	IV а	I	II	III а	III б	IV в
Изверженные породы	> 10 мм			Органогенные	Химические	
Рыхлые грубозернистые продукты изверженій		Щебень	Брекчия	$CaCO_3$ Тонкозернистые известняки		
		Галечник	Конгломерат			
	10 мм — 1 мм			Явно органогенные известняки Нуммулитовый Коралловый	Оолитовые известняки	
		Гравий	Сцементированный гравий (гравелит)		Известковые туфы	
				Мшанковый Известняк-ракушник и др.	Известковые туфы	
	1 мм — 0,01 мм					
Вулканический пепел		Пески Алевриты	Песчаники Песчанистые известняки — доломиты Алевролиты	$(CaMg)CO_3$ Доломиты		
				$SiO_2 \cdot nH_2O$ Диатомит	Доломиты Пресноводный кварцит	
	< 0,01 мм					
			Бокситы Латериты Глины Аргиллиты Мергели	Радиолярит	Гейзерит	
				Кремни Кремнистые породы		
				$Ca_3(PO_4)_2+x$ Фосфориты		
	IV б				$CaSO_4$ Ангидрит Гипс и др.	
	> 10 мм Вулканическая брекчия 10 мм — 1 мм Грубообломочные вулканические туфы				Каменная соль Сильвин и др.	
	> 1 мм Вулканические туфы Туфогенные песчаники Бентонит			C, O, H Угли	?	
				Нефть		
	V	Повторное механическое разрушение				
	Глинистые сланцы Кварцит		Катакластические известняки, доломиты и химические осадки			
	Кристаллические сланцы					

Примечания. I — семейство механических пород; II — семейство цементационны пород; III а—б — семейство гидрогенных пород: IIIа — подсемейство органогенных поро IIIб — подсемейство химических пород, IV а—в — семейство пироосадочных пород: IVа — подсемейство пиромеханических пород, IVб — подсемейство цементационных пиромеханически пород, IVв — подсемейство пирохимических пород; V — семейство динамометаморфически осадков.

идею генезиса, она содержит положения, которые часто подвергались критике от недопонимания самой ее идеи. Например, Л. В. Пустовалов разделил казалось бы единую группу глинистых пород на две — кластолиты и пегнитолиты — из-за того, что в природе действительно существуют эти крайние члены, так же как их смеси; он выделил группу продуктов эпигенеза, отнеся туда кремни, роговики, эпигенные кальцитолиты и другие породы, которые непосредственно в седиментационную стадию, когда действует осадочная дифференциация, не образуются. В общем перечне пород он поставил сиаллиты (каолиниты) и аллиты в конце ряда пегнитолитов, после аквалитов, так как эти породы, по рассуждению Л. В. Пустовалова, остаются на месте выветривания и их компоненты не участвуют в переносе, как все остальные продукты. Эти и некоторые другие особенности классификации Л. В. Пустовалова не следует считать недостатками, если в ней видеть способ отображения генетической природы осадочных образований.

Классификация Л. В. Пустовалова имеет много неточностей в содержательном плане, если оценивать ее современными мерками, однако ее методологическая основа остается современной. Чисто классификационными достоинствами в ней являются: 1) логическая последовательность и единство основания при выделении одноранговых групп; 2) расположение элементов классификации в определенной последовательности, отвечающей логической схеме теории осадочной дифференциации. Заметим, что определенный порядок перечисления групп осадочных пород после Л. В. Пустовалова закрепился не только в генетических, но и в других научных классификациях (аллиты при этом показываются не в конце, как у Л. В. Пустовалова, а в начале ряда); 3) использование окончаний «-ит» и «-лит» к названиям минералов для обозначения образованных ими пород. Долгое время эта идея, идущая от А. Грабау и разделяемая В. Вудсвортом, Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, В. П. Батуриным и другими, не имела поддержки и по-настоящему реализуется только сейчас [31].

В 1962 г. Л. В. Пустовалов [22] вернулся к проблеме классифицирования. Им была предложена система рангов — таксономических уровней — и их обозначение, заимствованное из биологии: царство, подцарство, надкласс, класс, подкласс, семейство, род и вид. Л. В. Пустовалов классифицировал осадочные породы до уровня подкласса (табл. 1-3), а для следующих ниже уровней рассматривал только признаки этой процедуры, в каждом случае разные из-за различной природы объектов. Классификация Л. В. Пустовалова является наиболее полной и, насколько нам известно, последней петрографической классификацией, построенной в генетическом ключе. Последующие генетические классификации В. И. Попова, В. Т. Фролова и других уже сознательно отчуждались от петрографии и предлагались в качестве классификаций фациально-генетических, фациальных, осадкообразующих факторов и др. [29, 31].

До 60-х годов нашего столетия в литологической практике применялись классификации, где основанием для деления на верхнем таксономическом уровне служил способ осаждения вещества. Еще в 1934 г. М. С. Швецов писал [36, изд. 1-е, с. 138]: «В наиболее употребительных, вошедших в обиход системах классификации обычно берется за основу вульгаризированный генетический принцип с тройственным делением на обломочные, органогенные и химические породы». Далее автор цитаты дает объяснение такой оценке и предлагает деление, которое рассмотрено нами выше.

Тем не менее генетический принцип принимался в качестве основы в классификациях 1940 г. Г. Мильнера, 1940 г., 1946—1948 гг. В. И. Лучицкого [14], содержащих группы механических, химических, органогенных (фитогенных и зоогенных) осадочных пород, А. Кароцци [40], разделившего осадочные породы на кластические (куда вошли также породы «аргиллитовые»), биохимические (карбонатные, силицитовые, железосодержащие, фос-

Таблица I-3

Высшие классификационные категории подразделения неорганического царства [22]

Царство	Подцарства	Надклассы	Осадочные породы	
			Классы	Подклассы (отряды)
Неорганическое (минеральное)	1. Минералов 2. Горных пород	— 1. Осадочных пород 2. Метаморфических пород 3. Магматических пород	А. Кластогенные породы (продукты механической дифференциации, обломочные породы, кластолиты)	1. Пирокластические породы 2. Кластические породы (собственно обломочные) 3. Органогенно-обломочные породы (раковинные, скелетные, детритусовые, шламовые)
			Б. Хемогенные породы (продукты химической и биохимической дифференциации, пегнитолиты)	1. Глинистые пегнитолиты (химические глины) (?) 2. Пегнитолиты собственно 3. Каустобиолиты

форитовые) и химические (гипсово-ангидритовые, соляные), и у немногих других авторов.

Последовательную генетическую классификацию, отражающую происхождение осадочных пород и их компонентов на всех уровнях, предложил П. Крынин в 1948 г. [44]. В основу классифицирования им были выбраны три типа компонентов, интерпретируемых как терригенные — продукты разрушения более древних пород; аллохимические — химические и биохимические, претерпевшие перенос в бассейне седиментации, и ортохемные — химические, не претерпевшие переноса. Каждая порода в классификации П. Крынина представляется как монокомпонентная или поликомпонентная, и в зависимости от этого попадает в тот или иной класс (рис. I-2). Классификация П. Крынина сыграла заметную роль в осадочной петрографии, но не для создания общих классификаций. В частности, она послужила методологической основой для структурно-генетического направления классифицирования карбонатных пород, начатого в 1959 г. Р. Фолком [41] и ставшего впоследствии господствующим в западной литературе по карбонатам.

В первом издании «Осадочных пород» Ф. Петтиджон [45] приводит схему, которую называет «Классификация и происхождение осадков», показывающую место проявления групп осадочных пород — кластических, химических и биохимических — в различных тектонических обстановках (рис. I-3). На примере этой схемы можно видеть, что между генетическими классификациями и генетическими построениями лежит слабоуловимая грань, переступая которую мы можем переходить от процедуры классифицирования к процедуре генетических реконструкций.

Как уже отмечалось, начиная с конца 60-х — начала 70-х годов генетический подход в классифицировании распространился на нижние таксономические уровни, охватив отдельные группы пород: песчаные, глинистые, карбонатные и др.

В общем же классифицировании осадочных пород господствовали эклектичные классификации, названные нами «главным направлением», на смену которым в середине 80-х годов пришли структурно-вещественные, хотя остается неясным, насколько удается этим последним вытеснить классификации предшествующего поколения.

Структурно-вещественные классификации. Сама идея структурно-вещественных классификаций не нова. В 1949 г. Ф. Петтиджон писал [45, с. 179]: «Классификации бывают двух типов: описательные и генетические. В описательной системе объект может быть классифицирован и назван без знания о его происхождении. Генетическая классификация требует знания о происхождении, до того как порода может быть должным образом положена «в нужную ячейку». Различия между описательной и генетической классификацией редко бывают полными, и все системы предполагают содержание элементов обеих из них. Хорошая *описательная схема должна ассимилировать существенные генетические свойства* (курсив наш.— *В. Ш.*). Свойствами, наиболее важными для петрографической классификации, являются: 1) состав и 2) текстура (в русской геологической литературе — это структура)».

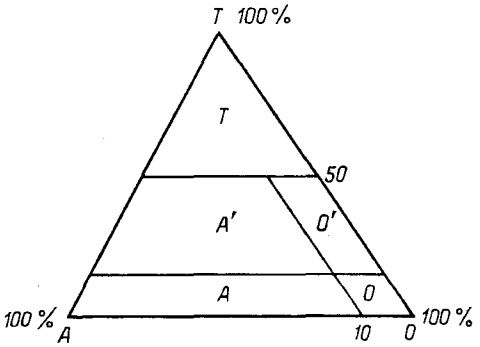


Рис. I-2. Классификация осадочных пород по происхождению исходных компонентов [44].

Исходные компоненты: *T* — терригенные, *A* — аллохимические, *O* — ортохимические породы. *Поля*: *T* — терригенные породы — песчаники, глинистые песчаники, конгломераты и др.; *A'* — не полностью аллохимические породы — песчаные, оолитовые известняки, глинисто-пеллетовые известняки, алевритовые, содержащие организмы, известняки и т. д.; *O'* — не полностью ортохимические породы — глинистые микрокристаллические известняки, алевритовые первичные доломиты; *A* — аллохемные породы — интракластовые, оолитовые, биогенные, пеллетовые известняки и т. д.; *O* — ортохемные породы — микрокристаллические известняки, галиты, ангидриты и т. д.

Однако прошло около 40 лет, прежде чем эта идея получила реализацию в отечественной осадочной петрографии. В западной литературе, насколько нам известно, структурно-вещественные классификации отсутствуют. Тем удивительнее, что структурно-вещественный принцип классифицирования был осуществлен на практике М. В. Кленовой в 1963 г. применительно к современным морским осадкам [11]. Об этой классификации подробно мы будем говорить в гл. XIII, здесь же заметим, что она сделана в матричной форме, где отражены составы — от «обломочных» пород до фосфатных конкреций и глауконита — и структуры — от скал до глинистых частиц. Возвышаясь как «остров в океане» среди принципиально иных классификаций, она подверглась критике, в том числе Н. М. Страховым, а затем оказалась практически забытой. Создатели более поздних структурно-вещественных классификаций осадочных пород, скорее всего, классификацию М. В. Кленовой не знали, во всяком случае она никем не упоминается; не знал о ней и автор этих строк при работе над публикациями 1988—1992 гг. Идеи структурно-вещественного классифицирования осадочных пород рождались, таким образом, самостоятельно и независимо от уже сделанного. Три фактора определили создание классификации осадочных пород на структурно-вещественной основе.

1. Неудовлетворенность существующими общенаучными классификациями в среде не только литологов, но и геологов. Как ни пытались сторонники «главного направления» классифицирования создать непротиворечивую и непересекающуюся классификацию, многозначность исходных признаков и генетические мотивы предопределили их неудачу. Вот что писали авторы монографии «Осадочные породы» в 1987 г. [19, с. 3]: «В классификациях, используемых в настоящее время, ассоциации пород сгруппированы по разным признакам: минералогическим (карбонатные, сульфатные и др.), структурным (песчаные, алевритовые и др.), генетическим (вулканогенно-осадочные, хемогенно-органогенным и др.), по содержанию полезного компонента (железистые, марганцевые и др.). Такая дифференциация кажется

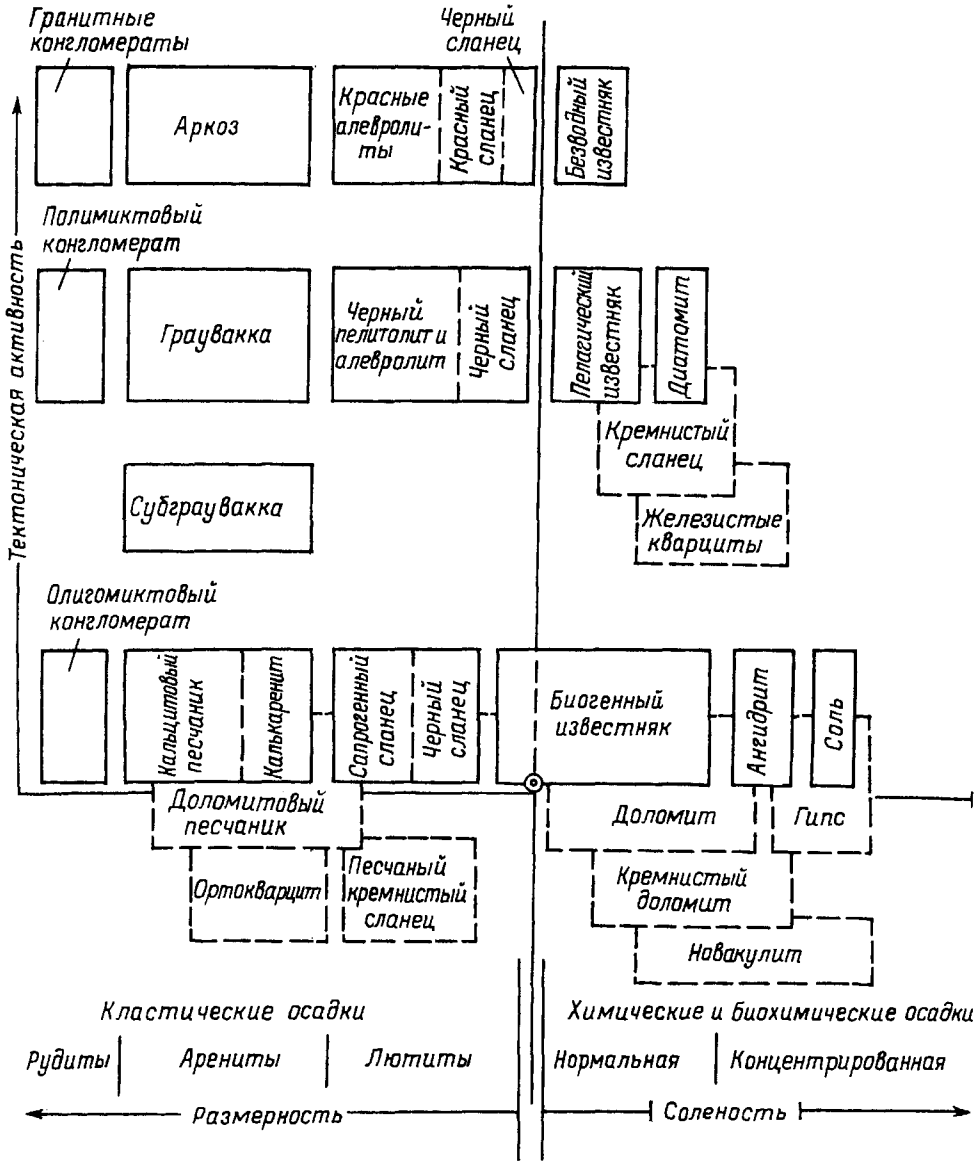


Рис. 1-3. Классификация и происхождение осадков [45].

привычной и удобной. Как правило, она без существенных изменений переходит из одних учебников и руководств в другие. Вместе с тем работа с такими классификациями... порождает почти неразрешимые разногласия в терминологии, правилах выделения отдельных подразделений... существующее состояние стало тормозом в развитии петрографии осадочных пород».

Автор этих строк писал в 1988 г. [3, с. 3]: «Поскольку классификации, последовательно придерживающиеся генетического принципа [2, 14, 22], оказались на практике неприменимыми», и пришлось признать, что "на генетической основе построить всеобъемлющую классификацию осадочных пород пока невозможно" [37, с. 3], создание классификаций пошло по пути компромиссных решений: генетических построений, во-первых; удобства

применения, во-вторых; практической значимости, в-третьих, и т. д. Элементы эклектичности, содержащиеся в основе наиболее популярной схемы М. С. Швецова... со временем усилились, приводя к созданию классификаций, нарушающих законы научной логики. Так, в "Справочнике по литологии", отражающем "последние достижения в теории, практике и методике исследований осадочных пород" [26, с. 2], содержится классификация, типичная не только для отечественной, но и для зарубежной литературы, которой присущи черты, недопустимые для научных классификаций или систематик»:

1) невыдержанность признака деления объектов одного уровня. Обломочные породы выделяются по структуре; глинистые — по структуре и минеральному составу; глиноземистые, железистые и марганцевые — по составу металлов, каждый из которых образует различные соединения; карбонатные — по одному виду соединений с различными металлами; соли включают разные соединения, объединенные свойством растворимости; каустобиолиты — по особой биогенной форме вещества, противопоставляемой формам минеральным...

2) попадание одних и тех же объектов в разные классификационные группы. Известняки включены в группу карбонатных и обломочных пород, содержащий марганец родохрозит (родохрозитит) — в марганцевые и карбонатные породы, содержащие железо — в железистые, карбонатные, фосфатные и т. д.;

3) отсутствие объективных оснований для выделения объектов на всех, в особенности на верхних, уровнях классификационных схем. Поскольку представления у разных исследователей, да и у одного и того же исследователя со временем могут различаться, переход от одной классификации к другой должен сопровождаться принципиальной ломкой существующих схем. Накопление фактического знания в такой ситуации крайне затрудняется.

2. Вторым фактором, способствующим переходу к структурно-вещественному классифицированию, было бурное развитие в 60—80-е годы нашего столетия общенаучной методологии, охватившей геологию и проникшей также в литологическую науку. Развитие системного метода, теории иерархогенеза, принципов естественности геологических тел, обсуждение законов построения логических систем и другие аспекты теоретического знания не могли не способствовать выработке новых понятий и принципов в литологии.

В следующей главе мы рассмотрим проблему классифицирования еще раз, обратившись к началам общей раскрывающей ее естественно-научной теории, созданной работами В. И. Вернадского, Л. Берталанфи, Л. Гланжо, Ю. А. Косыгина, Н. Б. Вассоевича, В. И. Драгунова, В. И. Васильева, Д. В. Рундквиста, И. П. Шарапова, И. В. Крутя, В. А. Соловьева, О. А. Вотаха, А. Ф. Белоусова, Л. А. Любищева, Ю. С. Салина, Ю. В. Забродина и др.

3. Третьим фактором явился определенный «научный заказ» — потребность в структурно-вещественной систематике горных пород для развития науки об объектах последующего уровня организации: учения о формациях, его парагенетического, эмпирического или структурно-вещественного направления. В 1992 г. автор этой главы писал [35, с. 47]: «Если, следуя парагенетическому направлению, определять формацию как парагенез взаимосвязанных, сопряженных горных пород, нужно быть уверенным, что само понятие о горной породе достаточно строго и однозначно определено. Следуя системному принципу выделения объектов данного уровня организации из объектов предшествующего уровня, мы вправе осуществить эту процедуру, если объекты предшествующего уровня — горные породы — выведены из такого же принципа и понимаются как парагенезы минеральных компонентов, представленные в определенной структуре. Очевидно, если система горных пород построена не на структурно-вещественном основании,

а на каком-то другом, то на ее базе нельзя построить непротиворечивую систему структурно-вещественных категорий надпородного уровня организации». Сколь ни справедливо сказанное, тем не менее очень немногие, в их числе В. И. Драгунов, Н. С. Малич, В. М. Цейслер, развивали или поддерживали идею построения новой классификации горных пород для целей формационного анализа.

Предложения перейти в осадочной петрографии к классификациям, содержащим элементы структурно-вещественного подхода, вносились в 70-е — начале 80-х годов А. У. Литвиненко, Т. Я. Жарковой, Ю. К. Советовым, И. В. Николаевой (библиографию см. [18]), однако только в 1986—1988 годах они были реализованы практически, поскольку охватили систему осадочных пород в целом. В 1986 г. Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис [39] построили классификацию осадочных пород по двум основаниям: химическому и морфоструктурному. В этом же году Ю. П. Казанский [7, с. 41] изложил принцип классификации осадочных пород с «использованием объективных параметров (минералогический состав, структура)» и привел несколько примеров, а в следующем, 1987 г. он же с соавторами [1[illegible]] воспроизвел эту классификацию полностью и изложил в ее рамках описательную петрографию осадочных пород. В 1987 г. В. Т. Фролов [30, с. 27] признавая, что «совместить в одной схеме генетическую и петрографическую классификации невозможно», опубликовал классификацию, предусматривающую разделение осадочных пород по компонентно-минеральному составу. В 1988 г. автором вместе с В. И. Драгуновым и Н. Н. Верзилиным [3] были опубликованы принципы построения структурно-вещественной систематики осадочных пород и выполнено систематизирование кварцево-силикатных и окисно-гидроокисных пород на этой основе. В 1991 г. В. Н. Швановым классификация была полностью опубликована в виде таблицы [34], а в 1992 г. также полностью вошла в книгу о формациях [35]. Общая классификация осадочных пород, содержащаяся в данной работе, представляет собой несколько измененный вариант классификации 1988—1992 гг.

Таким образом, временем создания структурно-вещественной классификации осадочных пород следует считать 1986—1988 гг. Интересно, что эти классификации, опубликованные за очень небольшой отрезок времени разными авторами, создавались, насколько нам известно, независимо друг от друга*, подтверждая мысль, некогда высказанную писателем А. Кроном, что идеи носятся в воздухе и приходят в голову почти одновременно десяткам людей в разных концах света.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. Е. В. Дмитриева, Г. И. Ершова, В. Л. Либрович и др. М., Недра, 1969. 708 с.

2. *Батурин В. П.* Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М.—Л., 1932, с. 3—55.

3. *Верзилин Н. Н., Драгунов В. И., Шванов В. Н.* Основы систематики осадочных пород.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7, 1988, вып. 2(7), с. 3—15.

4. *Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М., Мир, 1981. 254 с.

5. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрографию осадочных пород. М.—Л., Госнаучтехиздат, 1932. 80 с.

6. *Иностранцев А. А.* Геология. СПб., 1-е изд. 1885. Т. 1. 231 с.; 5-е изд. Т. 1. 1914. 592 с.

7. *Казанский Ю. П.* Принципы классификации осадочных пород по структурно-минералогическим принципам.— Геология и геофизика. 1986, № 1, с. 41—47.

8. *Классификация* и кластер/Под ред. Дж. Райзина. Пер. с англ. Ред. Ю. И. Журавлева. М., Мир, 1980. 390 с.

---

* Принципы систематики, опубликованной в 1988 г., излагались В. Н. Швановым и В. И. Драгуновым на совещании по формациям во ВСЕГЕИ в январе 1987 г.

9. *Классификация* и номенклатура магматических горных пород/О. А. Богатиков, С. В. Ефремова, Н. П. Михайлов и др. М., Недра, 1981. 160 с.

10. *Классификация* и номенклатура метаморфических горных пород/Под ред. Н. Л. Добрецова и др. Новосибирск, изд. СИГГМ, 1992. 205 с.

11. *Кленова М. В.* Классификация современных морских отложений.— Океанология. 1963, № 3, с. 527—537.

12. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Петрография. 2-е изд. Л., ГНТИ, 1931. 556 с.

13. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высш. шк. 2-е изд. 1974. 400 с.; 3-е изд. 1984. 416 с.

14. *Лучицкий В. И.* Сокращенный курс петрографии. М.—Л., Углетехиздат, 1948. 326 с.

15. *Любищев А. А.* О форме естественной системы организмов.— Изв. Биол. НИИ и Биол. ст. при Перм. ун-те, 1923, т. 2, вып. 3, с. 99—100.

16. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. М., Наука, 1987. 304 с.

17. *Неймайр М.* История Земли/Пер. с нем., под ред. А. А. Иностранцева. Т. I. СПб., 1896. 754 с.

18. *Николаева И. В.* Классификация терригенных и биогемогенных пород.— Геология и геофизика, 1983, № 5, с. 56—63.

19. *Осадочные* породы. Классификация, характеристика, генезис/Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров и др.; Под ред. В. И. Бгатова. Новосибирск, Наука, 1987. 212 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 700).

20. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., Мир, 1981. 751 с.

21. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. В 2-х т.— М.—Л., Гостехиздат, 1940. Т. I. 476 с.; Т. II. 420 с.

22. *Пустовалов Л. В.* Об основных принципах классификации осадочных пород.— Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1962. Сер. геол., вып. 310, с. 81—110.

23. *Розенбуш Г.* Описательная петрография. М.—Л., Горногеолнефтьиздат, 1934. 720 с.

24. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1-е изд. 1953. 672 с., 2-е изд. 1961. 778 с., 3-е изд. 1969. 780 с.

25. *Селли Р. К.* Введение в седиментологию/Пер. с англ.; Под. ред. В. Н. Холодова. М., Мир, 1981. 370 с.

26. *Справочник* по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича и др., М., Недра, 1983. 510 с.

27. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР.— М., Наука, 1971. 662 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; вып. 228).

28. *Твенгофел У. Х.* Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936. 916 с.

29. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М., Изд-во Моск. ун-та, 1984. 220 с.

30. *Фролов В. Т.* К вопросу о классификации осадочных пород.— Вестн. Моск. ун-та, 1987. Сер. геол., № 1, с. 26—36.

31. *Фролов В. Т.* Литология. В 3-х кн. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992—1995. Кн. 1. 1992. 335 с.; Кн. 2, 1993. 428 с.; Кн. 3, 1995. 352 с.

32. *Шванов В. Н.* О систематике и терминологии смешанных осадочных пород.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1988. Сер. 7, вып. 3 (№ 21), с. 12—20.

33. *Шванов В. Н.* Главные изменения химического состава осадочных пород в результате эпигенеза.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1989. Сер. 7, вып. 4 (№ 28), с. 14—19.

34. *Шванов В. Н.* Систематика осадочных пород: Таблица. СПб., Изд-во СПбГУ. 1991. Systematic of sedimentary rocks: Tabl. Ed. S-PbSU, 1991.

35. *Шванов В. Н.* Структурно-вещественный анализ осадочных формаций.— СПб., Недра, 1992. 231 с.

36. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М.—Л., Новосибирск, Горгеолнефтиздат. 1-е изд. 1934. 380 с., 2-е изд. 1948. 386 с., 3-е изд. 1958. 416 с.

37. *Швецов М. С.* Основные принципы классификации осадочных пород.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 8, с. 3—10.

38. *Швецов М. С.* Снова о классификации осадочных пород.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 7, с. 56—61.

39. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Химическая классификация осадочных горных пород. Сер. принтов «Научные доклады». Сыктывкар, 1986. 32 с.

40. *Carozzi A. V.* Microscopic Sedimentary Petrography. N. Y.— Lond., 1960. 484 p.

41. *Folk R.* Practical petrographic classification of limestones.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1959, vol. 43, p. 1—38.

42. *Grabau A. W.* On the classification of Sedimentary Rocks.— Amer. Geologist. 1904, vol. 33, p. 228—247.

43. *Grabau A. W.* Principles of stratigraphy. N. Y., 1924. 1150 p.

44. *Krynine P. J.* The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.— J. Geol., 1948, № 56, p. 130—165.

45. *Pettijohn F. J.* Sedimentary rocks. N. Y., 1949. 526 p.

Глава II. ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ АНАЛОГОВ

Основные понятия. Исходными понятиями в последующем изложении являются: вещественный состав, структура, текстура, строение, классификация, систематика, содержание которых, принятое в данном тексте, необходимо определить с самого начала, во избежание неясностей и неверных толкований.

Вещественный состав, или просто *состав* в широком смысле есть единство элементов материального мира. В геологии состав соотносят с определенным уровнем организации вещества, и поэтому говорят о химическом, минеральном, петрографическом или формационном составе. В соответствии с законом иерархогенеза под составом геологического тела данного уровня организации следует понимать набор компонентов предшествующего уровня: для минерала его составом является набор химических элементов, для породы — минералов или приравненных к ним компонентов, для геологической формации — горных пород, для структурно-формационной зоны — набор формаций. В петрографии осадочных пород вещественный состав — это компонентно-минеральная ассоциация, собрание минералов или минеральных агрегатов различной морфологии и происхождения (кластиты, оолиты, пеллеты, органические остатки и т. д.). Их наборы служат основой для выделения, определения и классифицирования горных пород. Только тогда, когда минеральных (компонентно-минеральных) признаков оказывается недостаточно для выполнения перечисленных процедур, вынужденно прибегают к объектам еще более низких уровней: к химическому или изотопному составу, а в геофизике — также к различным физическим свойствам, косвенно отражающим минеральную или химическую субстанцию. Итак, под *вещественным составом горной породы понимается ассоциация минералов и полиминеральных агрегатов*, к которым, если этих признаков оказывается недостаточно для решения задачи, могут быть присоединены другие: элементный состав, изотопный и т. п. В изложенной ниже общей систематике и частных классификациях в качестве главной, приоритетной, субстанции принимается компонентно-минеральный (минеральный и агрегатно-минеральный) состав; все остальные признаки рассматриваются только в качестве вспомогательных.

Структура — существует разная формулировка этого термина и разное понимание его в разных науках. В общефилософском смысле [«Философский энциклопедический словарь» (ФЭС, 1989 г.] «...структура (от лат. structura — строение, расположение, порядок) — совокупность устойчивых связей объекта, обеспечивающих сохранение его основных свойств при различных внешних и внутренних изменениях... В более широком, нестрогом смысле понятие С. употреблялось в науч. и филос. обиходе достаточно давно (по крайней мере со ср. веков) и выступало в качестве одного из способов определения понятия формы (форма как С., организация содержания)...»

Именно в последнем смысле — структура как организация содержания — термин, применяемый в осадочной петрографии. Типичная для этой науки формулировка дана в Атласе [1, с. 186]: «...это совокупность признаков, обусловленных величиной и формой составных частей породы (степенью кристалличности, размерами и формой кристаллических зерен, способом сочетания их между собой, определяемыми часто лишь под микроскопом). Противопоставляется текстуре, зависящей от расположения и распределения составных частей».

Разделяя господствующее в литологии понимание структуры как признака, складывающегося из формы и размеров компонентов, мы используем это понятие в данной работе, но с одним существенным дополнением: структура *не только форма и размер, но и происхождение компонента*,

ибо форма и размеры химически выпавших кристаллов, кристаллокластов и биокластов могут быть совершенно одинаковыми, однако их не причислят к одной структуре, а назовут разными видами структур: соответственно кристаллитовой (кристаллически-зернистой), кластитовой и биокластовой. В понимании структуры непременно присутствует генетическая основа, которая должна найти отражение также в определении этого понятия.

В понимании структуры в качестве свойства, вбирающего в себя генетические аспекты знания о ней, литология как частная наука отражает общенаучную концепцию о соотношении структурного качества и исторического (а значит, и генетического) знания о предмете. Согласно ФЭС [1989 г.], «...структурное и историческое исследования не разделены между собой принципиальным барьером: изучение С. на некотором этапе неизбежно приводит к необходимости познания и законов ее изменения, т. е. истории данной С., а изучение истории приобретает строгий научный характер лишь постольку, поскольку в нем удается раскрыть С. развивающегося объекта и С. самого процесса развития».

В литологии структура неразрывно связана с предысторией, историей осадка и сформированной из него породы, поэтому историко-генетический аспект знания присутствует на всех этапах — выделении, определении и систематизировании структур,— так же как строгостью структурно-вещественного систематизирования организуется в свою очередь генетическое знание: они взаимосвязаны и проникают друг в друга. Поскольку генетический аспект структуры выступает в неявном виде, а морфологический очевиден и может быть охарактеризован качественно или количественно, терминология структурных форм должна основываться на их морфологии. Этого принципа мы и придерживаемся в последующем изложении.

Текстура — понятие не относится к категории философских. В «Словаре иностранных терминов» [СИТ, 1955 г.] находим: «Текстура, от лат. textura — тканье, соединение, связь». Там же: «структура — строение, устройство». Таким образом, в первом случае — соединение, связь, во втором — строение, устройство, а из приведенного на предыдущей странице — также расположение, совокупность связей. Поскольку нет большой разницы в этих определениях, вполне понятны причины путаницы понятий «структура» и «текстура» в геологических дисциплинах.

Согласно «Геологическому словарю» [1973 г.], текстурой называется «...совокупность признаков строения горной породы, обусловленных ориентировкой и относительным расположением и распределением составных частей породы». Поскольку существуют текстурные формы разных размеров — от связанных взаиморасположением мельчайших кристаллических, кластических или иных элементов до крупных, образованных различного вида экзоглифами, конкрециями или гигантскими косыми сериями, правильнее определить текстуру как свойство, отражающее *пространственное и взаимное расположение компонентов породы и облик образованных ими форм разного масштаба.*

Значение терминов «структура» и «текстура» в петрографической литературе на английском языке отличается от принятого в России, хотя и не противоположно смыслу наших терминов, как это часто считают. Согласно Толковому словарю [16], «Structure — макроскопические особенности масс или толщ горных пород, лучше всего наблюдаемые в обнажениях, а не в образцах или шлифах и отражающие различного рода прерывистость или общую неоднородность... такие, как столбчатая отдельность, глыбовая отдельность, сланцеватость, кливаж, листоватость, слоистость, наличие конкреций...» Термин «texture» обычно используется для обозначения более мелкомасштабных особенностей пород или частиц — это... общий физический облик или характер пород, обусловленный... размером, формой и расположением составных элементов осадочной породы или степенью кристаллич-

ности, величиной кристаллов и пространственным расположением минералов в изверженной породе».

Строение — собирательный термин, обозначающий сумму всех структурных и текстурных особенностей породы. Его эквивалентом в английском языке является термин «fabric», в немецком — «Gefüge». Использование термина целесообразно в случаях, когда трудно провести границу между структурными и текстурными признаками, например в строматолитовом доломите, оолитовом известняке, тонкослоистом ламините, слоеватом филлите зоны метагенеза и т. д.

Классификация, согласно «Философскому энциклопедическому словарю» [1989 г.], «...от лат. classis — разряд, класс и facio — делаю, раскладываю — разбиение множества (класса) объектов на подмножества по определенным признакам. В научных классификациях свойства объекта поставлены в функциональную связь с его положением в определенной системе» (очевидно, в классификационной системе, или в классификации.— *В. Ш.*). По Г. Б. Бокию, обобщившему опыт классифицирования в минералогии: «Классификация есть распределение по классам и подклассам множества объектов (предметов, понятий) на основе установленных у них признаков и фиксирование определенного места для каждого объекта. Классификация служит средством хранения и поиска информации об этих объектах... Наглядное выражение классификация получает в виде определенных таблиц и схем» [3, с. 93]. Приведенная цитата интересна для нас, поскольку применима к принципиальному подходу, принятому в нашей работе.

Классификации бывают разными, и сами могут быть классифицированы — в первую очередь по форме и по содержанию.

По форме, или форменным признакам, классификации подразделяются на: 1) качественные и количественные, 2) иерархизированные (субординированные) и неиерархизированные, 3) простые и сложные — неоднопорядковые, 4) линейные, матричные и другие, выделяемые по способу построения.

1. В качественных классификациях не предусматриваются сведения о количественном содержании признаков объектов, в количественных — указываются объемы классифицируемых единиц или устанавливаются количественные — цифровые — границы между ними. Используются также смешанные классификации, когда, например, классификационные уровни (таксономические уровни, таксоны) устанавливаются по качественным признакам, а разделение их на классы производится по количественным показателям.

2. В неиерархизированных классификациях все члены деления равнозначны — соподчинения одних классов другим отсутствуют. В иерархизированных, или субординированных, существует верхний уровень, включающий все классифицируемые объекты, которые делятся на классы, составляющие следующий классификационный уровень, все классы или часть из них в свою очередь подразделяются на подклассы, и т. д. Наиболее разработанной субординированной классификацией является, по-видимому, классификация живых организмов в биологии: царство—раздел—тип—класс—отряд—семейство—триба—род—вид. Элементарной единицей классификации и в то же время фундаментальным понятием каждой науки является вид, представляющий собой некую популяцию индивидов как конкретных, реально существующих или существовавших вещей: организмов, тел или явлений.

3. Классификации, разделяемые по степени их сложности, бывают простые, однопорядковые, и сложные, неоднопорядковые. Суть однопорядковых классификаций состоит в том, что понятия об исходных объектах классифицирования общеприняты, хорошо известны, предусмотрены другими классификациями и т. д. Во всяком случае исходные понятия не выводятся на основе данного классифицирования. Примером однопорядковой классификации является деление известняков на кристаллитовые, зоолитовые,

фитолитовые и др. Каждая из подобных единиц в свою очередь подразделяется соответственно на скрытокристаллитовые, собственно кристаллитовые и псевдоморфные; на каркасные, бентономорфные, планктонноморфные и др. Суть понятий, фигурирующих в классификации в этом случае, хорошо понятна из накопленного в данной научной области опыта определений и классифицирования.

В сложных, неоднопорядковых, классификациях фигурируют единицы, получаемые в результате простого классифицирования, которые принимаются за основу классификации следующего порядка, являющегося, таким образом, производным от первого. Выводимые в результате второй процедуры понятия зависят не только от данного, но и от предшествующего этапа классифицирования. Примером сложной двухпорядковой классификации может служить классификация карбонатных пород Р. Фолка [22], который подразделил их по количеству интракластов и по отношению кластов к матриксу, а затем принял полученные виды известняков в качестве исходных для составления классификационной матричной таблицы, где на пересечении выделенных видов устанавливались новые, производные от них разновидности карбонатных пород, получившие собственные наименования: интраспаррудит, интрамикрудит, интраспарит, интрамикрит и т. д.

Сложной двухпорядковой классификацией является часть помещенной ниже базовой систематики осадочных пород (см. табл. II-5 — вкладку в конце книги). Образования рода псаммитов классифицированы по соотношению кварц—полевые шпаты — обломки пород на кварцевые, олигомиктовые, К-аркозовые и другие песчаники, а по ним установлены (с использованием также пород других групп) шесть классов силикалитов — от супрасиаллитов до супрамафелитов. Таким образом, чтобы понять смысл классификационных единиц, получаемых в итоге многопорядкового классифицирования, нужно проследить всю цепочку от низшего порядка к высшему, что затрудняет использование многопорядковых классификаций и сопоставление их с другими — простыми или сложными.

4. По способу построения классификации бывают: а) линейные, когда для разбиения объектов на каждом таксономическом уровне используется один признак, а члены деления выписываются в ряд один за другим; б) матричные, изображаемые в виде координатной сетки, построенной по двум параметрам; в) трехкомпонентные, обычно изображаемые на треугольной диаграмме, и г) четырехкомпонентные, для которых чаще всего используется тетраэдр, в том числе развернутый на плоскость. Классифицирование по компонентам с числом более четырех затруднено и обычно не практикуется.

Содержательные аспекты классифицирования представляют собой одну из важнейших современных проблем и литологии, и геологической науки вообще.

Ни у кого не вызывает сомнения, что классификации должны быть сущностные, научные или научно-естественные, или просто естественные, выполняющие главную функцию в определенной науке, и вспомогательные, направленные на решение частных задач. Также очевидно, что многочисленные возможные классификации могут быть сведены по крайней мере к четырем видам:

1) классификации, основанные на признаках состава и строения — структурно-вещественные;

2) основанные на знании условий и обстановок возникновения объектов и их истории — генетические;

3) служащие целям использования объектов в практическом отношении — классификации практического пользования;

4) удобные для решения конкретной задачи — рабочие классификации.

Дискуссионным в литологии является вопрос, какой из названных видов признать в качестве естественной классификации, а какие — частными, целевыми? Очевидно, в разряд последних попадают классификации прак-

тического использования и рабочие, а структурно-вещественные и генетические — в разряд конкурирующих, оспаривающих право служить в качестве базовых естественных классификаций.

Как отмечалось выше, генетическая парадигма была господствующей в литологии до середины 80-х годов. Естественные классификации «обязательно должны отражать не просто условия образования тех или иных объектов, а должны раскрывать их генетические (для горных пород — парагенетические*) связи, должны распределять изучаемые объекты в классификационные группы, преемственно связанные друг с другом... Группы... должны сменять друг друга в определенной последовательности, соответствующей их родственным (парагенетическим) связям» [12, с. 86].

Противоположная позиция, формировавшаяся в эпоху господства генетических воззрений в литологии, отражена И. П. Шараповым, пришедшим к заключению, что роль общенаучной естественной должна выполнять классификация сущностная, построенная на признании существенного признака вещей, выбираемого в качестве основания. При этом «под существенным признаком предмета следует понимать такой признак, из знания которого можно логическими рассуждениями вывести знание других признаков того же предмета, так как все признаки предмета, кроме самых случайных, закономерно связаны между собой» [18, с. 114].

По В. Ю. Забродину, существует около десяти критериев «естественности» классификации, из них два наиболее сильных критерия. Приведу формулировки двух таких критериев. Один был сформулирован Уэвеллом в середине прошлого века: чем больше общих утверждений об объектах дает возможность сделать классификация, тем она естественнее, и естественной будет называться такая классификация, когда упорядоченность объектов в ней сохраняется при смене классификационных признаков. Другой был выдвинут А. А. Любищевым: «...естественной следует называть такую систему, где количество свойств объекта, поставленных в функциональную связь с его положением в системе, является максимальным (в идеале — это все его свойства)» [5, с. 62]. Далее этот же автор, к которому присоединяется Г. Б. Бокий, высказывает мнение, что в естествознании в настоящее время известны всего две классификации, безоговорочно удовлетворяющие критериям естественности — это периодическая система элементов Менделеева и кристаллографическая система Федорова—Шенфлиса. Эти классификации, по Г. Б. Бокию, равнозначны закону природы.

Остальные классификации, претендующие на естественность, в той или иной мере лишь приближаются к ним, поэтому можно говорить о большей или меньшей мере естественности. Ситуацию можно представить графически в виде двух точек, соединенных прямой. Одна точка соответствует целевым рабочим искусственным классификациям, другая — естественным. Между ними располагаются точки, в той или иной мере приближающиеся к идеалу — естественной классификации. «Часть искусственных классификаций по мере развития могут стать естественными. Первыми кандидатами в этом отношении будут промежуточные классификации: биологические, химические, минералогические и пр.» [3, с. 96].

По нашему убеждению, из конкурирующих в литологии двух классификаций — структурно-вещественной и генетической — у первой есть значительно больше оснований считаться «естественной», о чем еще будет сказано ниже.

Естественная классификация или классификация, максимально приближенная к естественной в данной научной дисциплине и способная охватить все или почти все объекты данной дисциплины, может быть названа систематикой.

---

* Парагенез в данном случае, по-видимому, понимается как сопроисхождение. — *В. Ш.*

Систематика — представляет собой сущностную классификацию, принимаемую в качестве основной, базовой, в данной науке. Общее определение систематики, пригодное для всех наук, очевидно, не выработано. В биологии систематика строится на генетическом основании. Согласно «Большому энциклопедическому словарю», «систематика (биол.) — наука о разнообразии всех существующих и вымерших организмов, о взаимоотношениях и родственных связях между их различными группами (таксонами) — популяциями, видами, родами, семействами и т. д...; стремясь к созданию полной систематики (классификации) органического мира, С. опирается на эволюционный принцип и данные всех биологических дисциплин».

Из сказанного выше о классификациях очевидно, что подобный генетический подход в выборе систематики не удовлетворяет науки о неживой материи — химию, кристаллографию, минералогию и др. Эти науки, к которым должна быть причислена и литология, в качестве систематики выбирали классификации, более всего удовлетворяющие принципу естественности, а последний видели в многоцелевом аспекте классифицирования.

Наиболее удачное освещение проблемы естественности со ссылкой на малоизвестную работу А. А. Любищева [9] было сделано Ю. С. Салиным: «Допустим, существует свойство А, его использование обеспечивает оптимальное решение задачи X, свойство В — задачи Y и т. д. Если есть некоторое свойство К, однозначно связанное с А, В и т. д., т. е. такое свойство, каждому значению которого соответствует только одно значение свойства А, свойства В и т. д., то наиболее выгодно классифицировать объекты именно по К. Такая классификация обеспечит оптимальное решение задач X, Y и т. д...» [13, с. 56].

По А. А. Любищеву, естественной системой называется такая, где число свойств, поставленных в функциональную связь с их положением в системе, является максимальным. Классификацию по свойству К в приведенном выше примере можно назвать естественной. В таком понимании естественность конструктивна: есть однозначный критерий для разделения разных классификаций на естественные и неестественные, на более естественные и менее естественные. Естественно то, что позволяет достигнуть многих целей сразу.

Периодическая система элементов Д. И. Менделеева естественна: свойства, лежащие в основе классификации,— атомная масса и валентность — однозначно связаны с огромным числом химических и физических свойств.

Ни одной из естественных наук не удалось создать систематики, равной по значению Периодической системе элементов Д. И. Менделеева. Однако, следуя существу идеи, необходимо признать, что критерию естественности в литологии более всех остальных удовлетворяет структурно-вещественная классификация, которая способна выполнять многоцелевую функцию и которая поэтому вправе именоваться систематикой. Тем самым структурно-вещественная классификация закрепляет свое лидирующее право и терминологически, выделяясь из других целевых классификаций, обладающих меньшей мощностью. Фрагменты систематики, касающиеся отдельных групп пород, даже построенные по существенному признаку, аналогичному признаку общей систематики, мы будем называть классификациями, поскольку они не охватывают систему в целом.

Принципы и правила классифицирования. Исходными теоретическими предпосылками для создания классификации осадочных пород можно считать достигнутое в нашей стране в последние 30—25 лет общенаучное решение проблемы выделения, определения по существенным признакам и типизации геологических тел. Из выработанной при этом трудами Л. Берталанфи, А. А. Любищева, Ю. А. Косыгина, В. И. Драгунова, В. И. Васильева, И. П. Шарапова, И. В. Крутя, В. А. Соловьева, О. А. Вотаха, А. Ф. Белоусова, Ю. С. Салина, В. Ю. Забродина и других научно-методологической концепции наиболее важны три положения.

1. Представления многообразия природных тел в качестве последовательно усложняющихся уровней геологической материи — от наиболее простых уровня химических элементов до наиболее сложных объектов надпородного уровней. Согласно В. И. Васильеву и др. [4], построение объектов каждого уровня осуществляется по закону иерархогенеза, в общем виде выраженного как

$$E_n = E_{n-1}\ S_n,$$

где E_n — объект данного уровня; E_{n-1} — объект предшествующего уровня; S_n — структура данного уровня.

Исходя из этого минерал рассматривается как совокупность химических элементов в структуре минерального уровня организации, горная порода — как ассоциация минералов, гилеация — как совокупность горных пород и т. д.

2. Положение, вытекающее из теории систем, согласно которому объекты данного уровня организации могут быть построены из объектов предшествующего уровня, принадлежащих только данной, а не какой-либо иной системе. Нельзя строить объекты динамической системы из объектов статических систем, а статические системы из элементов динамических, генетических или иных систем. Заметим, кстати, что первый вариант излагаемой в данной книге структурно-вещественной классификации осадочных пород [4] родился как результат исследований в области структурно-вещественного метода формационного анализа. Рассматривая формации как структурированные парагенезы горных пород, В. И. Драгунов и В. Н. Шванов обнаружили, что строить подобные формации из горных пород, предусмотренных существующими литологическими классификациями, невозможно и что для этой цели необходима классификация, сделанная на таком же, как и формации, т. е. структурно-вещественном, основании [21].

3. Понятие естественности геологического тела, отождествляемого с представлением сущности. Понятию естественности более всего удовлетворяет такое свойство, которое функционально связано с наибольшим числом других свойств. Вряд ли можно сомневаться, что состав горной породы в определенной структуре является именно тем свойством, с которым связаны и генезис, и физическое состояние, и утилитарное значение горной породы.

Сказанное в известной степени облегчает понимание истоков одного из важнейших принципов современной геологии — принципа последовательности: прежде чем создавать генетическую теорию (закрепленную, в частности, в генетической классификации объектов данной науки), нужно знать устройство объектов, генезис которых предполагается установить. «Нельзя изучать процесс, динамику образования (и преобразования), а тем более генезис объекта, не изучив его структуру и состав» [6, с. 28]. Из принципа последовательности проистекает вывод, что динамическим и генетическим классификациям должны предшествовать вещественные, закрепляющие приоритетное (в процедуре исследования) вещественное знание.

Для всех видов классификаций — базовой систематики и вспомогательных целевых — существуют некоторые общие правила, основывающиеся на общепринятых логических законах, и прежде всего законах формальной логики. Анализируя процедуру классифицирования, И. П. Шарапов [18] напоминает основные логические правила (законы) деления, которые необходимо соблюдать, поскольку деление является одним из важнейших элементов классифицирования: 1) деление должно быть соразмерным; 2) деление должно производиться по одному основанию; 3) члены деления должны исключать друг друга; 4) деление должно быть непрерывным, т. е. при делении запрещено перескакивать через промежуточные понятия.

Из указанных правил наиболее важными являются третье и второе; последнее следует понимать как применимое к одному уровню классифицирования. При глубине классификации, заключающей более одного так-

сономического уровня (глубина классификации измеряется числом таксономических уровней), признаки деления могут меняться от уровня к уровню, и тогда получаем гетерогенную классификацию, но на каждом уровне основание для деления должно быть одним. Первое и четвертое правила применимы более к целевым классификациям — в естественных классификациях объемы классов в соответствии с природой объектов могут быть разными, а глубина деления разных классов может сильно различаться.

Высшие таксономические единицы классификации горных пород. Осадочные породы по существующей традиции рассматриваются в качестве одной из трех групп горных пород, наряду с магматическими и метаморфическими. Выделение этих групп производится по генезису, и здесь как будто бы нарушается приоритетность структурно-вещественного подхода, о котором говорилось выше. Однако следует помнить, что каждая из этих породных групп имеет вполне определенное морфологическое выражение, заметное до такой степени, что даже студент-первокурсник способен отличить породу одной группы от другой. Каждую из групп при необходимости можно легко определить через их признаки, что, кстати, ранее и делалось, когда выделяли массивные породы, слоистые породы и кристаллические сланцы. Однако этих признаков оказалось недостаточно, определения расширились, и поэтому называть разные вещественные группы пород по их происхождению оказалось удобнее. Мы следуем этой традиции, понимая, что за каждой из названных единиц стоят определенные признаки состава, структуры и формы залегания, по которым они узнаются в природе и с помощью которых могут быть определены. Генетические термины применяются лишь в качестве символов для обозначения вещественных породных групп.

Отступая от сложившейся традиции выделять три породные группы высшего таксономического уровня, поскольку существуют только два крайних типа природных процессов, генерирующих геологические тела всех уровней, при большом числе их вариаций, мы предлагаем следующую схему деления горнопородных образований (табл. II-1).

Таблица II-1

Классификация горных пород (и осадков) на высших таксономических уровнях

Царство	Подцарства	Разделы
Горные породы (и осадки)	Эндогенетические породы	Магматические Пневмато-гидротермальные Метасоматические Ортометаморфические
	Экзогенетические породы	Современные осадки Осадочные породы Параметаморфические породы

В экзогенетическом породном подцарстве выделяются три группы (раздела): осадки, осадочные породы и параметаморфические породы. Каждый из них обладает специфическими признаками. Так, современные осадки, кроме консистенции, отличаются от осадочных пород гетерогенностью и незавершенностью формирования составов, что обусловлено кратковременностью воздействия геологического времени; параметаморфические породы — трансформацией минеральных и структурно-текстурных признаков при сохранении первичных химических составов (если не подвергаются

метасоматозу и не переходят вследствие этого в разряд эндогенетических пород). В генетическом плане каждый из трех породных разделов вполне индивидуален, поскольку отражает условия физико-химического равновесия между веществом и средой его существования на поверхности Земли, в осадочной или метаморфической оболочках — до начала переплавления или метасоматической переработки, т. е. до перехода в экзогенетическое состояние.

По-видимому, правильно полагать, что классифицирование внутри каждого из разделов — осадков, осадочных и параметаморфических пород — должно осуществляться по одному принципу и по близкой схеме, хотя в настоящее время состояние классифицирования весьма далеко от этого идеала. Полную и развернутую систематику удается осуществить только в разделе осадочных пород, и именно этому посвящена бо́льшая часть настоящей монографии. Классифицирование современных осадков отстает от классификации горных пород и при нынешнем состоянии плохо с ней коррелируется. Если обратиться к классификации осадков современных водоемов П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына [2], долгие годы служившей основой морских исследований в нашей стране, а также к более поздним предложениям Дж. Кеннета [7], И. О. Мурдмаа [10] и другим, можно видеть принципиально иные подходы к выделению группировок и проведению между ними границ, чем это принято в осадочной петрографии. Хотя совсем недавно положение здесь представлялось безвыходным [21, с. 200], из-за того что традиции, складывающиеся в той или иной автономной научной дисциплине, почти непреодолимы, Д. К. Патруновым была предпринята попытка создать классификацию современных морских осадков, в какой-то мере приближенную к классификации осадочных пород (см. гл. XIII).

Точно также В. В. Ждановым в гл. XIV изложена классификация метаморфических пород, в какой-то степени, по крайней мере в самой идее, скоррелированная с излагаемой в данной работе классификацией пород осадочных. Проблема распознавания природы и классифицирования метаморфических пород решалась в разных аспектах. Особенно много было сделано в период 1961—1988 гг., начавшегося с работы А. В. Сидоренко и И. О. Луневой [14] и завершившегося совещанием по геолого-геохимической реконструкции первичной природы метаморфических пород, проведенном в Ленинградском университете [15], после чего интерес к метаморфическим породам как имеющим собственную, в том числе осадочную, природу, значительно упал. Опубликованная в 1992 г. монография по классификации и номенклатуре метаморфических пород [8] представляет собой, по существу, классификацию геолого-метаморфических фаций; в ней даже не делается попытка при классифицировании пород метаморфических опираться на существующие классификации пород осадочных. Такой путь представляется нам методологически неправильным.

Систематика осадочных пород (общая классификация на структурно-вещественной основе). Даже решив основной вопрос — о главном или главных признаках — об основаниях общего классифицирования осадочных пород, необходимо выработать механизм такого классифицирования. Во многих случаях реальная порода представляет собой некую вещественную и структурную неоднородность, элементы которой могут быть поняты тогда, когда будут рассмотрены каждый в отдельности и по отдельности же будут определены и классифицированы. Первой задачей, таким образом, которую необходимо решить, является задача по разграничению чистых, моногенных пород и пород гетерогенных, сложных как в структурном, так и в вещественном отношении, большинство из которых принято называть смешанными породами. Автор данной главы совместно с Г. А. Беленицкой пришел к выводу о необходимости рассматривать ряд моногенная—гетерогенная порода по крайней мере по трем признакам (табл. II-2).

Первым признаком является *содержание основного компонента*. Если последнего более 50%, порода называется (по предложению Г. А. Беленицкой) идиолитической, идиолитом (от греч. idios — своеобразный, присущий самому себе); если же менее 50%, а следовательно порода является не менее чем трехкомпонентной, она именуется микстолитной, микститом (от лат. mikstus — смешанный).

Вторым признаком служит *число компонентов*, по которому все осадочные породы могут быть разделены на три группы. Первую из них составляют однокомпонентные, монолитические породы. Количественное ограничение монолитических пород — спорное, в некоторых породах их удобнее ограничивать 90%-ным содержанием основного компонента, в других — 95%-ным. Поэтому мы выделяем две категории монолитических пород: в широком смысле монолитические, содержащие более 90% основного компонента, и собственно монолитические, где содержание основного компонента более 95%. Естественно, что монолитические породы принадлежат идиолитам, и название их состоит из одного существительного: песчаник, доломитолит, галитит и т. д.

Вторую группу образуют идиолиты, у которых содержание основного компонента ограничено 50—90% и, следовательно, имеется другой или другие компоненты, дополняющие состав до 100%: это би-, три-, полилитические идиолиты, название которых складывается из названий основного компонента (в форме существительного) и дополнительных (в форме прилагательного). В соответствии со сложившейся традицией второстепенный компонент имеет окончания «-ый», если содержание его 25—50, «-истый» при 5—25% либо не включается в название, если содержание его < 5%: например, песчанистая (12%) брекчия, известковая (32%) глина, глинисто(10%)-песчанистый (12%) известняк, глинисто(20%)-песчаный (27%) известняк и т. д.

В третью группу входят микстолиты — смешанные породы, ни один из компонентов которых не достигает 50%. В частных классификациях они получают различные наименования, в общей же необходимо придерживаться некоторых общих правил, применимых для всех групп осадочно-породных образований. По-видимому, универсальным наименованием таких пород будет простое перечисление входящих в их состав компонентов — вещественных, а при необходимости и структурных,— с указанием процентного содержания вещественной составляющей (знак процента опускается). Количество структурного признака, во избежание путаницы можно не указывать. Например, названной только по составу может быть: глинисто(20)-песчано(35)-известняковая(45) порода, она же, названная также по структурному признаку, читается как чешуйчато-глинисто(20)-среднезернисто-песчано(35)-известняковая(45) порода оолито-пеллето-микрито-споритовая. Однако применение подобных громоздких конструкций на практике вряд ли оправдано, и в зависимости от конкретных объектов и задач можно ограничиваться перечислением только составов или только структур, вынося остальные признаки в описание. Подробно об этом было написано ранее [19], там же содержится необходимая библиография.

Третьим признаком подразделения и наименования пород — главным образом микстолитов, но в какой-то мере и идиолитов (кроме монолитических) является ранг смешения. На необходимость учета ранговости смешения впервые обратили внимание авторы книги «Осадочные породы» [11], предложившие разные наименования для образований, смешанных на уровнях групп, семейств и классов.

При определении поликомпонентных пород в излагаемой классификации учитывается то положение, которое занимают компоненты в базовой классификации: насколько они далеки один от другого или близки друг другу в таксономической иерархии. Базовая классификация будет рассмотрена ниже, поэтому несколько забегая вперед, отметим, что в зависимости от

Таблица II-2

Некоторые основные и вспомогательные понятия систематики осадочно-породных образований

По взаимодействию m — состава, t — времени, T — температуры, p — давления

близости компонентов смешения различают (табл. II-2): породы *составные* — смешение осуществляется внутри одного и того же класса; *комбинированные* — при смешении классов внутри надкласса и *сложные* — при смешении надклассов и типов. Термин *смешанная* порода является общим, охватывающим все виды смешения. Кроме того, существуют породы *переходные*, возникающие от смешения осадочных и экзогенных продуктов — кремнистых или серных эксгаляций, твердых вулканических выбросов и т. д. Бо́льшая часть переходных пород — осадочно-вулканические, но понимаемые в широком смысле не только как обломочно-вулканические, но любые, у которых источник вещества глубинный, а способ образования — осадочный.

Исходной классификацией для всех осадочных образований породного уровня, в том числе осадков и метаморфических пород, является структур-

но-вещественная классификация или систематика монолитических пород. Только сконструировав систему из осадочных образований, взятых в чистом виде, можно строить ее производные для всех других видов пород и осадков.

Приоритетным признаком классифицирования монолитических пород следует считать вещественный, поскольку вещественный состав точнее отражает реальные породные парагенезы, более устойчив и более связан генетически с общей геологической обстановкой образования пород и осадочных толщ, чем признак структурный. Вещественный признак более содержателен; его вариации позволяют выделить три ранга осадочных пород: разряд, надкласс и класс. По структурному признаку также можно выделить три таксономических уровня: семейство, род и вид. Низшей единицей деления, а следовательно основанием систематики, является некая единица однородности — петрографический или минерально-петрографический вид. Будучи элементарной ячейкой систематики как определенной абстрактной конструкции, минеральный вид в то же время материализован в конкретной породе — минерально-петрографическом индивиде. В качестве индивида, очевидно, следует понимать слой горной породы, обладающий в общем случае определенным структурно-вещественным составом; реже индивидом могут быть также часть слоя — в градационнослоистом многослое, — конкреция, жильное тело и т. д., но чаще всего — это слой, поскольку именно слой является основной формой существования осадочных толщ. Минерально-петрографический вид — собрание бесчисленного числа индивидов.

Есть одна особенность понятия вида в петрографии. В отличие от вида в других, например в живых, системах, вид в осадочной петрографии всегда условен, он не дискретен — не имеет строгих границ и обычно связан взаимопереходами с близкими по составу и по структуре образованиями. Ограничение петрографического вида определенными рамками является предметом договоренности; в то же время это понятие необходимо, поскольку исследования, часто совершенно различные по направленности, могут опираться на общие объекты, морфологический образ и содержательный аспект которых должен быть достаточно строго определен. Роль подобных элементов — кирпичиков в здании научных построений — призван играть петрографический вид.

Нам пришлось отказаться от термина «тип» для обозначения таксонов из-за его многозначности. По аналогии с биологической систематикой этот термин должен применяться для таксономического уровня высокого ранга, выше надкласса, как это иногда и делается. Однако в геологии термином «тип» чаще обозначают низшую таксономическую единицу: литотип, генотип или генетический тип и др. Часто его применяют вне связи с иерархизированной классификацией. Поэтому мы используем его в качестве термина свободного использования для объектов самого разного таксономического уровня.

Классификацию монолитических осадочных пород можно изображать по-разному, в частности в виде линейной дихотомирующей конструкции. Однако при столь значительной ее глубине, заключающей шесть таксономических уровней, наиболее удобным способом является матричный в форме состав — структура. Естественно, что имея три уровня деления по вещественному признаку и столько же по структурному, можно построить много матричных классификаций («а» сочетаний по «b», «b» сочетаний по «а»), однако из всех возможных сочетаний практическую ценность, на наш взгляд, могут иметь такие, которые построены по вещественным и структурным сочетаниям сходного ранга: высший ранг вещественного деления — высший ранг структурного (табл. II-3), средний ранг вещественного — средний ранг структурного (табл. II-4) и низший ранг вещественного — низший ранг структурного (табл. II-5).

Таблица II-3

Базовая систематика осадочных пород уровня разряд — семейство

По признаку состава — разряды	Структура — признак семейства			
	Кластолиты	Пелитолиты	Кристалло-органолитовые породы	Интракластолиты
Силикатные — силикалиты	*Силикалитовые кластолиты*	Глинистые породы	*Некоторые пелитолиты и др. силикалиты*	*Силикалитовые интракластолиты и тефроиды*
Несиликатные — оксидные, фосфатные, карбонатные, соляные, сульфидные, серные	*Несиликатные кластолиты*	*Микритовые и гелево-аморфные несиликатные породы*	*Кристалло-органолитовые несиликатные породы*	*Несиликатные интракластолиты*
Органические — некарбонатно-углеродные — каустобиолиты	*Некоторые интракластовые каустобиолиты*	*Гелево-аморфные каустобиолиты* *Вариетет неструктурированные каустобиолиты*	*Некоторые кристаллитовые каустобиолиты*	*Фрагментарно-аттритовые карболиты*

Обратим внимание, что горизонтальные графы (признак вещества) и вертикальные (признак структуры) в указанных матричных схемах имеют разное содержание. Все породы, указанные в горизонтальных графах табл. II-3 — II-5 (табл. II-5 — см. вкладку в конце книги), представляют собой структурные разновидности определенных разрядов, надклассов и классов. Иными словами, каждой горизонтальной графе соответствует в зависимости от таксономического ранга один определенный разряд, надкласс или класс пород. В табл. II-5, например,— это класс сиаллитов со всеми его структурными разновидностями... класс аллитов со всеми структурными разновидностями и т. д.

Вертикальные графы, в отличие от горизонтальных, показывают только признаки единиц определенного уровня деления и охватывают семейства, рода и виды пород, принадлежащие разным вещественным категориям. Вертикальные графы, таким образом,— не самостоятельные семейства, рода или виды, а их наборы из вещественных единиц. Так, в табл. II-5 в графе «Псаммитовая структура» обозначены наборы видов псаммитолитов: супрамафелитовых... сиаллитовых... силицитовых... аллитовых и т. д.

Классификации разного масштаба, приведенные в табл. II-3 — II-5 направлены на различные цели. Самая грубая схема категорий разряд — семейство (табл. II-3) представляет собой, скорее, введение в систематику осадочных пород, хотя иногда может быть использована при мелкомасштабных региональных и глобальных построениях. Систематика уровня надкласс — род (табл. II-4) имеет уже практическое многоцелевое значение: она может быть применена для средне- и мелкомасштабных карт, в сейсмостратиграфии, в учении о формациях для уровня геоформаций и формационных рядов, а также в других науках. В частности, она удобна для преподавания литологии в вузах для нелитологических специальностей, поскольку 88 классификационных ячеек являются тем числом, которое студент легко осваивает в рамках вузовской программы.

Система уровня класс — вид или петрографического вида (табл. II-5) является основой петрографии. Именно она заслуживает того, чтобы после необходимого обсуждения и возможных изменений и дополнений быть принятой в качестве основания для геологических исследований, требующих унификации: составления геологических крупномасштабных карт разного назначения, выработки местных и региональных стратиграфических схем, выделения, описания и классифицирования формационных единиц низкого ранга и т. д. Было бы крайне желательным принятие ее в качестве основы для геологических работ официальным органом национального или международного уровня в качестве проекта «Кодекса», как это принято в стратиграфии и недавно принято в магматической петрографии. При накоплении баз петрографических данных и создании информационных систем единые классификационные схемы становятся абсолютно необходимыми. Предлагаемая система представляется в этом отношении наиболее приемлемой.

Совершенно очевидно, что создание жесткого каркаса из системы петрографических подразделений не является конечным и единственным способом систематизации знания об осадочных породах. Стремясь к унификации там, где это требуется, необходимо иметь творческую свободу при изучении любых пород, даже если они ведутся на структурно-вещественной основе, тем более это необходимо при целевых исследованиях. Поэтому частные систематики породных групп, в том числе изложенные в последующих главах книги, отличаются от тех, что представлены в общей систематике.

Объемы, границы и содержания единиц частных систематик даже на верхних таксономических уровнях в общем случае не совпадают с соответствующими единицами единой базовой систематики. В отличие от общей систематики, завершающейся категорией петрографического вида, частные могут распространяться на бо́льшую глубину — подвидов, разновидностей и т. д., имеющих свои собственные признаки, объемы и границы, что делает частные классификации породных групп богаче и разнообразнее их аналогов, заключенных в каркас общей систематики осадочных пород. Развивая частные и общую систематики, следует отчетливо понимать, что они преследуют разные цели: первые служат углублению и расширению геологического знания, вторая — его организации на основе общих принципов. На каком-то верхнем пределе научного знания частные систематики получат тенденцию стать блоками единой общей систематики, однако этот верхний предел, вероятно, недостижим, а возможно и нежелателен.

Три аспекта постоянно проявляющихся особенностей осадочных пород заслуживают специального рассмотрения при обсуждении базовой систематики. Первый заключается в обособлении интракластовых пород как отдельного семейства. Интракласты, как известно, есть специфическая форма проявления продуктов перемыва осадков, образовавшихся чуть раньше в том же седиментационном бассейне — в геологическом понятии времени практически синхронно. Это в большей мере генетическое понятие, чем структурное, хотя в большинстве случаев имеет отчетливое морфологическое выражение. Часто выделение интракластов является результатом определенной концепции. Так Р. Фолк [22] отнес к интракластам практически все элементы карбонатных пород, кроме микрита, спарита и каркасных карбонатных построек. Такая концепция не бесспорна, но согласно ей бо́льшая часть карбонатных пород должна перейти из группы кристаллито-биолитовых в группу интракластовых. Точно также глауконитовые пески, если следовать представлению об интракластовом происхождении глауконитовых зерен [17], должны быть причислены к интракластовым породам, хотя подобное представление также спорно. Тем не менее при известной неопределенности мы оставляем это семейство пород в общей систематике, хотя и подчеркиваем условность его выделения.

По признаку состава вещественные таксоны		Структура —			
		Кластолитовые (обломочные)			
		Структура —			
Разряды	Надклассы (группы)	Ангулопсефитовая	Сферопсефитовая	Псаммитовая	Алевритовая
Силикатные	Силикалиты	*Силикатные брекчии, дресвяники*	*Силикатные конгломераты, гравелиты*	*Силикатные песчаники*	*Силикатные алевролиты*
Оксидные, фосфатные, карбонатные, соляные, сульфидные, серные	Оксидолиты	*Оксидолитовые брекчии, дресвяники*	*Оксидолитовые конгломераты, гравелиты*	*Оксидолитовые песчаники*	*Оксидолитовые алевролиты*
	Фосфоролиты	*Фосфоролитовые брекчии, дресвяники*	*Фосфоролитовые конгломераты, гравелиты*	*Фосфоролитовые песчаники*	*Фосфоролитовые алевролиты*
	Карбонатолиты	*Карбонатолитовые брекчии, дресвяники*	*Карбонатолитовые конгломераты, гравелиты*	*Карбонатолитовые песчаники*	*Карбонатолитовые алевролиты*
	Галолиты	*Галолитовые брекчии, дресвяники*	*Галолитовые конгломераты, гравелиты*	*Галолитовые песчаники*	*Галолитовые алевролиты*
	Малые породы	*Сульфулитовые дресвяники*	*Сульфулитовые гравелиты*	*Сульфулитовые пески*	—
Органические	Карболиты	—	—	—	—
	Битумолиты	*Структура флюидная: газы, газоконденсаты, нефти*			

Второй аспект касается признаков, не отраженных в базовой систематике: это стадийность развития осадочных пород. По каким признакам строится систематика — седиментационным, диагенетическим, ранне-, позднекатагенетическим и т. д.? Известно, что в ходе диагенеза и эпигенеза меняются и вещественный, и структурный составы[20, 21]. Этот вопрос был предметом специального обсуждения Комиссии при выработке принципов систематизирования; в результате было принято решение, что в базовой классификации отражаются реальные составы, наблюдаемые в реальных породах, независимо от степени их постседиментационных превращений. Последние могут быть предметом частных классификаций, создаваемых на основе стадиально-генетического анализа, в общей же систематике отражается конечный результат, истоки которого могут быть малоизвестны или вообще неизвестны.

Таблица II-4

пород уровня надкласс—род

признак семейства	Пелитовые		Кристалло-органолитовые			Интракластовые
признак рода	Пелитовая	Гелево-аморфная	Кристаллитовая	Сферо-агрегатная	Биолитовая	Интракластовая
	Глинистые породы		*Некоторые глинистые породы, цеолититы, полисиликалиты*		—	*Синкластовые силикатные кластолиты, тефроиды*
	Оксидолитовые пелитолиты		*Кристаллитовые оксидолиты*	*Сферо-агрегатные оксидолиты*	*Биолитовые оксидолиты*	*Интракластовые оксидолиты*
	Фосфоролиты пелитовые и гелево-аморфные		*Кристаллитовые фосфоролиты*	*Сферо-агрегатные, в том числе конкреционные фосфоролиты*	*Ракушняковые костные фосфоролиты*	*Интракластовые фосфоролиты*
	—	—	*Кристаллитовые карбонатолиты*	*Сферо-агрегатные карбонатолиты*	*Биолитовые карбонатолиты*	*Интракластовые карбонатолиты*
	—	—	*Кристаллитовые галолиты*	*Сферитовые галолиты*	—	*Интракластовые галолиты*
	—	*Коллоидно-аморфные сульфулиты*	*Кристаллитовые сульфидолиты и сульфулиты*	*Лучисто-агрегатные сульфидолиты и сульфулиты*	—	*Интракластовые сульфидолиты*
	—	*Аморфные карболиты*	*Антрацитоиды и антрациты*	—	*Фитолитовые, зоолитовые карболиты*	*Фрагментарно-аттритовые карболиты*
		Гелево-аморфные битумолиты	*Скрытокристаллитовые битумолиты*	—	—	—

Наконец, третий аспект касается объемов групп осадочных пород в литосфере и форм их залегания. По этим признакам могут быть выделены: 1) главные или формациеобразующие породы; 2) малые породы — редко встречающиеся, но образующие хорошо видимые тела: пласты, линзы, жилы, крупные конкреции — метрового, дециметрового размера — и даже тонкие — сантиметровые, но часто встречающиеся слои; 3) минипороды — минимальные видимые визуально тела, формирующие сантиметровые и миллиметровые объекты разнообразной формы: слоистой, линзовидной, секущей слоистость и т. д.; 4) микропороды — видимые только под микроскопом; 5) часто тонкое переслаивание вещества разного состава, образующее сложные тонкослоистые породы — ламинолиты.

В изложенной систематике осадочных пород реально проявляется качество, может быть наиболее важное по сравнению со всеми остальными. Как это ни парадоксально с первого взгляда, но построенная на струк-

турно-вещественной основе, она оказалась в общем смысле геологически, и в частности фациально-генетически, глубоко содержательной и, как представляется, наиболее согласованной с природой объектов по сравнению с другими классификациями. Нетрудно видеть, что вещественные единицы деления, выбранные в качестве приоритетных относительно структурных, охватывают природные объекты, парагенетически связанные в геологических разрезах. Эта особенность наиболее отчетливо проявлена на нижнем уровне вещественного деления — уровне класса. Так, класс мафелитовых силикалитов объединяет выступающие в природных парагенезах петрокластические псефитолиты, основные граувакки, Na — Ca- и Na-аркозы, смектитовые, гидрослюдисто-хлоритовые глины, основные тефроиды; класс супрасиаллитов включает в себя кварцевые конгломераты, кварцевые пески, каолинитовые и галлуазитовые глины; класс кальцилитов — грубообломочные известняки, карбонатные пески, микритовые известняки и т. д.

Реальные парагенезы, входящие в вещественные таксономические уровни, показанные в горизонтальных графах классификационных табл. II-3 — II-5, очевидно, отражают определенные однородные обстановки образования и петрофонды, формирующиеся на тех или иных этапах дифференциации осадочного вещества. Из теории литогенеза известно, что формирование определенного петрофонда достигается при определенном, регионально проявленном сочетании тектонического и климатического режимов — в единой морфотектонической области или климатической зоне. Вещественные единицы систематики, таким образом, охватывают объекты, объединенные в каждом случае факторами экзогенеза регионального масштаба.

Структурные единицы, занимающие вертикальные графы классификационных таблиц, включают в себя породы, сходные по структуре, но совершенно разные по составу, в том числе по степени зрелости слагающего их вещества. Отражая физико-динамическую, физико-химическую, экологическую — или в общем смысле физико-географическую — обстановки осадконакопления, структурные петрографические единицы являются производными от местных, локальных условий осадконакопления, все более узких по мере перехода на низшие уровни деления — вплоть до элементарной единицы физико-географической среды, элементарной фации. На всех уровнях, вплоть до петрографического вида, структурное деление, таким образом, должно быть подчинено вещественному, выступать как фактор второго порядка, что и реализовано в предложенной классификации — систематике. Ее таксономические уровни, будучи вполне материальными, отражают вместе с тем масштабность проявления геологических факторов экзогенеза — от наиболее общих на верхних до частных, локальных, на низших уровнях классифицирования. Заметим, что этим свойством не обладали предшествующие классификации — ни «генетические», ни «главного направления классифицирования», поскольку, начиная классифицирование с выделения обломочных, глинистых, химических и органических (или органогенно-химических) пород, они опирались, по существу и в первую очередь, на структурные признаки, а следовательно, не на главные, геологические, а на второстепенные факторы экзогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы/ Е. В. Дмитриева, Г. И. Ершова, В. Л. Либрович и др. М., Недра, 1969. 708 с.

2. *Безруков П. Л., Лисицын А. П.* Классификация осадков современных морских водоемов.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32, с. 3—14.

3. *Бокий Г. Б.* Вопросы классификации и системного подхода в минералогии.— В кн.: Классификация в современной науке. Новосибирск, Наука, 1989, с. 87—101.

4. *Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В.* «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организации.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 60, вып. 3, с. 281—289.

5. *Забродин В. Ю.* Проблемы естественности классификаций; классификации и закон.— В кн.: Классификации в современной науке. Новосибирск, Наука, 1989, с. 59—73.

6. *Карагодин Ю. Н.* Введение в нефтяную литмологию. Новосибирск, Наука, 1990. 240 с.
7. *Кеннет Дж. П.* Морская геология. В 2 т. М., Мир, 1987. Т. 1. 396 с.; Т. 2. 382 с.
8. *Классификация* и номенклатура метаморфических горных пород/Под ред. Н. Л. Добрецова и др. Новосибирск, изд. СИГГМ, 1992. 205 с.
9. *Любищев А. А.* О форме естественной системы организмов.— Изв. Биол. НИИ и Биол. ст. при Перм. ун-те, 1923. Т. 2, вып. 3, с. 99—110.
10. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. М., Наука, 1987. 304 с.
11. *Осадочные* породы. Классификация, характеристика, генезис/Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров и др. Под ред. В. И. Бгатова. Новосибирск, Наука, 1987. 212 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики и СО АН СССР, вып. 700).
12. *Пустовалов Л. В.* Об основных принципах классификации осадочных пород.— Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1962. Сер. геол., вып. 310, с. 81—110.
13. *Салин Ю. С.* Конструктивная стратиграфия. М., Наука, 1989. 172 с.
14. *Сидоренко А. В., Лунева О. И.* К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
15. *Сохранность* состава, текстур и структур осадочных и вулканогенных пород при метаморфизме: Материалы к совещ. «Геолого-геохим. методы реконструкции первич. природы метаморф. пород». Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1988. 39 с.
16. *Толковый* словарь английских геологических терминов. В 3 т./Под ред. М. Гери и др. М., Мир, 1977—1979. Т. 1. 1977. 586 с.; Т. 2. 1978. 588 с.; Т. 3. 1979. 544 с.
17. *Фролов В. Т.* Литология. В 3 кн. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992—1995. Кн. 1. 1992. 335 с.; Кн. 2. 1993. 428 с.: Кн. 3. 1995. 352 с.
18. *Шарапов И. П.* Логический анализ некоторых проблем геологии. М., Недра, 1977. 144 с.
19. *Шванов В. Н.* О систематике и терминологии смешанных осадочных пород.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1988. Сер. 7. Вып. 3 (№ 21), с. 12—20.
20. *Шванов В. Н.* Главные изменения химического состава осадочных пород в результате эпигенеза.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1989. Сер. 7, вып. 4 (№ 28), с. 14—19.
21. *Шванов В. Н.* Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. СПб., Недра, 1992. 231 с.
22. *Folk R.* Practical petrographic classification of limestones.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull, 1959, vol. 43, № 1, p. 1—38.

Часть II. СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ ГРУПП

Раздел ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы по составу подразделяются на три разряда: 1) кварцево-силикатные или просто силикатные породы, или силикалиты; 2) несиликатные, точнее несиликатные и неорганические, не имеющие общего названия и включающие в себя оксидные, фосфатные, карбонатные и другие породные группы; 3) некарбонатно-углеродные или органические, или каустобиолиты (от греч. «каустос» — горючий). Первый термин не общепринят, но он наиболее точен, поскольку не все некарбонатные углеродные породы — органические, и не все способны гореть.

Разряд СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ

В отличие от двух других, в этом разряде всего один надкласс, также называемый силикатными породами — силикалитами.

Надкласс СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ — СИЛИКАЛИТЫ

Следуя общей для данной работы концепции классифицирования осадочных пород, при разбиении надкласса силикалитов на ранги следующего, более низкого, порядка — классы, за основание деления следует принять признак вещественный. Тогда надкласс силикатных пород может быть разделен на шесть классов: от супрамафелитов, сложенных преимущественно магнезиально-железистыми компонентами, до супрасиаллитов, сложенных минеральными компонентами алюмокремниевого состава. Это — супрамафелиты, мафелиты, субмафелиты, субсиаллиты, сиаллиты, супрасиаллиты (см. табл. II-5). Подобное деление силикатных пород по составу не согласуется со сложившейся традицией классифицирования их по структурному признаку, а именно таковым является разграничение на грубообломочные, песчаные, алевритовые, пелитовые и кристаллитовые (лептохлоритовые, цеолитовые и некоторые др.).

В изложении дальнейшего материала мы следуем существующему стереотипу, сознавая при этом, что подобный подход неверен. Однако придерживаться сегодня иного способа классификации было бы преждевременно, помня известный афоризм: «Кто раньше времени прав, тот виноват». Слишком прочно закрепилось в сознании геологов представление о том, что гранулометрические категории в силикатных и особенно в кластических породах являются главными единицами их деления, а составы — второстепенными. Между тем кварцевые конгломераты, кварцевые песчаники и каолинитовые глины, т. е. гранулометрически различные виды

пород, больше связаны между собой и совместным нахождением, и геологическим происхождением, чем с полимиктовыми конгломератами, граувакковыми песчаниками и смектит-хлоритовыми пелитолитами. Поэтому первые объединяются в класс супрасиаллитов, вторые должны быть отнесены к мафелитам или супрамафелитам. Решающим в образовании парагенезов кластических пород, формирующих внутренне геологически однородные таксоны, оказывается их седиментационная зрелость, а не гранулометрический спектр. Деление надкласса силикалитов на шесть классов осуществляется именно по уровню седиментационной зрелости. Разделение этих пород по гранулометрическому составу следует за вещественным и рассматривается на следующем за классом уровне — уровне семейства.

По-видимому, можно достаточно уверенно предсказать, что делению кластических пород по гранулометрическому составу геологи будут всегда отдавать предпочтение, потому что этот признак более всего заметен в поле. Однако в итоге последующего более детального исследования, часто возможного только после лабораторной обработки, следует отдавать предпочтение более существенному признаку — составу — и соответствующим образом классифицировать породы, проводить геологическую интерпретацию значимости признаков и устанавливать их ранговость.

Глава III. СЕМЕЙСТВО ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ — КЛАСТОЛИТЫ

Кластолиты — породы цементированные, ранее рыхлые, состоящие из обломков более древних относительно данного осадочного цикла горных пород и минералов. Нижняя граница кластолитов проводится по размеру 0,005 мм, так как ниже именно этого размерного интервала большинство обломочных частиц теряет признаки первичных пород и минералов, из которых они образованы, и, обладая большой суммарной поверхностью частиц относительно объема, подвергаются окислению, гидратации, гидролизу и замещению новообразованными минералами, преимущественно слоистыми силикатами — глинистыми минералами и хлоритами. Этот мир частиц, лежащий за пределами размера 0,005 мм, образует осадки и породы, структуры которых определяются как пелитовые (термин «пелит» введен К. Науманом в 1849 г.), а сами осадки и породы через структурное название именуются пелитами, или — цементированные разности — пелитолитами. С учетом новообразованных, преимущественно глинистых минералов пелитолиты называются также глинистыми породами.

Кластические осадки и горные породы из частиц крупнее 0,005 мм разделяются по размеру обломков на три группы. Самые мелкие от термина «алеврит», утвержденного Четвертичной комиссией Геолкома (А. Н. Заварицкий, 1932 г.), получили название алевритов и алевролитов: следующие по крупности от термина «псаммит», введенного А. Броньяром в 1813 г. [5],— это псаммиты и псаммитолиты, чаще всего называемые песками и песчаниками, и самые крупные — от термина «псефит», предложенного А. Броньяром в том же 1813 г.,— это псефиты и псефитолиты, называемые также крупно-, грубообломочными породами и другими терминами, синонимика которых приведена В. Г. Черновым [19].

Необходимость разбиения кластолитов на три основные группы общепризнанна; вызывают споры положение границ между группами, их терминология, а также проблема верхней границы кластических пород. Решающим доказательством существования реальных подразделений внутри кластических осадков и пород, наличия границ между ними и положения последних является распространение обломочных пород разной крупности в литосфере. Более 30 лет назад Р. Вольф [24] опубликовал результаты и построил суммарную кривую распределения 930 гранулометрических ана-

лизов обломочных пород в размерах от 0,0038 до 5,64 мм, на которой отчетливо проявился дефицит размерных фракций в интервалах 0,03—0,06 и 1,41—4,0 мм, свидетельствующий, что псефитовые, песчаные и алевритовые породы представляют собой самостоятельные распределения в общей совокупности зернистых пород. Дефицит вблизи размера 0,05 мм был подтвержден впоследствии работами Б. Н. Котельникова, Г. Ф. Рожкова и др., что позволило остановиться на значении 0,05 мм как пограничном между песчаными и алевритовыми осадками и породами.

Дефицит на границе псаммитовых и псефитовых пород обсуждался в меньшей степени, а положение этой границы по представлениям разных ученых освещено В. Г. Черновым [19], который приводит длинные списки авторов — сторонников проведения границы в 1; 2; 2,5; 3; 4; 5 или 6 мм. Число исследователей, высказавшихся за границу 2 мм, наибольшее, но дело не только в этом. Л. Б. Рухин в специальной статье, вошедшей в переиздания его «Основ литологии» [12], показал, что на границе, ближе всего отвечающей 2 мм, происходит изменение гидродинамических, минерально-петрографических, физических и других свойств осадков.

В силу сказанного границам между псефитовыми, песчаными и алевритовыми осадками более всего отвечают размеры в 2 и 0,05 мм соответственно. Любопытно, что А. Грабау еще в 1924 г. ограничивал песчаные породы размерами 2,5—0,05 мм. Каждая из трех групп кластолитов индивидуальна по составу, так как образованы: первая — преимущественно петрокластикой; вторая — петро- и минералокластикой с общей тенденцией к формированию минеральных, а не петрокластических фрагментов; и третья — продуктами раздробления минералов, ассоциирующими обычно с тонкоперетертой минерало- и петрокластикой, образующей пелитовый компонент — практически обязательный спутник минерало-алевритовых частиц.

Кластолиты во всем диапазоне составов и размеров образованы под действием различных факторов: осадочного процесса, тектонического дислоцирования, эффузивно-магматической и грязево-эффузивной деятельности. В соответствии с этим могут быть выделены разные генетические типы кластолитов.

I. Осадочные кластолиты, подразделяемые следующим образом.

1. Собственно осадочные, сложенные обломками более древних пород и минералов.

2. Осадочные интракластовые, образованные перемещенными осадочными фрагментами, формировавшимися в том же бассейне седиментации.

3. Экзогенно-гальмиролитические — кор субаэрального и субаквального выветривания.

4. Диагенетические, возникшие путем растрескивания усыхающего осадка.

II. Тектонические кластолиты — продукты тектонических дислокаций разного масштаба: от экстрагрубого меланжа до дисперсных продуктов с преобладанием частиц крупнее 0,005 мм.

III. Эффузивно-магматические кластолиты — продукты вулканических выбросов.

IV. Грязево-эффузивные кластолиты, возникающие вследствие миграции водно-грязевых потоков из глубины.

Из названных только первый тип является предметом осадочной петрографии и должен обсуждаться в данной работе. Однако существование взаимопереходов между различными генетическими типами кластолитов и конвергентность многих признаков заставляют так или иначе, кроме осадочных, касаться и других типов кластолитов.

Среди осадочных абсолютно господствуют собственно осадочные кластолиты, сложенные обломками более древних пород. Поэтому термины «кластолиты», «обломочные породы», «псефитовые», «псаммитовые», «алевритовые» и другие без прилагательного «собственно осадочные» обычно применяют на практике, имея в виду именно эти породы, сложенные более древними фрагментами. Этой практике мы будем следовать в дальнейшем, а для всех остальных обломочных пород использовать соответствующие прилагательные: интракластовые, экзогенно-диагенетические, тектонические и т. д.

Обращаясь к собственно осадочным кластолитам, или просто кластолитам, и к разбиению их на три группы по размеру обломков, разделенных размерами 2 и 0,05 мм, подчеркнем их различную роль в отображении геологической обстановки их накопления. Наиболее крупные псефитовые породы по своей сути отражают исходный петрофонд районов или регионов, где они накапливаются, песчаные — петрофонд и уровень зрелости вещества, они более всего определяются типом морфоструктур, на которых происходит их образование. Алевритовые породы являются продуктами свала, «хвостами», получаемыми в ходе осадочной дифференциации обломочного материала в разных физико-географических средах, и как таковые представляют наименьший интерес для исследования.

Отметим также, что в последние десятилетия, главным образом в связи с открытием и изучением олистолитовых комплексов, возникла еще одна проблема — верхней границы кластических пород и целесообразности выделения некоего «запородного» типа осадочных образований, представляющих собой одновременно и породный, и надпородный уровни организации геологического вещества.

III-1. РОД ПСЕФИТОЛИТЫ И МАЧИНИТЫ — ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Род псефитолитов — грубообломочных пород — распадается на два подрода: пород ангулопсефитовых, часто называемых брекчиями, хотя это неточно, поскольку последние составляют только часть ангулопсефитовых образований, и сферопсефитовых, также неточно — по той же причине — называемых конгломератами. Группа ультрагрубых пород, для которых предлагается термин «мачинит», строго говоря, находится вне классификационной сетки осадочных пород.

Структурное классифицирование. Названия частиц, слагающих псефитовые и более крупнокомпонентные породы, и их размеры приведены в табл. III-1. Перечисленные частицы образуют породы, структурная классификация которых приведена в табл. III-2. Кроме известных правил отображения в названии признаков размера частиц, меры их окатанности и цементации, в приведенной классификации отражены еще два положения, менее очевидные и обсуждаемые в литературе только в последнее время.

Первое заключается в необходимости подразделить псефитолиты на две группы в зависимости от содержания частиц крупнее 2 мм. Общее правило об ограничении породы 50%-ным рубежом содержания соответст-

Таблица III-1

Название обломков псефитовой группы и их размеры

Обломки		Размер	Подразделения (размер)
Неокатанные	Окатанные		
Дресвяный	Гравийный	2—10 мм	Мелкие (2—5 мм) Крупные (5—10 мм)
Щебневый	Галька	1—10 см	Мелкие (1,0—2,5 см) Средние (2,5—5 см) Крупные (5—10 см)
Отлом, блок	Валун	10—100 см	Мелкие (10—25 см) Средние (25—50 см) Крупные (50—100 см)
Глыба	Глыбовый валун	1—10 м	Мелкие (1—5 м) Крупные (5—10 м)
Утес, мачина	Нет	> 10 м	Не произведено

Таблица III-2

Классификация псефитолитов по размеру, окатанности обломков, их содержанию и проявлению цементации

Размеры, см			0,2	1	10	100	1000 >1000
Частицы		Неокатанные	Дресвяные	Щебневые	Отломы (блоки)	Глыбы	Утесы, мачины
		Окатанные	Гравийные	Галька	Валуны	Глыбовые валуны	
Породы	Идиолитические A*>50%	Рыхлые	Дресва, гравий	Щебень, галечник	Скопление отломов (блоков), валунов	—	—
		Цементированные	Дресвяник, гравелит	Брекчия, конгломерат	Отломовая (блоковая) брекчия, валунный конгломерат		
	Микститы A=10÷50%		Дресвяный, гравийный микстит	Щебневый, галечный микстит	Блоковый, валунный микстит	Глыбовый, глыбово-валунный микстит	Утесовый микстит, мачинит (саксит)
Группы пород	A=10% и более		Крупнообломочные		Грубообломочные		Утесовые или мачиниты

* A — обломки псефитового размера.

вующего породообразователя для крупно- и грубообломочных образований на практике соблюдается довольно редко из-за того, что редки породы, сложенные собственно грубым материалом более чем наполовину. Такие породы встречаются среди дресвяно-гравийных и щебнево-галечных образований (табл. III-2), и их наименования соответствуют общим правилам номенклатуры. Более крупнозернистые идиолитические породы, по-видимому, тоже бывают, хотя и чрезвычайно редко.

Большинство же осадочных образований, относимых к псефитолитам, содержит крупных или грубых обломков менее 50%, почему в общих руководствах и даже в работе, специально посвященной псефитам [19], к последним отнесены породы, содержащие только 10% (или больше) крупно-грубообломочного компонента. Большинство псефитовых пород, таким образом, не моно- или идиолитические, а смешанные, в которых ни один из компонентов не достигает 50%.

Кроме общего термина «микстолит» (см. табл. II-2) для грубообломочных смешанных пород может быть использован термин «микстит» (в узком смысле), введенный в 1966 г. Л. Шермерхорном и использованный затем в разных значениях Н. М. Чумаковым, В. Е. Руженцевым, М. Г. Леоновым [4]. В данном случае термин «микстит» в сочетании с наименованием наиболее крупных породообразующих обломков используется исключительно как петрографическое понятие: гравийный микстит — это смешанная порода, где самые крупные обломки — гравийные, составляющие более 10%; глыбовый микстит — самые крупные обломки — глыбы составляют более 10% объема и т. д.

Второе положение состоит в том, что при достижении обломками определенной крупности — 10 или 20 м — теряется понятие горной породы,— так как элементы горной породы — отдельные фрагменты по размеру — становятся соизмеримыми с элементами следующего уровня

организации — породными ассоциациями. Поэтому в соответствии с предложениями В. Т. Фролова, О. А. Мазаровича и В. Г. Чернова [9], псефитовые частицы и соответственно псефитовые породы следует ограничить верхним пределом, лучше всего — 10 м.

Образования, в которых участвуют фрагменты крупнее 10 м и которые сочетают в себе признаки горных пород и горнопородных тел следующего уровня организации, мы предлагаем называть мачинитами (от лат. «machineus» — очень крупный, огромный кусок твердой скалы). Название «саксит», предложенное О. А. Мазаровичем и В. Г. Черновым [9], для таких пород представляется менее удачным, поскольку исходный латинский термин «saxum», скорее, обозначает скалу, утес и более применим для скальных пород, чем для фрагментов, оторванных от скальных массивов. Введенный Л. Кайе ранее, в 1929 г., термин «мачиньо» в качестве названия для эоценового слюдистого песчаника и известковой глины не является удачным, поскольку не соответствует смыслу исходного термина «machineus» именно как крупных обломков скал.

Мачиниты слагают хаотические комплексы, которые в генетическом плане представляют собой олистостромы — продукты гравитационного подводного оползания — или меланж — результат тектонического дробления, скольжения и перемешивания горных масс.

Вещественно-петрографическое классифицирование. По составу обломков псефитовые породы силикатного состава принято разделять на две основные группы: сложенные существенно кварцем, главным образом жильным,— кварцевые и олигомиктовые, и все остальные. Первые образуются в результате проявления глубокого химического выветривания во время их накопления, вторые отражают менее зрелые стадии развития осадков в различных геологических обстановках. Как следует из табл. III-3, среди незрелых пород выделяются две группы: монокомпонентные лито- и петрокластические, формирующиеся вблизи эродируемых петрографически однородных массивов, и полимиктовые, образованные за счет смешения разнородного исходного материала. Между этими двумя группами пород возможны разнообразные переходы.

На границе с магматическими породами стоят переходные осадочно-вулканоидные, за которыми следуют собственно вулканические. В табл. III-3 и III-4 (табл. III-4 — см. вкладку в конце книги) приведены также другие — несиликатные грубо- и крупнообломочные породы. О них речь пойдет в следующих главах, здесь они приведены для иллюстрации полного спектра псефитовых образований.

В табл. III-4, составленной Г. А. Мизенсом, дана развернутая классификация псефитовых пород, построенная одновременно по вещественному и структурному признакам. Последний учитывает форму обломков, их размер и количество заполнителя—матрикса. Названия пород как таковые в таблице не обозначены, поскольку в противном случае таблица оказалась бы чрезвычайно громоздкой. Однако каждое название может быть вычитано из названий групп пород, приведенных в вертикальном, отражающем состав, и горизонтальном, отражающем структуру, перечнях признаков; их пересечение показано крестиком. Так, например, порода, обозначенная крестиком А — это поли- (или олигомиктовый) литокластический (или петро-литокластический) отломо-щебневый (или дресвяно-отломо-щебневый) микстит; крестиком Б — мономиктовый петрокластический глыбово-валунно-галечно-отломовый мачинит; крестиком В — олигомиктовый, существенно кварцевый валунный конгломерат и т. д. Из таблицы отчетливо выступает основная тенденция: чем ниже зрелость осадочного материала, тем более

Таблица III-3

Классификация псефитолитов по петрографическому составу (составу обломков)

Породы		Надклассы и классы пород	Наиболее характерные виды
Силикатные	Зрелые	Кварцевые мономиктовые Олигомиктовые существенно кварцевые	Конгломераты собственно кварцевые и кварцитовые Конгломераты силицит-кварцитовые Конгломераты из кварца и устойчивых метаморфических пород
	Незрелые	Полимиктовые литокластические и литопетрокластические	Конгломераты и брекчии, содержащие не менее 3—4 компонентов осадочного и изверженного происхождения
		Полимиктовые петрокластические	Конгломераты и брекчии из обломков разных изверженных пород
		Мономиктовые литокластические, кроме кварцевых	Конгломераты и брекчии из кремневых обломков, глинистых окатышей, песчаных обломков
		Мономиктовые петрокластические	Конгломераты и брекчии из обломков гранитов, фельзитов, кристаллических сланцев и гнейсов
	Переходные и неосадочные	Осадочно-вулканические	Породы из обломков осадочных, ксенотуфовых пород и вулканических бомб
		Вулканические	Бомбовый агломератовый туф
Несиликатные	Монокомпонентные	Карбонатные	Известняковые и доломитовые брекчии и конгломераты
		Сульфатно-соляные	Сульфатные и соляные брекчии
		Фосфатные	Костяные брекчии, желваково-фосфатные конгломераты
		Ферролитовые	Гематитовые, бокситовые брекчии и крупнообломочные интракластолиты

разнообразны отвечающие ему структуры и тем шире среди пород развиты микститовые разности. С увеличением петрографической зрелости отчетливо возрастает окатанность обломочного материала и улучшается его сортировка, приводящая к развитию бесцементных или малоцементных гравийно-галечно-валунных монолитических пород и сокращению микститов.

Генетическое классифицирование. Состояние изученности крупно-грубообломочных пород и их классификации, предлагавшиеся до середины 50-х годов У. Нортоном (1917 г.), А. Хаддингом (1927 г.), А. В. Хабаковым (1933 г.), В. П. Масловым (1938 г.), Д. В. Наливкиным (1956 г.) и др. были проанализированы Н. Б. Вассоевичем [15], предложившим также собственную генетическую классификацию конгломератов и брекчий. Последующие исследования Л. Н. Ботвинкиной, А. Б. Вистелиуса, М. Г. Леонова, А. П. Лисицына, Х. Лединга, Г. Рейнека и И. Сингха, В. Т. Фролова, В. Г. Чернова (см. библиографию [18, 19, 20]) внесли много нового в понимание природы грубообломочных пород, но не изменили принципиально их классификационную схему. Ниже, в табл. III-5, мы излагаем подобную схему, ставшую в известной мере традиционной.

Таблица III-5

Генетическая классификация псефитовых пород

Ангулопсефитолиты — идиолиты и микститы

I. Континентальные
- А. Остаточные — водоразделов зон морозного выветривания
- Б. Гравитационные (ценогломераты — термин Г. Харингтона [19])
  - а. Обвалов
  - б. Осыпей
  - в. Оползней
- В. Водно-гравитационные
  - а. Селевых потоков
  - б. Пролювиальные
- Г. Водные — верховьев малых рек
- Д. Эоловые
  - а. Остаточные — каменистых пустынь, в том числе гаммад
  - б. Песчано-каменистых пустынь, в том числе регов
  - в. Сухих русел
- Е. Ледниковые
  - а. Моренные — тиллиты
  - б. Ледниково-потоковые — тиллитоиды
- Ж. Солифлюкционные
- З. Костяные

II. Бассейновые
- А. Прибрежно-бассейновые
  - а. Обвалов
  - б. Оползней
  - в. Штормовые
- Б. Подводных склонов, в том числе олистостромовых комплексов
  - а. Обвальные
  - б. Оползневые
  - в. Высокоплотностных турбидитов
- В. Донной абразии — эдафогенные
- Г. Обрушения биогермно-биостромных построек
- Д. Ледниковые
  - а. Промерзания
  - б. Ледового разноса

III. Подземные
- А. Обрушения кровли и стен пустот
  - а. Карстовые
  - б. Некарстовых полостей
- Б. Пещерно-потоковые

IV. Сопочные
- А. Собственно сопочные
  - а. Сопочные жерловые и трещинные
  - б. Сопочных выбросов
- Б. Сопочно-осадочные
  - а. Сопочно-потоковые
  - б. Растрескивания сопочных потоков

Сферопсефитолиты — идиолиты и микститы

I. Континентальные
- А. Кор выветривания
  - а. Остаточные водораздельные
  - б. Склоновые водно-гравитационные
- Б. Водно-потоковые
  - а. Речных русел
  - б. Сухих дельт — фангломераты
- В. Ледниковые
  - а. Моренные
  - б. Водно-ледниковых потоков
- Г. Эоловые — остаточные галечники выдувания

II. Бассейновые
- А. Дельтовые

Б. Прибрежно-бассейновые
а. Волноприбойные
б. Прибрежных течений (вдольбереговых, противотечений)
В. Донные
а. Аккумулятивные зон течений
б. Донной абразии (эдафогенные)
Г. Ледового разноса — тиллитоиды

III. Подземные — подземно-потоковые

Поскольку во многих случаях в крупно- и грубообломочных породах присутствует и окатанный, и неокатанный материал, а само понятие окатанности строго не определено, здесь можно следовать трем рекомендациям.

1. Неокатанными считать обломки, обладающие баллами окатанности 0—1,5 при оценке по пятибалльной шкале, окатанными — обломки с баллом 1,5—4,0.

2. Применять названия дресвяник или гравелит, брекчия или конгломерат и т. д. к породам монолитическим, т. е. содержащим более 90% неокатанных (или соответственно окатанных) обломков в составе крупно-грубообломочной фракции.

3. Породы идиолитические в общем случае именовать по преобладающему компоненту грубообломочной фракции, название второго компонента давать в форме прилагательного — по общему правилу: дресвяный гравелит, галечный щебень, а для микстолитов — из двух прилагательных, где второе обозначает преобладающий компонент; дресвяно-гравийный микстит, блоково-валунный микстит и т. д.

III-2. РОД ПСАММИТОЛИТЫ — ПЕСКИ И ПЕСЧАНИКИ, ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ

Названия «песчаники», «пески», «песчаные породы» для образований этого рода более распространены, чем «псаммит» или «псаммитолит». Тем не менее, поскольку за основу выделения этой группы пород принят структурный признак — размер частиц,— название, отражающее структуру, является наиболее правильным. Термин «псаммитолит» подчеркивает положение этих пород в общем ряду с псефитолитами и алевролитами. К псаммитолитам, среди которых выделяются собственно псаммитолиты — цементированные разности и рыхлые — псаммиты, относятся породы, состоящие более чем на 50% из обломочных частиц размером 0,05—2,0 мм. Псаммитолиты охватывают собственно пески и песчаники, интракластовые пески и песчаники, а также диагенетические песчаные образования, вообще говоря, редко встречающиеся.

Собственно пески и песчаники — это осадки и породы, сложенные более чем наполовину псаммитовыми частицами: фрагментами более древних, чем данный осадочный цикл, пород и минералов. В целях упрощения и рыхлые, и цементированные разности называют песчаными породами. Это не относится к современным осадкам, которые называют песками или песчаными осадками.

Структурное классифицирование. Практически общепринято, при ограничении песчаных пород размерами 0,05—2 мм, их деление на пять градаций:

	Размер, мм
Грубозернистые	2—1
Крупнозернистые	1,0—0,5
Среднезернистые	0,5—0,25
Мелкозернистые	0,25—0,10
Тонкозернистые	0,10—0,05

Свое название они получают по преобладающей фракции, которая устанавливается, как и общий гранулометрический спектр, с помощью

гранулометрического анализа. Последний производится в гранулометрических шкалах, из которых в настоящее время используются:

— техническая с размерами фракций 0,05; 0,10; 0,25; 0,50; 1,0; 2,0 мм, обычно применяемая в грунтоведении и почвоведении;

— геометрическая Дж. Аддена с шагом, равным 2, предложенная в 1912 г. и сейчас используемая чаще для грубообломочных, чем для песчаных пород;

— геометрическая (логарифмическая) φ В. Крумбейна 1934 г. [32] с шагом $\sqrt[4]{2} = 1{,}19$;

— логарифмическая γ В. П. Батурина 1943 г. [24] с шагом $\sqrt[10]{10}$.

Долгое время за рубежом и в нашей стране применялась логарифмическая шкала с шагом $\sqrt{2} = 1{,}41$, в соответствии с которой изготовлялись сита американской фирмой «Тилер», а также отечественные сита Усманского завода (ОСТ 10203—39). С началом изготовления сит, отвечающих шкале В. П. Батурина (ГОСТ 3584—73), создалась техническая возможность проведения гранулометрических анализов в шкале γ. В настоящее время, когда на смену ситовым приходят гранулометрические анализы в седиментационных трубах и сканирующих приборах, становится очевидным преимущества использования шкал γ и φ. Шкала γ — предпочтительнее, так как содержит линейные размеры, предусмотренные и десятичной, и технической шкалами. Значения единиц шкал γ и φ в миллиметрах даны в табл. III-6. Линейки для перевода линейных размеров в миллиметрах в значения шкал γ и φ, а также из одной шкалы в другую приведены в [24].

Среди идиолитических пород, сложенных основным компонентом в количестве более 50%, выделяются монолитические разности, содержащие 95% основного компонента и более, и би-, три-, редко тетралитические, где содержание основного компонента составляет 50—95, а второстепенного (или второстепенных) меньше 50 и более 5%. Наличие примеси обозначается по общепринятому правилу: в форме прилагательного или прилагательных с окончанием «-истый» — при содержании 5—25 и «ый» при 25—50%. Целесообразно указывать также количественное содержание второстепенного компонента, %: известковистый (20) песчаник; кремниевый (40) песчаник; сильноглинистый (49) песчаник; глинисто(20)-алевритовый (25) песчаник и т. д.

Заимствуя английскую терминологию, песчаники с малой примесью глинистого компонента или матрикса (менее 10% [10]) можно называть аренитами, а содержащие 10—50% глинистого компонента или матрикса — вакками. В данном случае понятие «вакка» — чисто структурное, не связанное с обломочно-компонентным составом, по которому определяется петрографический вид кластической породы. Поэтому может быть аркозовая вакка, мезомиктовая вакка и даже грауваккова вакка, наряду с грауваккoвым аренитом. Использование термина «вакка» в ином, не структурном, а в вещественном смысле, когда глинистая составляющая приравнивается к другим обломочным компонентам, и построение на этой основе петрографических классификаций, как это принято в большинстве американских работ, во всех отношениях неправильно. Классификации вещественные, строящиеся на минерально-петрографическом признаке, должны быть независимы от классификаций структурных.

Часто ссылаются на исторические корни термина «грауваккa», под которой якобы первоначально понималась порода с высоким содержанием глинистого матрикса. В действительности литотип грауваккa — песчаники кульма Западной Европы, согласно Р. Хельмбольту, Б. Маттиату и др. [1] при сложном составе кластики содержат глинистого вещества (или матрикса) не более 10 и даже не более 5%. Первоначально же ваккой называлась «...богатая примесями глина, представляющая продукт изменения базальтов, остатки которого они содержат» [5, с. 52].

Таблица III-6

Значения шкалы γ и φ в миллиметрах и терминология для подразделений песчаных и алевритовых пород

Размер, мм	γ-шкала	Название подразделений в нашей стране	Размер, мм	φ-шкала	Название подразделений по К. Вентворту
2,00	—3		2,00	1,0	
1,60	—2	Песчаник (песок) грубозернистый	1,68	0,85	Песок очень крупнозернистый
1,25	—1		1,41	0,50	
1,00	0		1,19	0,25	
0,80	1	Песчаник (песок) крупнозернистый	1,00	0,0	
0,63	2		0,84	0,25	Песок крупнозернистый
0,50	3		0,71	0,50	
0,40	4		0,59	0,75	
0,315	5	Песчаник (песок) среднезернистый	0,50	1,00	
0,250	6		0,42	1,25	
0,200	7		0,38	1,50	Песок среднезернистый
0,160	8	Песчаник (песок) мелкозернистый	0,30	1,75	
0,125	9		0,25	2,00	
0,100	10		0,210	2,25	
0,080	11	Песчаник (песок) тонкозернистый	0,177	2,50	Песок мелкозернистый
0,063	12		0,149	2,75	
0,050	13		0,125	3,00	
0,040	14		0,105	3,25	
0,031	15	Алевролит (алеврит) крупнозернистый	0,088	3,50	Песок тонкозернистый
0,025	16		0,074	3,75	
0,020	17		0,0625	4,00	
0,016	18	Алевролит (алеврит) среднезернистый	0,053	4,25	
0,012	19		0,044	4,50	Алевролит крупнозернистый
0,010	20		0,037	4,75	
		Алевролит (алеврит) мелкозернистый	0,031	5,00	
					Алевролит среднезернистый
			0,0156	6,00	
					Алевролит мелкозернистый
			0,0078	7,00	
					Алевролит тонкозернистый
			0,0039	8,00	
					Глина

Минерально-петрографическое (вещественное) классифицирование. Поскольку сущностным свойством кластических пород является кластический материал, состав кластики должен учитываться в качестве приоритетного признака при их классифицировании и наименовании.

Традиционное классифицирование песчаных пород заключалось в количественных оценках основных породообразователей — кварца, полевых шпатов (к которым часто добавлялась слюда) — и обломочных зерен пород. Из учета соотношений этих компонентов производилось разделение песков и песчаников и создавалась их терминология. В первых подразделениях песчаных отложений — В. И. Лучицкого (1922 г.), А. Лаппарана (1923 г.), Л. Кайе (1929 г.), Г. Розенбуша (1923 г., русский перевод 1934 г.) по составу обломочных компонентов выделялись группы кварцевых, аркозовых, слюдистых, кремнистых песчаников или псаммитов.

Основы современной петрографической классификации песчаных пород были заложены в работах М. С. Швецова (1934 г.), выделившего по составу обломочных зерен моногенные кварцевые, олигомиктовые и полимиктовые песчаники; Ю. П. Деньгина (1934 г.), предложившего в качестве главных разновидностей выделять кварцевые, аркозовые, граувакковые, слюдистые, глауконитовые и туфогенные песчаники; Р. Фишера (1933 г.), который не только выделил разновидности песчаников по соотношению кварца, полевых

шпатов и обломков пород, но и применил впервые треугольную диаграмму для отображения их состава.

Дальнейшее изучение и классифицирование песчаных отложений, исторические обзоры по которым можно найти в работах Г. Клейна [31], В. Д. Шутова [26], Г. И. Теодоровича [16], В. Н. Шванова [25], привели к выделению трех основных групп псаммитовых образований:

1) минерально-петрокластических собственно песчаных пород;

2) силикатных интракластовых псаммитолитов;

3) адъюнктивно-минеральных собственно песчаных и интракластовых пород.

1. Минерально-петрокластическая группа. Приведенное выше определение песчаных пород более всего распространяется на эту группу, поскольку именно она охватывает породы, сложенные более чем на 50% фрагментами псаммитовой размерности, полученными от разрушения более древних пород и минералов. В классифицировании этой группы при всем многообразии сделанных предложений можно видеть два основных направления. Первое, которое можно назвать главным, учитывая число сторонников и объектов, охваченных этого вида классификациями, отражено в работах Р. Фишера, П. Крынина, Р. Фолка, Т. Ван-Андела, Л. Б. Рухина, М. К. Калинко и более поздних — А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, В. Н. Шванова (см. библиографию [3, 16, 25—27]).

Наиболее законченное отражение это направление классифицирования получило в схеме В. Д. Шутова [27], которую мы и излагаем с определенными сделанными ранее [25] изменениями и дополнениями. Принимая в качестве основного признака соотношение трех главных компонентов — кварца, полевых шпатов и обломочных зерен пород,— рассматриваемая классификация признает все же этот признак недостаточным и предусматривает дополнительное классифицирование по составу обломочных зерен пород и составу полевых шпатов. В своей классификации В. Д. Шутов реализовал идею, высказанную ранее М. К. Калинко и А. Г. Коссовской, предлагавших классификации с учетом и основных, и дополнительных компонентов [3, 15]. Классификационная диаграмма В. Д. Шутова, с изменениями, приведенная на рис. III-1, в графическом выражении выступает как трехуровенная, но если ввести дополнительные признаки для компонентов, можно увеличивать ее глубину до четырех и даже до пяти уровней. Четырехуровенный вариант классификации предстает в следующем виде.

I. Группа кварцевых песков и песчаников — кварца > 50%, полевых шпатов < 25%, обломков пород < 25%.

1. Собственно кварцевые — кварца > 90%.

2. Олигомиктовые — кварца 75—90%.

3. Мезомиктовые — кварца >50%, полевых шпатов <25%, обломков пород <25%.

II. Группа аркозов — полевых шпатов >25%, обломков пород <25%.

1. Собственно аркозы — полевых шпатов >25%, обломков пород <25%, кварца >25%.

2. Полевошпатовые породы — кварца <25%, обломков пород <25%, полевые шпаты — остальное.

Аркозы и полевошпатовые породы делятся по составу полевых шпатов. Принимая их общее содержание за 100%, выделяют (рис. III-1, *в*):

а. K-аркозы (K-полевошпатовые породы) — K-полевых шпатов >75%.

б. K—Na-аркозы (K—Na-полевошпатовые породы) — K-полевых шпатов 25—75%.

в. Na-аркозы (Na-полевошпатовые породы) — K-полевых шпатов<25%, плагиоклазов выше № 20<25%.

г. Na—Ca-аркозы — плагиоклазов выше № 20>25%.

Породы промежуточного состава между Na—Ca-плагиоклазами и K-полевыми шпатами, по-видимому, отсутствуют в природе, поэтому на диаграмме выделяется «пустое» поле.

III. Группа граувакк — обломков пород >25%.

1. Собственно граувакки — обломочных зерен пород >75%.

2. Кварцевые граувакки — обломков пород от 25 до 75%, кварц преобладает над полевыми шпатами.

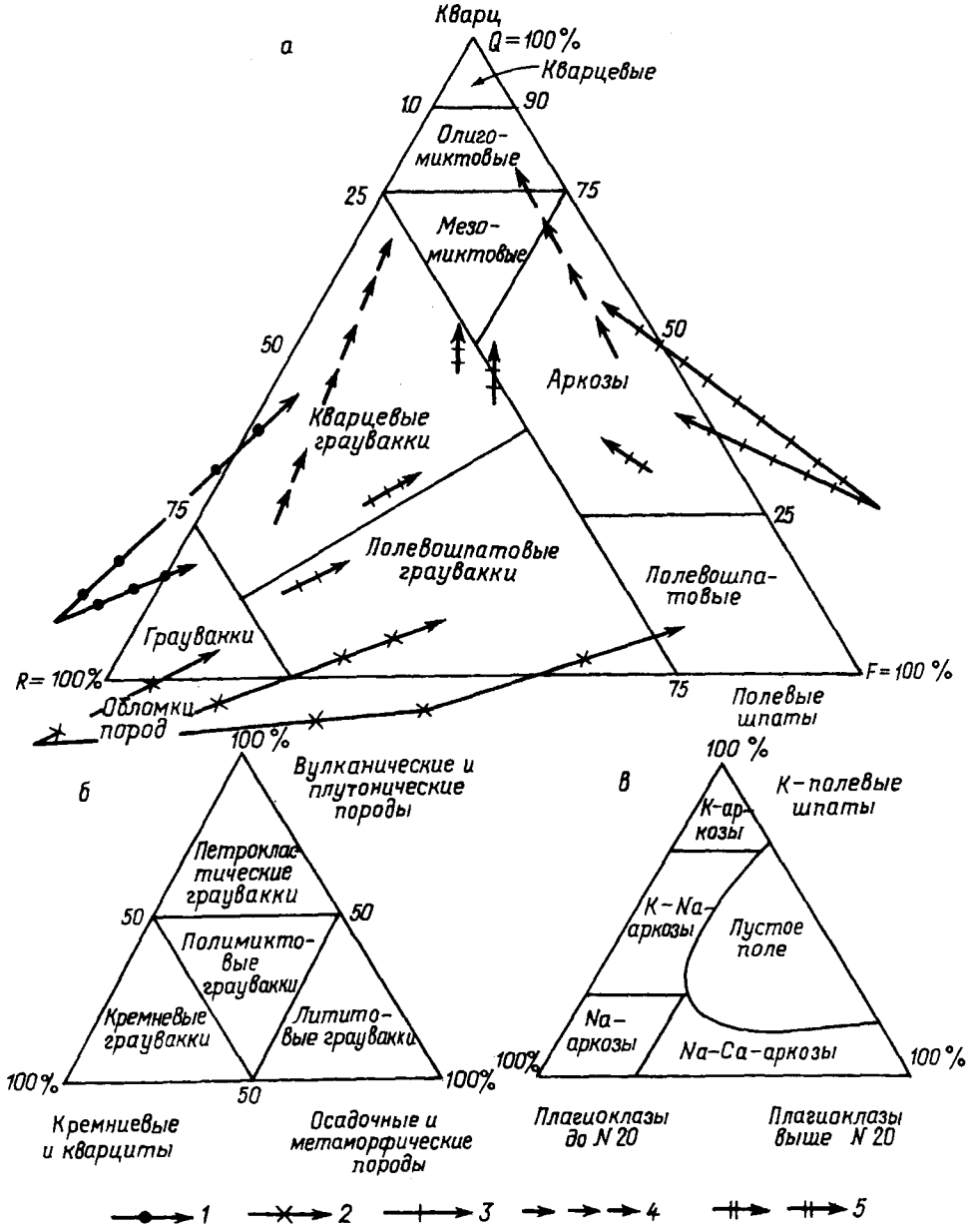


Рис. III-1. Классификационная диаграмма минерально-петрокластических песчаных пород.

а — основная классификационная диаграмма в системе кварц—полевые шпаты—обломочные зерна пород; *б*, *в* — диаграммы для определения петрографических видов группы граувакк (*б*) и группы аркозов (*в*). *1—3* — направления вхождения в диаграмму точек состава, полученных от размыва пород осадочных (*1*), вулканоидных (*2*), интрузивных кислого и среднего состава (*3*); *4—5* — направления созревания осадочного материала в зонах гумидной (*4*) и аридной (*5*) седиментации.

3. Полевошпатовые граувакки — обломков пород от 25 до 75%, полевые шпаты преобладают над кварцем.

Собственно граувакки, кварцевые и полевошпатовые граувакки делятся по составу обломочных зерен. Принимая общее число обломков пород за 100%, выделяют (рис. III-1, *б*):

а. Петрокластические граувакки (в том числе кварцевые и полевошпатовые) — обломков магматических, преимущественно эффузивных пород >50%. Среди них целесообразно выделять граувакки по преобладанию фрагментов магматических пород кислого, среднего или основного состава:

— кислые петрокластические;
— средние петрокластические;
— основные петрокластические.

б. Лититовые граувакки (в том числе кварцевые и полевошпатовые) — обломков осадочных и метаморфических пород >50%.

в. Кремневые граувакки (в том числе кварцевые и полевошпатовые) — обломков кремниевых пород, микрокварцитов и кварцитов >50%.

г. Полимиктовые граувакки (в том числе кварцевые и полевошпатовые) — как минимум трехкомпонентные по составу обломков породы, в которых содержание ни одного из компонентов не достигает 50%.

Из сказанного очевидно, что наибольшая глубина классифицирования достигнута в данном случае для группы граувакк (выделение граувакк — 1-й уровень, разделение их на собственно граувакки — кварцевые — полевошпатовые — 2-й уровень, подразделение последних на петрокластические, лититовые и др. — 3-й уровень, деление петрокластических на кислые, средние, основные — 4-й уровень). Для других групп глубина классификации меньше, но при необходимости она может быть увеличена. Так, для группы кварцевых песков учетом типоморфизма кварца, например по методике И. М. Симановича [14], может быть введен 3-й уровень деления; для аркозов и полевошпатовых пород с учетом типоморфизма или выветрелости минералов можно ввести 4-й и даже 5-й уровни деления.

Таким образом, данная классификация по форме является линейной, иерархизированной и открытой, а по содержанию — сугубо вещественной. Структура объектов в данном случае заранее оговорена как псаммитовая. Подчеркивая предметность классификации, нельзя забывать, что она несет глубокую содержательную нагрузку. Ее содержательность является следствием того, что для ее построения использованы разнообразные сведения седиментологического ландшафтно-климатического и тектонического характера. Проблемы, приведшие к созданию изложенного варианта классифицирования песчаных пород, обсуждались в десятках работ. Не затрагивая содержащейся в литературе полемики, необходимо обратить внимание, что именно схема В. Д. Шутова с теми или иными изменениями, оказалась наиболее жизнеспособной, если судить по тому, насколько часто она используется в отечественной литературе.

Само по себе существование классификационной схемы, достаточно признанной, является определенным достижением в области изучения песчаных пород, так как позволяет унифицировать наблюдения на эмпирическом уровне. Однако очевидно и то, что обсуждаемая классификация не имела бы успеха, если бы не отражала определенные закономерности, вытекающие из существа геологических явлений. Если следовать от низших таксономических единиц, предусмотренных изложенной классификацией, к высшим, можно увидеть, что деление аркозов на калиевые, натриевые и натриево-кальциевые разновидности учитывает их образование соответственно за счет кислых, средних или основных магматических пород. Поскольку в составе кислых преобладают интрузивные — гранитоиды и диорито-гранитоиды, а среди основных — эффузивные породы, присутствие калиевых, калиево-натриевых или натриево-кальциевых аркозов в осадочных толщах служит указателем состава материнских магматических пород в области размыва — как степени их основности, так и геологических условий кристаллизации.

Принадлежность граувакк к петрокластическим полимиктовым или лититовым, а среди последних отдельно выделяются кремневые в силу их двоякой и каждый раз особой природы, также служит указателем состава коренных пород, находящихся у истоков осадочного цикла.

На рис. III-1 показано также, какую дополнительную информацию о генезисе можно получить из основного треугольника состава кварц—полевые шпаты—обломочные зерна пород. Эта информация обозначена стрелками разного направления, которые изображают пути вхождения классифицируемых объектов в треугольник состава и пути трансформации составов,

отвечающих внутренним частям треугольника. В. Д. Шутов [1, 27] показал, каким образом на диаграмме могут быть получены стрелки, соответствующие какой-либо тенденции изменения песчаных пород. Для этого в треугольник им наносились совокупности точек, отвечающих определенной толще или региону. И поскольку породы в каждом регионе в той или иной мере дифференцированны, точки составов формировали рой, ориентированный соответственно проявлению этой дифференциации. Направление вытянутости роя точек обозначалось стрелкой и соответствующим образом интерпретировалось.

Следуя этой методике, мы на рис. III-1 обозначаем, что на начальных этапах дифференциации состав песчаных пород отображает исходный петрофонд; на поздних — это следствие созревания вещества в той или иной тектонической или климатической зоне.

Вторая линия классифицирования, уже упоминавшаяся выше, характеризуется стремлением отобразить, с одной стороны, минеральный состав песчаных зерен, с другой — структурную зрелость породы, отраженную в количестве тонкодисперсного цементирующего вещества. В первоначальных классификациях Ф. Петтиджона, Дж. Бокмана и некоторых других авторов глинистое вещество принималось в качестве третьего члена, равнозначного другим, собственно обломочным, компонентам (рис. III-2, *а*). Последние группировались по-разному: кварц, кварциты, кремни — полевые шпаты, кварц — обломки пород, полевые шпаты. Однако смысл в подобных классификациях, ставящих глинистое вещество в один ранг с обломочными компонентами, может быть только в том случае, если глинистая составляющая объединяется с обломками пород и в сумме противопоставляется двум другим компонентам — сумме полевых шпатов и кварцу. В результате получается специализированная целевая классификация, предназначенная, в частности, для корреляции осадочных песчаников с метапесчаными и метаморфическими породами.

Как известно, в метапесчаниках (песчаниках зоны метагенеза) и в примыкающих к ним зернистых породах зоны глубокого катагенеза за счет обломков пород и глинистого цемента формируется матрикс, где вклады, вносимые в его образование обломочными зернами и глинистой составляющей, остаются неизвестными — матрикс является суммарным отражением обоих компонентов. Также не может быть учтена глинистая составляющая в первично-зернистых метаморфических парапородах, и только по косвенным признакам в них может быть определено суммарное содержание исходного глинистого вещества и обломков пород. Именно поэтому трехкомпонентная классификация кварц—полевые шпаты — обломочные зерна пород + глинистый цемент может быть использована, но, подчеркнем, в специальных целях: для сопоставления осадочных пород с метаосадочными и метаморфическими.

Как уже отмечалось, учет содержания глинистого компонента как четвертого члена классификации, отражающего структуру, после того как минеральный вид породы установлен по соотношению обломков, вполне оправдан правилами классифицирования. Следуя рис. III-2, *б*, но, во-первых, изменяя количественные ограничения выделяемых разновидностей в соответствии с общими правилами подразделения идиолитических пород, и, во-вторых, ограничивая глинистые частицы сверху размером 0,005 мм, можно выделить арениты (0—10% глины или матрикса), вакки (10—25% глины или матрикса) и глинистые вакки (25—50% глины или матрикса), за которыми при дальнейшем возрастании глинистой составляющей следуют глинистые породы — песчаные, песчанистые и монокомпонентные пелитолиты.

В литературе неоднократно предпринимались попытки классифицировать минерально-петрокластические песчаники по химическому составу. Обзор их делался нами ранее [25]. Идеальной химической классификацией можно было считать такую, которая открывала бы возможности определять

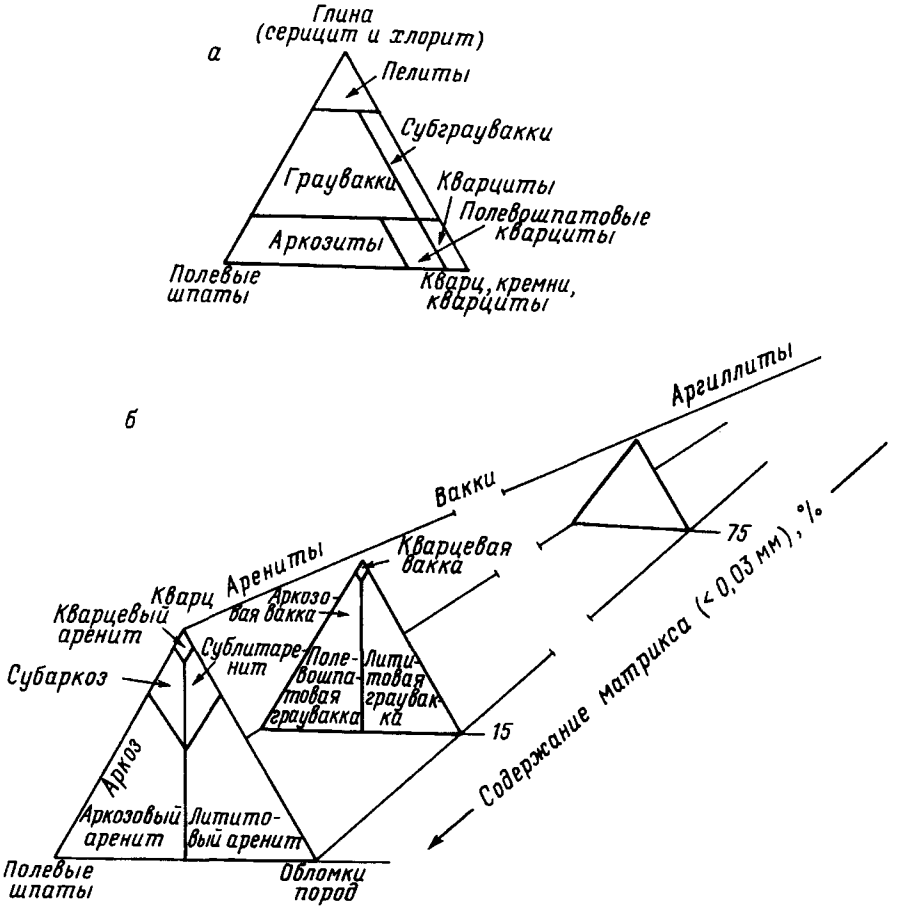


Рис. III-2. Классификации песчаных пород, использующие глинистый компонент (матрикс) в качестве классификационного признака.
а — по Ф. Петтиджону (F. Pettijohn, 1949), *б* — по Ф. Петтиджону—Р. Дотту (Ф. Петтиджон, 1981 г.)

по химическим параметрам минеральные виды, установленные по обломочно-компонентному составу. Попытка увязать минерально-компонентную классификацию с химической была сделана в 1974 г. [22], последующие работы В. Н. Шванова, Г. А. Мизенса, В. Ф. Бабкина подтвердили известную сходимость результатов, получаемых двумя названными способами.

2. Силикатные интракластовые псаммитолиты. Проблема выделения и описания интракластовых пород находится на стыке структурно-вещественного и генетического анализов в литологии. Имеются реально наблюдаемые признаки, по которым интракластовые компоненты могут быть обнаружены: неправильная, изогнутая форма обломков; их расплющенность по слоистости; темные каймы — следы выветривания или гальмиролиза на поверхности частиц; дробление оолитов, пизолитов или других сфероагрегатных форм; переходы от кластических структур к пятнистым, и др.

Однако во многих случаях, если не в большинстве, представление об интракластовой природе осадка может быть получено только в итоге детального генетического анализа, но даже и в этом случае результат не может считаться бесспорным. Примером могут служить глауконитовые

пески и песчаники, терригенная, аллотигенная (интракластовая) или аутигенная природа которых является предметом дискуссий и, возможно, в каждом отдельном случае требует самостоятельного решения.

В форме интракластовых псаммитолитов могут быть встречены следующие силикалиты:

— глиняные песчаники;

— глауконитовые пески и песчаники;

— лептохлоритовые — тюрингит-шамозитовые, гидрогётит-шамозитовые, сидерит-шамозитовые породы;

— тефроидные песчаники.

Из перечисленных пород более всего принадлежащими рассматриваемой группе силикатных псаммитовых интракластов следует считать глиняные песчаники, глауконитовые пески и песчаники. Лептохлоритовые породы, хотя и могут быть интракластовыми, в большей части имеют микроглобулярное и сфероидное строение, а поэтому должны быть отнесены в целом к роду сферо-агрегатных пород. Тефроидные породы как продукты перемыва пирокластики, генетически и парагенетически связанные с последней, должны быть причислены, скорее, к переходным, чем к осадочным породам. Поэтому собственно силикатными интракластовыми псаммитолитами мы называем только глиняные песчаники и глауконитовые пески и песчаники.

Глиняные песчаники (в отличие от глинистых, содержащих глинистое вещество в цементе) сложены более чем на 50% угловатыми обрывками слойков, ламинитовыми фрагментами, окатышами, дисковидными кусочками глинистых пород. На поверхности частиц могут наблюдаться темные каймы, следы наземного или подводного выветривания. Парагенетически глиняные пески часто ассоциируют с глинистыми микститами и глинистой дресвой — «микробрекчиями» — и, как правило, являются внутриформационными образованиями, свидетельствующими о местных перерывах.

Глауконитовые песчаники должны быть отнесены к интракластовым породам, если следовать наиболее распространенному в наше время представлению о том, что глауконит является диагенетическим образованием, а концентрация его в песках связана с консидементационными размывами глинистых илов, где глауконит первоначально формируется. Эта гипотеза хемогенно-диагенетического образования глауконита, выдвинутая Л. И. Горбуновой, была поддержана и проанализирована В. Т. Фроловым [18]. Многие факты не противоречат представлениям об аллотигенной природе глауконитовых песков: их распространение на современных шельфах, связь с шельфовыми осадками прошлого, изобилующими внутренними перерывами, приуроченность к основанию трансгрессивных комплексов, парагенезы с фосфоролитами, лептохлоритами и другими образованиями, содержащими интракласты. Вместе с тем имеется ряд фактов [25], подтверждающих представления А. Хаддинга, Л. В. Пустовалова, Л. Н. Формозовой и других о хемогенно-седиментационной природе глауконита: принимая такую трактовку глауконитовые пески следовало бы отнести не к кластолитовым, а к семейству кристалло-органолитовых пород. Оставляя глауконитовые пески и песчаники в группе псаммитовых интракластов, следует, однако, подчеркнуть, что среди них есть и несомненные хемолиты, и собственно кластолиты, образованные от перемыва более древних глауконитсодержащих пород.

3. Адъюнктивно-минеральные собственно песчаные и интракластовые породы и породы с акцессориями. Задачи теоретического, но еще более практического характера заставляют обратить внимание на группу песчаных осадков и пород, в которых интерес представляют не главные компоненты-породообразователи, а минералы, содержащиеся в малых количествах. Такие минералы В. Н. Швановым [25] разделены на две категории: акцессорные, в количестве до 2%, и адъюнктивные (от лат. adjunctus — добавочный, присоединительный), в количестве 2% и более. Классификация песчаников по адъюнктивным минералам

осуществляется параллельно с главной минерально-петрографической классификацией и является, таким образом, целевой. При наличии адъюнктивных минералов породе может присваиваться двойное наименование — по составу основной кластики и составу, с учетом количества, адъюнктивных минералов. Для пород с акцессорно-адъюнктивной составляющей предлагается следующая терминология:

— при содержании минерала или минералов в количестве до 2%, их присутствие обозначается перечислением с предлогом «с». Например, основная петрокластическая граувакка с оливином и пироксеном;

— при концентрации минерала или минералов в количестве 2—10% они называются в сочетании со словом «содержащий»: оливин-пироксенсодержащая основная петрокластическая граувакка;

— при содержании адъюнктивных минерала или минералов в количестве более 10% их название дается в форме прилагательного: оливин-пироксеновая петрокластическая граувакка.

Адъюнктивно-минеральные собственно песчаные породы по свойствам входящих в их состав минералов-индикаторов могут быть разделены на две подгруппы: породы с неустойчивыми против химического выветривания и механической абразии минералами-индикаторами и породы с устойчивыми в зоне гипергенеза минералами.

1. Подгруппа с неустойчивыми в зоне седиментогенеза минералами, куда относятся пески и песчаники:

а) серпентиновые и серпентинсодержащие. Далее — то же — со словом «содержащие»;

б) оливиновые;

в) пироксеновые и амфиболовые;

г) нефелиновые;

д) апатитовые, содержащие не аутигенный или аллотигенный, а собственно обломочный апатит;

е) галенитовые;

ж) сфалеритовые;

з) церусситовые и некоторые другие.

2. Подгруппа с устойчивыми в зоне гипергенеза минералами, включающая пески и песчаники:

а) ильменит-циркон-рутил-монацитовые;

б) циркон-турмалин-апатитовые;

в) гранатовые;

г) гематит-магнетитовые;

д) хромитовые;

е) касситеритовые;

ж) монацитовые и некоторые другие.

Характеристика и примеры перечисленных видов песчаных пород и осадков приведены в работе [25]. Разделение адъюнктивно-минеральных песчаных пород на две подгруппы отражает особенности их генезиса, и прежде всего разные геологические обстановки их накопления. Первая подгруппа является продуктом начальной дифференциации вещества и образуется в результате накопления минералов, которых достаточно много в исходных магматических или гидротермально-метасоматических породах. Продукты их размыва, не претерпев существенной гипергенной переработки, накапливаются вблизи коренных источников.

Вторая подгруппа охватывает отложения, в которых повышенные концентрации минералов, происходящих из одного или нескольких источников, являются результатом значительной дифференциации вещества, чаще всего продуктом естественного шлихования. Минералы, образующие концентрации в песках этой подгруппы, имеют повышенную плотность, повышенные химическую устойчивость и абразивную прочность. Породы с акцессориями выделяются с целевым назначением как потенциально или промышленно рудоносные или рудовмещающие. Главные их виды в составе кластолитов и псаммитолитов, в частности, приведены в табл. III-7.

Особое место в классификации песчаных пород занимают микалиты — пески с разным, иногда очень высоким содержанием слюды. Они образуются

Таблица III-7

Важнейшие россыпные акцессорно-минеральные осадки (породы) и руды (Составлена В. Т. Фроловым)

Главный компонент	Вмещающий осадок или порода	Генетический тип отложения
Золото	Галечник, брекчия, песок (пелит)	Элювий, делювий, пролювий, аллювий; эоловый, прибойный, дельтовый осадок
Платина	Галечник, брекчия, песок	Аллювий, элювий, перлювий, эоловый осадок
Киноварь	Брекчия, галечник, песок	Элювий, коллювий, аллювий
Колумбит	Галечник, песок	Элювий, аллювий, прибойный осадок
Вольфрамит	Галечник, песок	Делювий, аллювий; прибойный, прибрежно-флювиальный осадок
Шеелит	Галечник, песок	Аллювий; прибойный, прибрежно-флювиальный осадок
Алмаз	Песок, щебень, валунник, глина мусорная	Элювий, делювий, пролювий, аллювий; эоловый, прибрежный осадок
Корунд	Щебнистый суглинок, песок	Делювий, аллювий; прибрежный осадок
Топаз	Щебень, песок	Элювий, делювий, аллювий; прибрежный осадок
Хромит	Щебень, песок	Элювий, делювий; прибрежный осадок
Горный хрусталь	Щебень, брекчия, песок	Элювий, делювий, аллювий; прибрежный осадок
Яшма, агат, опал	Щебень, конгломерат, песок	Элювий, делювий, пролювий, аллювий; эоловый, прибойный осадок
Топаз, берилл, турмалин и другие ювелирные камни	Щебень, суглинок, песок	Элювий, делювий, аллювий
Нефрит, жадеит	Щебень, дресва, песок	Элювий, делювий, аллювий
Кость мамонтовая	Галечник, песок, глина	Аллювий; дельтовый, лагунный, пляжевый осадок
Янтарь	Песок, глина	Пляжевый, лагунный, дельтовый осадок

вблизи областей размыва, сложенных кристаллическими породами, богатыми слюдой, либо на удалении, в обстановках, благоприятных для накопления флотационно-способных минералов, каковыми являются халистатические участки водоемов.

Классифицирование песчаных пород по обстановкам образования (генетическое классифицирование). Хотя генетические аспекты всегда существуют в научном классифицировании по тому или иному эмпирически выделяемому признаку или признакам природных объектов, широко распространенными является противоположный прием, когда сами обстановки образования или преобразования выбирают в качестве основания для деления, а затем отыскивают признаки реальных пород, соответствующие этим обстановкам. Такая процедура и есть собственно генетическое клас-

сифицирование. В литературе имеются различные генетические классификации песчаников: по ландшафтным обстановкам, динамике осадкообразующей среды, климату, тектоническим режимам и т. д. Поскольку песчаные породы могут быть встречены практически повсеместно, общие классификации фациальных обстановок, изложенные, например Д. В. Наливкиным, В. И. Поповым, Г. Рейнеком и И. Сингхом, В. Т. Фроловым, Г. Редингом и др., могут быть перенесены с очень небольшими изменениями в сферу изучения песчаных пород. Мы этого делать не будем, а из генетических классификаций выберем две, до сих пор, на наш взгляд, малоразработанные и поэтому заслуживающие внимания: 1) по степени постдиагенетических преобразований и 2) по тектоническим обстановкам осадконакопления.

Из работ Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Н. Шванова, О. В. Япаскурта, В. Т. Лукьяновой, А. В. Лукьянова и других хорошо известны минеральные и структурные превращения, охватывающие песчаные породы в зоне эпигенеза: по завершении диагенеза и до начального метаморфизма [6, 23, 28]. Эти превращения осуществляются по двум линиям. Первая линия — это песок — песчаник кварцитовидный, мозаичный песчаник — кварцит — охватывает бесцементные пески и песчаники, сложенные устойчивыми в условиях эпигенеза компонентами. Вторая линия — от песчаного осадка с пелито-псаммитовой или псаммитовой структурой — к породе с матриксом, заключающим устойчивые в условиях эпигенеза обломочные зерна — и далее к грано-лепидобластовому метаморфическому сланцу. Этот путь проходят вакки, независимо от состава обломочной части, глинистый компонент которых у нижней границы зоны катагенеза, так же как и неустойчивые компоненты, превращается в матрикс, и полимиктовые, даже бесцементные арениты, матрикс которых образуется за счет неустойчивых при эпигенезе обломков эффузивов, глинистых сланцев, средних и основных плагиоклазов и некоторых других. Конечным результатом превращения как глинисто-цементных пород, так и полимиктовых аренитов являются грано-лепидобластовые метаморфические сланцы, естественно различающиеся составом, но главным образом соотношением метаморфических минералов в зависимости от исходного состава обломков, количества и состава глинистого цемента. Номенклатура пород, отражающая постседиментационные превращения аренитов и вакк, приведена в табл. III-8. В качестве дополнения к таблице заметим, что названия конкретных пород, приведенные в ней, могут детализироваться в соответствии с реально наблюдаемыми составами компонентов: например, граувакковый песчаник может представлять собой петрокластическую кварцево-граувакковую разность, аркозо-высокополевошпатовый может быть K-, K—Na-, Na—Ca-аркозом или соответствующим высокополевошпатовым песчаником и т. д.

Тектоническая интерпретация песчаных пород, и в частности применение минерально-петрографической диагностики и классифицирования для тектонических (геодинамических) реконструкций, является одной из важнейших задач осадочной петрологии. История тектонической интерпретации минерального состава песчаников, начиная с 30-х годов нашего столетия показывает, что здесь довольно быстро были достигнуты положительные результаты. Согласно Ф. Петтиджону и др. [10], степень зрелости песчаников, наблюдаемая при переходе от граувакк к кварцевым песчаникам, отражает переходы от подвижных геосинклинальных к стабильным платформенным обстановкам. Рисуется следующая схема соотношения петрографических типов песчаников и тектонических обстановок: граувакки с повышенным содержанием полевых шпатов — эвгеосинклинали; граувакки с повышенным содержанием обломков пород — миогеосинклинали; аркозы и лититовые арениты — погруженные кратоны на платформах; базальные аркозы и кварцевые арениты — устойчивые кратоны.

Сходных представлений, опирающихся на геосинклинальную концепцию, придерживался и ряд отечественных литологов [1, 12, 23]. Последующие

Номенклатура песчаных пород, отражающая их преобразования в зонах

Зоны преобразования	Арениты			
	Кварцево-олигомиктовые (Кв-олг)	Аркозы и высокополевошпатовые (Арк-впшп)	Граувакки (Грв)	
Диагенеза — начального катагенеза	(Кв-олг)-овый песок	(Арк-впшп)-овый песок, рыхлый песчаник	(Грв)-овый песок, рыхлый песчаник	
Умеренного — глубокого катагенеза	(Кв-олг)-овый песчаник	(Арк-впшп)-овый песчаник	(Грв)-овый песчаник → → кварц-альбит-хлорит-слюдистая матричная (грв)	
Метагенеза	(Кв-олг)-овый кварцитовидный песчаник	Кварц-альбит-слюдистый матричный песчаник	Кварц-альбит-слюдисто-хлоритовая матричная (грв)	
Зеленосланцевого метаморфизма	(Кв-олг)-овый кварцит	Кварц-альбит-слюдистый кварцит	Кварц-альбит-хлорит-слюдисто-эпидотовый сланец	

шаги в интерпретации петрографических составов песчаников предпринимались с позиций тектоники плит [29, 30, 33]. Они не привели к большей детальности исследования, т. е. к возможности распознавания большего числа тектонических структур по составу песчаных пород, хотя и трансформировали исследования на новый язык, соответствующий понятиям тектоники плит.

В стремлении создать тектоническую классификацию песчаных образований в качестве основы мы выбрали трехуровенную схему деления тектонических структур в концепции тектоники плит (системы континент—океан) и попытались проанализировать, какие именно петрографические виды песчаников свойственны тем или иным структурам. Обнаружилось, что наибольшей детальности в тектонической интерпретации песчаных отложений можно добиться в случае, если использовать не только минеральные виды, взятые по отдельности, но и их ассоциации, прослеживаемые по латерали и вертикали (табл. III-9).

Первому уровню структурно-геодинамических подразделений земной коры соответствуют три группы осадочных комплексов: I — континентальная, II — окраинно-континентальная, III — океаническая, которые идентифицируются по наиболее общим петрографическим различиям песчаных пород, включающим в себя контрастные признаки основных петрографических групп и их отдельных видов. Для континентальных комплексов характерны породы группы кварцевых песчаников (Q≥50%) и К-аркозы. Совокупность окраинно-континентальных комплексов представлена смешанными видами пород группы граувакк, а для океанических комплексов свойственны петрокластические граувакки — основные и ультрамафические.

Для второго уровня структурно-геодинамических подразделений земной коры выделяются осадочные комплексы по основным геодинамическим обстановкам внутри основных структурных элементов земной коры. Группа континентальных комплексов подразделяется на комплексы континентальных платформ и коллизионных границ плит (орогенных поясов). В группе окраинно-континентальных комплексов выделяются комплексы пассивных и активных окраин континентов. Среди океанических комплексов могут выделяться подкомплексы океанических платформ и рифтовые. Последние в схеме опущены из-за недостаточной информации. Для осадочных комплексов второго уровня структурно-геодинамических подразделений земной коры индикаторными являются статические ассоциации минерально-петрографических видов песчаных пород или латеральные петрогенетические ряды. Устанавливаются следующие корреляционные пары «осадочные комплексы/статические ассоциации минерально-петрографических видов песчаных пород»: I-А — комплексы континентальных платформ/К-аркозы — олигомиктовые песчаники — кварцевые и высококварцевые песчаники; I-В — континентальные комплексы коллизионных границ плит (орогенных поясов)/олигомиктовые и мезомиктовые песчаники — К-аркозы — высококварцевые и лититовые граувакки — полимиктовые граувакки; II-А — комплексы

Таблица III-8

эпигенеза — зеленосланцевого метаморфизма

	Вакки		
	Кварцево-олигомиктовые (Кв-олг)	Аркозы и высокополевошпатовые (Арк-впшп)	Граувакки (Грв)
	Глинистый (кв-олг)-овый песок, рыхлый песчаник	Глинистый (арк-впшп)-овый песок, рыхлый песчаник	Глинистый (грв)-овый песок, рыхлый песчаник
	Глинистый кварцевый песчаник	Глинистый (арк-впшп)-овый песчаник → кварц-полевошпат-слюдистый матричный песчаник	Глинистый (грв)-овый песчаник → кварц-альбит-хлорит-слюдистый матричный песчаник
	Кварцевый слюдистый матричный песчаник	Кварц-полевошпат-слюдистый (хлоритовый) матричный песчаник	Кварц-альбит-хлорит-слюдисто-эпидотовый (карбонатный) матричный песчаник
	Кварцево-слюдистовый (альбитовый) сланец	Кварц-слюдисто-альбитовый (хлоритовый) сланец	Кварц-альбит-хлорит-слюдисто-хлорит-эпидотовый сланец

пассивных окраин континентов/высококварцевые лититовые граувакки — лититовые граувакки; II-В — комплексы активных окраин континентов (субдукционных границ плит)/лититовые граувакки — аркозы смешанные — петрокластические граувакки.

Для третьего уровня структурно-геодинамических подразделений земной коры внутри основных геодинамических обстановок выделяются осадочные комплексы, отвечающие отдельным морфоструктурно-ландшафтным единицам. Например, внутри континентальных платформ (I-А) выделяются комплексы наземных поднятий (I-А-1) и наземных равнин (I-А-2), комплексы мелководных бассейнов (I-А-3) и внутриконтинентальных рифтов (I-А-4) и т. д.

Эти наиболее мелкие дифференцированные системы осадочных комплексов идентифицируются по эволюционным ассоциациям минерально-петрографических видов песчаных пород или, что то же самое, по вертикальным петрогенетическим рядам. Выделены корреляционные пары «осадочные комплексы/вертикальные петрогенетические ряды песчаных пород»: I-А-1 — комплексы наземных поднятий континентальных платформ/К-аркозы → мезомиктовые песчаники → олигомиктовые песчаники; I-А-2 — комплекс наземных равнин континентальных платформ/К-аркозы → мезомиктовые песчаники → олигомиктовые песчаники → кварцевые песчаники и т. д. Названные корреляционные пары вычитываются из табл. III-9, где в графе 2 трехзначным символом обозначена морфоструктурно-ландшафтная единица, в графе 3 дано ее наименование, в графе 6 — приведен соответствующий ей вертикальный петрографический ряд. Очевидно, что табл. III-9 может читаться слева направо и справа налево. В первом случае она выполняет роль классификации песчаных комплексов по тектоническим структурам, во втором служит ключом для распознавания тектонических структур по их внутренним признакам, заложенным в составе слагающих их песчаников и является таким образом, одним из методов тектонического анализа.

III-3. РОД АЛЕВРОЛИТЫ — АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

К алевролитам — цементированным разностям и их рыхлым аналогам — алевритам относятся породы и осадки, содержащие более 50% частиц размером 0,05—0,005 мм. В литературе на английском эквивалентом терминов «алеврит» и «алевролит» служат «silt» и «siltstone»; размеры частиц которых укладываются в диапазон 0,05—0,005 мм по классификации Почвенного бюро США или 0,0625 (1/16 мм) — 0,0039 (1/256 мм) по классификации К. Уэнтворта 1922 г. В грунтоведении частицы 0,05—0,001 мм принято называть пылеватыми.

Верхний предел алевритовых пород ограничен естественным дефицитом размерных фракций, очерчивающим их границу. Нижний предел вблизи размера 0,005 мм обозначен менее отчетливо, но, по-видимому, существует: за ним возрастает объем природного материала, представляющего конечный продукт механической дифференциации, в той или иной мере переработанный

Таблица III-9

Тектонические обстановки формирования комплексов песчаных пород и их минерально-петрографическая спецификация

Уровни структурно-геодинамических подразделений земной коры	Символы подразделений осадочных комплексов	Наименование комплексов песчаных пород по их принадлежности к структурно-геодинамическим подразделениям земной коры	Петрографические признаки комплексов песчаных пород		
			Петрографические семейства и отдельные виды песчаных пород	Статические ассоциации петрографических видов песчаных пород — латеральные петрогенетические ряды	Эволюционные ассоциации петрографических видов песчаных пород — вертикальные петрогенетические ряды
1	2	3	4	5	6
1-й — по основным структурным элементам и типам земной коры	I	Группа континентальных комплексов (на сиалическом основании)	Семейство кварцевых песчаников, К-аркозы		
	II	Группа окраинно-континентальных комплексов	Смешанные виды семейства граувакк		
	III	Группа океанических комплексов (на базальтовом основании)	Петрокластические граувакки основные и ультрамафические		
2-й — по основным геодинамическим обстановкам внутри основных структурных элементов земной коры	I-A	Комплексы континентальных платформ		К-аркозы — олигомиктовые песчаники — кварцевые и высококварцевые песчаники	
	I-B	Континентальные комплексы коллизионных границ плит (орогенных поясов)		Олигомиктовые и мезомиктовые песчаники — К-аркозы—высококварцевые и лититовые граувакки — полимиктовые граувакки	
	II-A	Комплексы пассивных окраин континентов		Высококварцевые литиговые граувакки — литиговые граувакки	

	II-B	Комплексы активных окраин континентов (субдукционных границ плит)		Лититовые граувакки — аркозы смешанные — петрокластические граувакки	
3-й — по морфоструктурно-ландшафтным единицам внутри основных геодинамических обстановок	I-A-1	Комплексы наземных поднятий континентальных платформ			К-аркозы → мезомиктовые песчаники → олигомиктовые песчаники
	I-A-2	Комплексы наземных равнин континентальных платформ			К-аркозы → мезомиктовые песчаники → олигомиктовые песчаники → кварцевые песчаники
	I-A-3	Комплексы мелководных бассейнов континентальных платформ (внутренних морей и прибрежных шельфов)			Олигомиктовые песчаники → → кварцевые песчаники → высококварцевые песчаники
	I-A-4	Комплексы внутриконтинентальных рифтов			К-аркозы → мезомиктовые песчаники → лититовые граувакки → полимиктовые граувакки → петрокластические граувакки
	I-B-1	Комплексы наземных поднятий коллизионных границ плит (орогенных поясов)			К-аркозы → лититовые граувакки → полимиктовые граувакки
	I-B-2	Комплексы наземных равнин, межгорных и предгорных прогибов коллизионных границ плит (орогенных поясов)			Олигомиктовые песчаники → мезомиктовые песчаники → высококварцевые граувакки → лититовые граувакки
	I-B-3	Комплексы мелководных бассейнов предгорных прогибов коллизионных границ плит (орогенных поясов)			Кварцевые песчаники → олигомиктовые песчаники → мезомиктовые песчаники → высококварцевые лититовые граувакки

Продолжение табл. III-9

1	2	3	4	5	6
3-й — по морфоструктурно-ландшафтным единицам внутри основных геодинамических обстановок	II-B-1	Комплексы глубоководных желобов активных окраин континентов			Петрокластические граувакки основные → петрокластические граувакки средние и кислые → → полимиктовые граувакки
	II-B-2	Комплексы энсиматических островных дуг активных окраин континентов			Петрокластические граувакки основные → высокополевошпатовые песчаники → Na—Ca-аркозы
	II-B-3	Комплексы энсиалических островных дуг активных окраин континентов			Петрокластические граувакки средние и кислые → Na- и K-Na-аркозы → полимиктовые и лититовые граувакки
	II-B-4	Комплексы глубоководных впадин окраинных морей активных окраин континентов			Петрокластические граувакки основные → петрокластические граувакки средние и кислые → → полимиктовые граувакки → → лититовые граувакки
	II-B-5	Комплексы активных окраин континентов андского типа			Петрокластические граувакки средние и кислые → полимиктовые граувакки → лититовые граувакки → высококварцевые лититовые граувакки

химическими процессами. По размеру частиц алевритовые кластолиты в отечественной литературе разделяют на крупнозернистые (0,05—0,025 мм), среднезернистые (0,025—0,01 мм) и мелкозернистые (0,01—0,005 мм).

По-видимому, существуют три типа локализации алевритовых пород в геологических разрезах. Первый представляют глинисто-сланцевые толщи подвижных областей, где алевритовые частицы тесно ассоциируют с пелитовым веществом, а породы такого вида переслаиваются с собственно пелитолитами. По Ф. Петтиджону (1981 г.) существует обширная группа пород ряда глинистый алевролит—алевритовая глина, где алевритовая составляющая занимает 1/3—2/3 породы. Разграничить алевролиты и пелитолиты в данном случае в составе глинистых — «аспидных», «шиферных», «карандашных» сланцев без микроскопа крайне трудно. Есть основание полагать, что значительная часть глинистых сланцев в составе так называемых аспидных, нижнемолассовых, черносланцевых и некоторых других формаций на самом деле являются глинистыми алевролитами. Бесцементные алевролиты обнаруживаются легче. Легко узнается ганистер—кварцевый алевролит из угловатых зерен.

Второй тип локализации алевритовых пород осуществляется в лёссе. Лёсс — это, по существу, алевритовая порода, так как ее главная размерная фракция, практически всегда превышающая 50%, лежит в интервале 0,05—0,005 мм (табл. III-10). Остальные компоненты представлены пелитовыми частицами, карбонатами, гипсом и каким-то количеством песчаных обломков. Количество пелитовой составляющей колеблется от 4—5 до 20—25%, а представление о ее гранулометрическом составе во многом зависит от способа подготовки образца к анализу, с помощью которого добиваются того или иного диспергирования глинистых агрегатов (табл. III-11). Существуют бескарбонатные породы, сохраняющие при этом облик и свойство лёссов. Поэтому в поисках определяющего признака, по которому порода может быть отнесена к лёссу, следует обратиться не к составу, а к структуре. По мнению В. Д. Ломтадзе, «...Обязательным диагностическим признаком лёссовых пород является их макропористость, при этом норы в виде вертикальных канальцев, видимые невооруженным глазом, значительно превосходят размер частиц породы. Без исследования макропористости изучение лёссовых пород неполноценно и даже неграмотно» [7, с. 244].

Третий этап локализации алевролитов осуществляется в красноцветных и пестроцветных толщах. Многие из подобных алевролитов представляют собой ископаемые лёссы, потерявшие свойства «лёссовости» из-за сокращения порового пространства, но сохранившие главные черты состава: преобладание алевритовых частиц, присутствие пелитовой и карбонатной составляющей. Описывались Л. В. Пустоваловым в Западном Приуралье, В. И. Поповым и его сотрудниками в неогеновых молассах Средней Азии, В. Н. Швановым в меловых отложениях Таджикистана.

Трудно предложить петрографическую классификацию алевролитов, поскольку, с тех пор как они были выделены как группа пород А. Н. Заварицким в начале 30-х годов, ими мало занимались из-за их низкой геологической информативности и относительной трудности оптической диагностики мелких зерен. По-видимому, существуют три главных петрографических вида алевролитов. Первый, изученный Л. В. Пустоваловым в 30-х годах,— это полимиктовые алевролиты, сложенные зернами эффузивов, метаморфических и кремнистых пород, кварца, полевых шпатов, слюды и хлорита.

Полимиктовые алевролиты, однако, являются исключением из общего правила: основная тенденция в преобразовании обломочного материала заключается все же в продуцировании тонкокварцевого и тонкополевошпатового материала в зависимости от исходного состава пород. Количество тонкокварцевого материала должно при этом заметно преобладать, так как он менее всех остальных породообразователей подвергается разрушению

Таблица III-10

Средний гранулометрический состав четвертичных лёссов Причерноморья (по В. Ф. Краеву — М. П. Лысенко [8])

Лёссы	Содержание, %, по фракциям, мм					Число определений
	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	
1-го типа	10,2	44,1	13,9	19,7	10,9	58
2-го типа	10,8	52,9	13,0	13,9	9,2	48
3-го типа	7,9	53,8	13,5		24,8	20

Таблица III-11

Влияние способа обработки на результаты гранулометрического анализа лёссовых грунтов [8]

Способ обработки	Содержание, %, по фракциям, мм						
	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	0,0005—0,002	0,0005—0,0002	<0,0002
Растирание	19,3/39,2	67,8/36,0	7,9/10,3	3,5/11,9	1,5/2,6	—	—
Растирание и кипячение	16,0/22,7	56,3/27,9	15,8/14,3	8,3/29,7	3,6/5,2	—	—
Растирание, кипячение, добавка NH_4OH	11,4/15,2	57,8/23,1	11,1/12,5	9,4/21,9	10,3/27,3	—	—
По методике Н. А. Качинского	4,3/6,3	55,0/17,5	10,3/12,4	5,3/10,4	2,1/5,0	2,8/2,3	20,2/46,1

Примечание. В числителе — результаты анализа светло-палевого лёсса (Q_{II}), в знаменателе — красно-бурого лёссовидного суглинка (Q_I).

и не сваливается в область пелитовых пород, подобно полевым шпатам, а тем более эффузивным, метаморфическим и иным обломочным зернам пород.

Поскольку существуют две линии формирования кластолитов: одна за счет петрокласто-лититовых пород, вторая — за счет аркозов [25], в природе осуществляется также формирование двух других минерально-петрографических видов алевролитов: один — мономинерально-кварцевый, образованный путем измельчения граувакк и разрушения при этом литито-петрокластической части, второй — аркозово-кварцевый, связанный с измельчением высокополевошпатовых пород, обломки которых, в особенности К-полевых шпатов разрушаются медленнее петро-литокластов, и поэтому способны сохраняться в алевритовой фракции. Существует также четвертый петрографический вид — слюдистых алевролитов или микалитов. Описанные в литературе микалиты, по-видимому, относятся большей частью именно к алевритовым породам.

ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ ПО КЛАСТОЛИТАМ

АГЛОМЕРАТ (термин И. Лапеля, 1833 г.) — скопление обломков горных пород и минералов, обычно применяется для вулканических и осадочных пород. Син. — кластит.

АДЪЮНКТИВНО-МИНЕРАЛЬНАЯ ГРУППА — кластолиты, содержащие адъюнктивно-минеральные компоненты (см. а.-м. компонент). Разделяется на две подгруппы: породы с неустойчивыми против выветривания минералами (оливином, нефелином, галенитом и др.) и породы с устойчивыми против выветривания минералами (циркон, гранат, хромит и др.). Кроме того, существуют микалиты — кластолиты с высоким, более 25% содержанием слюды.

АДЪЮНКТИВНО-МИНЕРАЛЬНЫЙ КОМПОНЕНТ (от лат. adjunctus — добавочный, присоединительный) — минерал, обычно представленный в акцессориях, обладающий способностью концентрироваться в кластолитах в количестве более 2% (циркон, монацит, оливин и др.).

АЛЕВРИТ (термин А. Н. Заварицкого, 1932 г.) — осадок или рыхлая осадочная порода, более чем на 50% сложенная частицами алевритовой размерности. Последняя в разных классификациях принимается, мм: 0,05—0,005; 0,05—0,001; 0,0625—0,0039. Син.: силт, пылеватый осадок. Цементированная разность а.— алевролит, силтстон.

АНГУЛОПСЕФИТОВАЯ СТРУКТУРА — структура псефитолитов, образованная угловатыми и плохоокатанными обломками (при оценке по пятибалльной шкале — ниже 1,5 среднего балла окатанности).

АРЕНИТ (термин А. Грабау, 1904 г.) — песок или песчаник, не имеющий или содержащий глинистую примесь или матрикс в количестве менее 10%.

ВАККА — песок или песчаник, содержащий глинистую примесь или матрикс в количестве 10—50%.

ГАНИСТЕР — кварцевый алевролит из угловатых зерен.

ГРИТ — грубозернистый песчаник из угловатых зерен.

ИДИОЛИТ — осадочная порода, содержащая более 50% основного компонента.

— Идиолит монолитический собственно — содержащий основного компонента более 95%. Син.: монолитическая порода в узком смысле.

— Идиолит монолитический в широком смысле — содержащий основного компонента более 90%. Син.: монолитическая порода в широком смысле.

— Идиолит би-, трилитический и т. д. — содержащий 50—90(95)% основного компонента и 5(10)—50 дополнительного или дополнительных.

КВАРЦЕВО-СИЛИКАТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ — надкласс о. п., сложенный более чем на 50% обломочным кварцем, силицитовыми, кварцитовыми обломками, силикатными компонентами любой структуры: обломочной, пелитовой, кристаллитовой. (Син.: силикатные о. п., силикалиты).

КЛАСТОЛИТ — цементированная о. п., более чем на 50% состоящая из обломков крупнее 0,005 мм. Рыхлый к. — кластит.

— Кластолит диагенетический — образован от растрескивания усыхающего осадка.

— Кластолит интракластовый — образован перемещенными осадочными фрагментами, сформированными в том же бассейне седиментации.

— Кластолит собственно осадочный — образован обломками более древних пород и минералов.

— Кластолит экзогенно-гальмиролитический — кор субаэрального и субаквального выветривания.

— Кластолит грязевый — цементированная осадочная порода из обломков крупнее 0,005 мм — продуктов грязевого вулканизма. Рыхлый к. — кластит.

— Кластолит тектонический — цементированная порода из обломков крупнее 0,005 мм — продукт тектонических дислокаций. Син.: тектокластолит, эндолитическая порода.

— Кластолит ударный — осадочная порода из обломков крупнее 0,005 мм — продуктов ударных волн. Частный случай — ударная брекчия — зювит, образующаяся при метеоритных ударах.

— Кластолит эффузивно-магматический — цементированная порода из обломков крупнее 0,005 мм — продуктов вулканических выбросов.

ЛЁСС — обычно алевролит с пелитовой и карбонатной примесью, реже смешанная о. п. из трех компонентов — алевритового, пелитового, карбонатного — с небольшой примесью песчаных зерен. Непременным признаком Л. являются характерная макропористость, иногда вертикальная трубчатость, определяющие его специфические физические свойства.

МАТРИКС — пелитоподобное вещество от гелево-аморфной до лепидо-бластовой структуры, служащее цементом в зернистой породе (алевритовой, псаммитолитовой, псефитолитовой). Образуется за счет глинистого цемента и обломочных зерен, деструктурированных при эпигенезе.

МАФЕЛИТЫ — класс силикалитов, обогащенный магнезиально-железистыми компонентами. Индикаторами М. являются основные граувакки, Na—Ca-аркозы, Fe—Mg-смектиты и т. п.

МАЧИНИТ (от лат. machineus — крупный, огромный кусок скалы) — горнопородная масса, содержащая обломки пород крупнее 10 м.

МИКСТОЛИТ — смешанная осадочная порода, где ни один из трех или более компонентов не достигает 50%.

МИКСТИТ (термин Л. Шермерхорна, 1966 г.) — смешанная осадочная порода, содержащая 10—50% крупногрубообломочного материала (крупнее 0,2 см). Существуют гравийные, галечные, грубообломочные М. с преобладанием соответственно гравийных, галечных или грубых обломков.

МИЛОНИТ (термин Лэпуорта, 1885 г.) — порода из обломков разного размера, заключенных в тонкодисперсную, часто полупрозрачную или непрозрачную массу со сланцеватой ориентированной текстурой и следами течения. Продукт тектонического истирания горнопородных масс.

МИНЕРАЛЬНО-ПЕТРОКЛАСТИЧЕСКАЯ ГРУППА — кластолиты, сложенные обломками более древних, чем данный осадочный цикл, горных пород и породообразующих минералов — кварца, полевых шпатов и др.

НАГЕЛЬФЛЮ — швейцарское название, введенное Б. Штудером для грубообломочных полимиктовых отложений альпийских моласс.

ОРТШТЕЙН — песчаник, пропитанный гидрооксидами железа и кремнеземом, обычно коричневого цвета. Залегает вверху кор выветривания.
ПЕЛИТ (термин К. Наумана, 1849 г.) — осадок или рыхлая осадочная порода, более чем на 50% сложенная пелитовыми частицами (менее 0,005 мм); цементированный п. — пелитолит.
ПЕРЕХОДНАЯ ПОРОДА — г. п., совмещающая в себе минерально-компонентные признаки осадочных и г. п. иного генезиса: вулканических, метаморфических, плутонических или метасоматических.
ПЕСОК — см. псаммит.
ПЕСОК ГЛИНЯНЫЙ (ИЛИ ПЕСЧАНИК) — интракластовый песчаный осадок или порода, в составе которой обломки и окатыши глинистых пород составляют более 50% (в отличие от глинистой песчаной породы, где глинистое вещество играет роль цемента).
ПЕСОК СОВРЕМЕННЫЙ, в том числе водонасыщенный песок — песчаный осадок.
ПЕСЧАНИК, ПЕСЧАНАЯ ПОРОДА, ПСАММИТОЛИТ — синонимы, см. псаммит.
ПСАММИТ (термин А. Броньяра, 1813 г.) — осадок или рыхлая осадочная порода, более чем на 50% сложенная псаммитовыми частицами (размером 2—0,05 мм). Цементированный п.—псаммитолит.
ПСЕФИТ (термин А. Броньяра, 1813 г.) — осадок или рыхлая осадочная порода, содержащая крупные (0,2—10 см) и (или) грубые (0,1—10 м) обломки. По количеству крупных—грубых (кр.—гр.) обломков выделяют идиолитические псефиты или псефиты собственно (кр.—гр. обломков более 50%) и псефитовые микститы (кр.—гр. обломков 10—50%) — дресвяные, галечные, блоковые и т. д. Цементированный п. — псефитолит.
РУДИТ (термин А. Грабау, 1904 г.). Син.: псефит, обычно используется в системе других, близких по звучанию терминов и преимущественно для карбонатных пород:

	Фракция (мм)	Литокластов > > биокластов	Биокластов > > литокластов
Рудит	Псефитовая (>2)	Литорудит	Биорудит
Аренит	Псаммитовая (2—0,06)	Литоаренит	Биоаренит
Силтит	Алевритовая (0,06—0,004)	Литосилтит	Биосилтит
Лютит	Пелитовая (>0,004)	Литолютит	Биолютит

САКСИТ (термин О. А. Мазаровича и В. Г. Чернова, 1981 г., от лат. saxum — скала, утес) — скальная горная порода.
СИАЛЛИТЫ — класс силикалитов, обогащенный алюмокремниевыми компонентами. Индикаторами С. являются олигомиктовые песчаники, К-аркозы, гидрослюдисто-каолинитовые глины и др.
СИЛИКАЛИТЫ — см. кварцево-силикатные о. п.
СИЛИКАТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ — см. кварцево-силикатные о. п.
СУБМАФЕЛИТЫ — класс силикалитов с небольшим преобладанием магнезиально-железистых компонентов над алюмокремниевыми. Индикаторами С. являются Na-аркозы, гидрослюдисто-хлоритовые, сепиолитовые глины и др.
СУБСИАЛЛИТЫ — класс силикалитов с небольшим преобладанием алюмокремниевых компонентов над магнезиально-железистыми. Индикаторами С. являются лититовые граувакки, К—Na-аркозы, хлорито-гидрослюдистые глины и др.
СУПРАМАФЕЛИТЫ — класс силикалитов, наиболее обогащенный магнезиально-железистыми компонентами. Индикаторами С. являются высокоосновные граувакки, Cr—Fe—Mg-смектиты и т. п.
СУПРАСИАЛЛИТЫ — класс силикалитов, наиболее обогащенный алюмокремневыми компонентами. Индикаторами С. являются кварцевые пески, каолинитовые, галлуазитовые глины и т. п.
СФЕРОПСЕФИТОВАЯ СТРУКТУРА — структура псефитолитов, образованная окатанными обломками (при оценке по пятибалльной шкале со средним баллом окатанности 1,5—4,0).
ТЕФРОИДНАЯ ПОРОДА — кластолит, разновидность интракластовой группы пород, образованная в результате переотложения вулканического материала.
ФАНГЛОМЕРАТ (термин А. Лоусона, 1913 г.) — грубообломочная порода, чаще всего микститовая, обычно применяется как генетический термин к отложениям аллювиальных конусов выноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Граувакки*/ Под ред. В. Д. Шутова. М., 1972. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 238).
2. *Грунтоведение*/ Под ред. Е. М. Сергеева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1983. 392 с.
3. *Коссовская А. Г.* К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу.— Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1962, № 310, с. 111—123.
4. *Леонов М. Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М., Наука, 1981. 174 с.
5. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.* Петрографический словарь. М., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд-во, 1932. 472 с.

6. *Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., Наука, 1968. 92 с.
7. *Ломтадзе В. Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л., Недра, 1990. 326 с.
8. *Лысенко М. П.* Лёссовые породы. Л., Недра, 1973. 204 с.
9. *Мазарович О. А., Чернов В. Г.* Верхний гранулометрический предел псефитов.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 6, с 53—59.
10. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 536 с.
11. *Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солоухова И. И.* Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 201—252.
12. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. 1-е изд. Л., Гостоптехиздат, 1953. 672 с.; 2-е изд. Л., Недра, 1961. 780 с.; 3-е изд. Л., Недра, 1969. 704 с.
13. *Рыха В., Малишевская А.* Петрографический словарь. М., Недра, 1989. 590 с.
14. *Симанович И. М.* Кварц песчаных пород. М., Наука, 1978. 154 с.
15. *Справочное* руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958. 526 с.
16. *Теодорович Г. И.* О классификации песчаников на основе вещественного состава четырех обломочных компонентов и характера цемента.— В кн.: Фации и условия формирования нефтепроизводящих свит. М., Наука, 1966, с. 126—166.
17. *Толковый* словарь английских геологических терминов. В 3 т. М., Мир, 1977—1979. Т. 1. 1977. 586 с.; Т. 2. 1978. 588 с.; Т. 3. 1979. 544 с.
18. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М., Недра, 1984. 220 с.
19. *Чернов В. Г.* Псефиты и их геологическое значение. Изд-во Моск. ун-та. 1982. 70 с.
20. *Чернов В. Г.* Псефиты (библиогр. справ.). М., Изд-во Моск. ун-та, 1986. 376 с.
21. *Шванов В. Н.* Песчаные породы и методы их изучения. Распространение, структуры, текстуры. Л., Недра, 1969. 248 с.
22. *Шванов В. Н.* Определение минеральных типов песчаных пород по их химическому составу.— Сов. геология, 1974, № 3, с. 60—73.
23. *Шванов В. Н.* Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. 216 с.
24. *Шванов В. Н.* Аркозы и их минеральные разновидности.— Литология и полезные ископаемые. 1985, № 3, с. 62—68.
25. *Шванов В. Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л., Недра, 1987. 269 с.
26. *Шутов В. Д.* Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 1, с. 95—112.
27. *Шутов В. Д.* Классификация песчаников.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5, с. 86—103.
28. *Япаскурт О. В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М., Недра, 1992. 224 с.
29. *Bhatia M. R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones.— J. Geol., 1983, vol. 91, № 6, p. 611—627.
30. *Dickinson W. R., Suczek C. A.* Plate tectonics and sandstone compositions. —Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1979, vol. 63, p. 2164—2182.
31. *Klein G.* Analysis and review of sandstone classification in the North American geological literature. 1940—1960.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, vol. 74, № 5, p. 555—576.
32. *Krumbein W. C.* Size frequency distributions of sediments.— J. Petrol., 1934, vol. 6, p. 35—47.
33. *Maynard J. B., Valloni R., Ho-Shing Ju.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin.— J. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ., 1982, № 10, p. 551—561.

Глава IV. СЕМЕЙСТВО ПЕЛИТОЛИТЫ — ПЕЛИТОВЫЕ, ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Несмотря на всестороннее и глубокое исследование глинистых отложений, до сих пор нет универсального определения этой группы, ее объема и границ. В середине прошлого столетия К. Науман впервые обособил группу тонкодисперсных терригенных образований разного состава под названием *пелиты* (от греч. pelos — ил, шлам), в пределах которой выделил глинистые (диалитические или лимматические) пелиты. Под этим термином были объединены отложения, образовавшиеся в результате химического распада и дробления других ранее существовавших пород. Главнейшим представителем глинистых пелитов К. Науман считал глину.

В наиболее ранних петрографических определениях глин в основу было положено физическое состояние мелкораздробленного вещества из весьма

разнообразных минералов. Отсюда, по М. С. Швецову (1934 г.), глиной надо считать землистую горную породу, дающую с водой пластичную массу, твердеющую при высыхании, при обжиге приобретающую твердость камня.

В большинстве существующих в инженерной геологии, грунтоведении и литологии определений глинистых отложений положен гранулометрический принцип. По В. Л. Ломтадзе, «...Глинами в инженерно-геологической практике называют тонкодисперсные осадочные породы, в которых содержится не менее 30% частиц диаметром <0,002 мм» [14, с. 195]. По определению М. Ф. Викуловой, глинистыми называются породы, содержащие более 50% частиц диаметром менее 0,01 мм [2]. Другие авторы ограничивали верхний предел частиц размером 0,005 мм [12]. В работах зарубежных исследователей прослеживаются те же тенденции. Так, Дж. Адден (1981 г.) считает, что диаметр 1/256 мм не является критическим для проведения границы между алевролитами и глинами. В. Крумбейн и Л. Слосс (1963 г.) полагали, что для этой цели подходит диаметр 1/100 мм. Современные зарубежные исследователи чаще всего в качестве пограничного принимают размер частиц, равный 0,004 мм или 8 в шкале φ [34].

Следует отметить, что авторы этих определений чаще всего адресовали их прежде всего к одной, хотя и наиболее широко распространенной, разновидности глинистых отложений, а именно глинам [14, 26], не претендуя на охват всех остальных представителей этого семейства: глинистых илов, глин мягких, глин уплотненных, аргиллитов, глинистых сланцев.

Если же говорить о всех породах, а не только о глинах, то во всех случаях оставался дискуссионным выбор граничной фракции, каким он должен быть: 0,01; 0,005; 0,002 или 0,001 мм? Гранулометрические критерии, справедливые для глин, неприменимы для преобразованных глинистых отложений — уплотненных глин, аргиллитов и филлитов,— в которых под влиянием повышенных температур и давлений происходит укрупнение частиц до весьма крупных.

Неприменимость гранулометрического признака для обособления глинистых пород, видоизмененных постседиментационными процессами, заставляла обратиться к их вещественному составу. Ряд исследователей вносил в определение анализируемого семейства минералогический смысл: У. Твенгофел [44], Т. Кларк [37], Ф. Петтиджон [21] оценивали с этих позиций глину как породу, состоящую из водных алюмосиликатов. Тенденции к такому подходу проявились в определениях глин в петрографических словарях. Так, в «Петрографическом словаре» [19, с. 70]: «Глина — полидисперсная осадочная порода, содержащая более 50% частиц размером меньше 0,01 мм и 25—30% частиц менее 0,001 мм, в составе которых существенную роль играют глинистые минералы...» То же стремление можно увидеть в определениях других исследователей, например В. Т. Фролова, относящего к глинистым отложениям, более чем наполовину сложенные глинистыми минералами [32].

При определении глинистых пород, на наш взгляд, следует использовать одновременно два признака, рассматривая их во взаимосвязи: количество частиц той или иной размерности, разделенных природным дефицитом, и количество глинистых (а в сильноизмененных породах — слюдистых) минералов.

Статистический анализ гранулометрических данных выявил наличие природного дефицита в области 0,002—0,001 мм. Однако количество глинистых минералов скачкообразно возрастает на границе 0,005 мм; с этим же рубежом связано резкое изменение физических свойств: коэффициента фильтрации, максимальной молекулярной влагоемкости, максимальной высоты капиллярного поднятия, пластичности, пористости, связности и др. [13], очевидно отражающих глубокое изменение физико-химического состояния осадков и горных пород при переходе через рубеж 0,005 мм. Поэтому именно этим размером следует ограничивать сверху то природное распре-

деление, которое мы называем пелитовыми частицами, подчеркивая их размер, или глинистыми частицами, подчеркивая их минеральную форму. Присутствие в гранулометрическом спектре пелитовых частиц локального минимума 0,002—0,001 мм, вероятно, связано с границей, отделяющей от пелитовых частиц собственно коллоидную часть.

Исходя из сказанного, глинистыми мы называем осадки и осадочные породы, у которых суммарное содержание частиц мельче 0,005 мм и слюдистых минералов или других слоистых силикатов составляет 50% и более. В обломочных глинах — это преимущественно неглинистые тонкодисперсные продукты, в глинистых пегнитолитах, а также в аргиллитах и филлитах — «глинистая компонента» слагается глинистыми минералами или в разной степени окристаллизованными слюдами и хлоритом.

Принципы классифицирования глинистых отложений. В отличие от глинистых минералов, для которых проблема структурно-вещественного классифицирования практически решена (табл. IV-1), глинистые породы никогда не имели рациональной и исчерпывающей классификации. Известно, что было предпринято несколько попыток классифицировать эти породы: П. Крыниным [39] — на основе выделения немногочисленных минеральных типов глинистых отложений по их ассоциациям с теми или иными разновидностями песчаников; А. Кароцци [36] — по структурным особенностям глин и глинистых сланцев; Э. Ортоном, Ч. Уивером [45] — по разным физическим свойствам.

Однако по названным признакам не удалось создать удовлетворительной классификации всех известных разновидностей глинистых пород, так же как и использование физических свойств не дало логической основы для их петрографической систематики. Очевидно, трудности классифицирования столь сложных осадочных образований, какими являются глинистые отложения, затруднили выработку строгого подхода к решению этой проблемы и к недостаточному использованию обсуждаемых нами классификационных признаков: состав—структура. В работах современных исследователей обычно фигурируют классификации по минеральному составу (табл. IV-2 и IV-3) при ограниченном анализе структур, не разделяемых к тому же по генетической природе.

Представляется, что для глинистых отложений в силу большого разнообразия структурообразующих элементов и образуемых ими структур необходим уровенный подход к классифицированию. Целесообразно выделять три уровня их классифицирования: макроскопический, микроскопический и ультрамикроскопический.

Макроскопический уровень. Отвечает изучению состава и структурных признаков невооруженным глазом или с помощью лупы. Нижний предел оценки размеров частиц при этом не превышает 0,1 мм.

Микроскопический (оптический) уровень. Определяется разрешающей способностью обычных световых микроскопов, позволяющих изучать частицы размером до 0,005 мм. Оценка структурной организации и состава вещества осуществляется в шлифах.

Ультрамикроскопический уровень. Выделение и оценка состава и структурообразующих элементов и структур с помощью современных электронных микроскопов просвечивающего и сканирующего типов, дающих увеличение в десятки тысяч раз; этому же уровню отвечает рентгеноструктурный анализ.

Макроскопический уровень структурной и вещественной оценки для глинистых отложений не имеет существенного значения. Основу предлагаемой классификации составляют микроскопический и ультрамикроскопический уровни. Завершающим итогом названной классификации в идеале должен быть уровень, отражающий взаимосвязь между составом отдельных минералов и особенностями их кристаллохимического строения, оцениваемых на рентгеноструктурной и электронографической основах.

Таблица IV-1

Классификация глинистых минералов (по Л. Г. Рекшинской, 1988 г., с дополнениями)

Тип структуры	Тип слоя и схема строения	Заряд слоя q, Кл	d_{001}, Å	Группа	Подгруппа	Заполнение октаэдров — минералы	
						Диоктаэдрические	Триоктаэдрические
Слоистый	Диформный или двухэтажный, 1:1	0	7,2	Каолинита—серпентина	Каолинита	Каолинит, диккит, накрит, галлуазит, аноксит	—
					Серпентина	—	Хризотил, антигорит, лизардит
					Бертьерина	—	Бертьерин, кронштедтит, тюрингит, гриналит, амезит
	Триформный или трехэтажный, 2:1	0	9,2	Пирофиллита — талька	—	—	—
		0,6—0,9	12,5—15,5	Смектита	Монтмориллонита	Моитмориллонит, нонтроиит, волконскоит, бейделлит	—
					Сапонита	—	Сапоиит, гекторит, циннвальдит, медмонтит
		0,7—10	10,0	Слюд	Нормальных слюд	Мусковит, парагонит, фенгит	Флогопит, биотит
					Хрупких слюд	Маргарит	Клинтонит
					Гидрослюд	Иллит, серицит, глауконит	Гидробиотит
		0,6—1,0	14,5	Вермикулита	Вермикулита	Вермикулит	—
	Четырехэтажный, 2:1:1	Меняется	14,0	Хлорита	Хлорита	Донбассит, судоит, кукеит	—
					Пеннина—клинохлора	—	Пеннин, клинохлор
					Шамозита	—	Шамозит
Цепочечно-слоистый	Трехэтажный, 2:1	То же	10,5 и 12,3	Палыгорскита—сепиолита		Палыгорскит, сепиолит	—
Смешанно-слоистый	—	»	10,0—15,4	—	Упорядоченных	Ректорит (Сл—М), корренсит (Хл—Сп), тосудит	—
					Неупорядоченных	Сл—См, См—Хл, К—См, К—Сл, Хл—В, Сл—Хл—Сл и др.	—

Примечания. 1. Сокращения: Сл — слюда, См — смектит, Хл — хлорит, Сп — сапонит, К — каолинит, М — монтмориллонит, В — вермикулит. 2. q — заряд слоя, на 1/2 элементарной ячейки.

Таблица IV-2

Классификация глинистых пород (граноморфные сиаллитные породы, по Ю. П. Казанскому и др. [10])

Минеральная группа	Тип глин		
	Основной	Сложный	Смешанный
Каолинитовая	Каолинитовые и галлуазитовые	Галлуазито-каолинитовые	Глины и аргиллиты каолинит-монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистого состава, глины и аргиллиты с цеолитами, хлорит-гидрослюдистые, гидрослюдисто-пирофиллитовые, хлорит-гидрослюдисто-хлоритоидные аргиллиты и др.
Монтмориллонитовая	Монтмориллонитовые и нонтронитовые	Нонтронито-монтмориллонитовые	
Палыгорскитовая	Палыгорскитовые и сепиолитовые	Сепиолито-палыгорскитовые и др.	
Гидрослюдистая	Гидрослюдистые		
Глауконитовая	Глауконитовые		
Хлоритовая	Хлоритовые		
Вермикулитовая	Вермикулитовые		
Аллофановая	Аллофановые		

Таблица IV-3

Минералогическая классификация глинистых пород по В. Т. Фролову [32]

Мономинеральные и олигомиктовые (малосмешанные) группы	Мезомиктовые (среднесмешанные) и полимиктовые (сильносмешанные) группы
Каолинитовые	Каолинит-гидрослюдистые
Монтмориллонитовые	Гидрослюдисто-смектитовые
Гидромусковитовые (серицитовые)	Смектит-гидрослюдистые
Глауконитовые	Хлорит-смектитовые
Нонтронитовые	Хлорит-гидрослюдистые
Серпентиновые	Гидробиотит-вермикулит-глауконитовые
Палыгорскитовые	Каолинит-хлорит-гидрослюдистые
Сепиолитовые	Палыгорскит-монтмориллонитовые
Волконскоитовые	

Оценка внутреннего содержания структурной системы глинистых отложений, изучаемой на названных уровнях, основана на разных подходах к определению содержания структуры. Микроскопический уровень исходит из традиционного понятия структуры пород, при котором в понятие «структура» положены морфологические особенности структурных элементов и их соотношение. С этих позиций под структурой большая часть исследователей понимает строение породы, определяемое размером, формой и соотношением ее составных частей [9], а также степенью кристалличности вещества [12].

Ультрамикроскопический уровень основывается на учете кроме морфологических особенностей структурных элементов их геометрических и энергетических признаков, включающих в себя тип структурных связей между элементами и общую энергию структурной системы. Отсюда под структурой понимается пространственная организация всего вещества породы, характеризующаяся совокупностью морфометрических, геометрических и энергетических признаков и определяющаяся составом, количественным соотношением и взаимодействием компонентов породы. Такое содержание, скорее, соответствует сложению породы, так как структурные и текстурные характеристики выступают здесь в тесном взаимодействии. Невозможность резкого разграничения понятий о структуре и текстуре, ибо они выражают одно и то же, и необходимость объединить их в одно широкое понятие о строении породы, отмечали ряд исследователей. На ультрамикроскопическом уровне это становится совершенно очевидным.

Главное значение для глинистых отложений имеют петрографическая (микроскопический уровень оценки признаков — оснований классификации) и ультрамикроскопическая классификации. Вместе они составляют многоуровенную последовательную классификацию, построенную на учете масштабного фактора.

Классификация глинистых отложений на петрографическом уровне. Процедура классифицирования глинистых отложений на этом уровне предусматривает предварительное определение глинистых минералов как петрографическим, так и другими методами (термографии, рентгенографии и др.) и изучение структур в пределах разрешающей способности поляризационного микроскопа.

1. Вещественное классифицирование. В соответствии с существующими группами глинистых минералов (табл. IV-1) теоретически выделяются отвечающие им группы мономинеральных пород: глины каолинитовые, смектитовые (монтмориллонитовые), гидрослюдистые (иллитовые), хлоритовые, сепиолитовые, палыгорскитовые, вермикулитовые, сложенные аморфным силикатным веществом — аллофановые, а также обломочным материалом пелитовой размерности — обломочные пелитолиты. В природе чистые мономинеральные глины практически отсутствуют, поэтому обычно приходится иметь дело с их смесями и соответствующим образом решать проблему их классифицирования (табл. IV-2, IV-3). Способ треугольных диаграмм, столь распространенный в литологии, также применим к глинистым породам (рис. IV-1).

В авторской классификационной схеме (рис. IV-2) соблюдается принцип подразделения системы по абсолютному преобладанию компонентов. Линия 50%-ного содержания соответствующих главных глинистых минералов — каолинита, иллита и смектита — проведена через середины сторон треугольной диаграммы, разделяя ее на четыре равновеликих поля. Каждому из вновь образованных треугольников соответствует ранг минеральной группы. Таким образом, выделяются следующие минеральные группы: *К*—каолинитовая, характеризующаяся содержанием каолинита >50%, *И* — иллитовая (иллита >50%), *С* — смектитовая (смектита >50%), располагающиеся близ соответствующих вершин треугольной диаграммы, и *М* — микститовая, или миктитовая смешанная минеральная группа, занимающих центральное положение в треугольнике.

При переходе на более высокие уровни классифицирования от крупных единиц деления к более мелким категориям (в данном случае от минеральных групп к петрографическим или минерально-петрографическим видам) последовательное использование единого принципа подразделения системы не выдерживается и последующее деление внутри крупных минеральных групп отражает либо существующие в природе реальности, либо выбранную логическую последовательную соподчиненность понятий, либо то и другое вместе. В первом случае — это отражение существования в природе мономинеральных отложений, несущих 90% и более того или иного вещественного признака. На диаграмме (рис. IV-2, *а*) в соответствии с этим отграничиваются поля (*1, 2, 3*) мономинеральных пород: каолинитовых с содержанием каолинита >90%, иллитовых (*2*) и смектитовых (*3*) с более чем 90%-ным количеством соответствующих минералов. Выбор критериев для более дробных подразделений внутри названных главных минеральных групп или семейств обусловлен общими принципами, позволяющими увязать классификационные схемы как глинистых, так и других типов осадочных пород. Такой критерий вносят линии, отвечающие содержанию компонентов 25 и 75%, что дает возможность учесть наличие примесей глинистых минералов с содержанием их от 50 до 25 и от 75 до 90%. Это

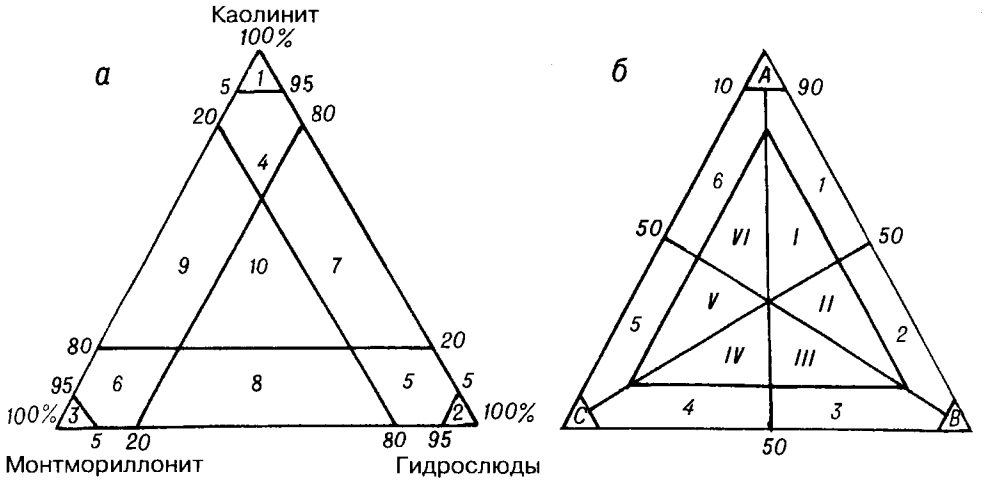


Рис. IV-1. Диаграммы состава глинистых отложений системы каолинит—иллит—смектит.

а — по Н. В. Логвиненко [12]: *1—3* — мономинеральные глины (*1* — каолинитовые, *2* — гидрослюдистые, *3* — монтмориллонитовые); *4—6* — переходные (*4* — гидрослюдисто-каолинитовые, *5* — каолинито-гидрослюдистые, *6* — гидрослюдисто-монтмориллонитовые); *7—9* — полиминеральные (*7* — монтмориллонито-гидрослюдисто-каолинитовые, *8* — каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые, *9* — гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовые); *10* — глины смешанного состава, где содержание каждого компонента более 20%; *б* — по материалам конференции по глинистым минералам в Праге, 1972 г.: *А—С* — мономинеральные (*А* — каолинитовые, *В* — иллитовые, *С* — монтмориллонитовые); *1—6* — биминеральные (*1* — иллит-каолинитовые, *2* — каолинит-иллитовые, *3* — монтмориллонит-иллитовые, *4* — иллит-монтмориллонитовые, *5* — каолинит-монтмориллонитовые, *6* — монтмориллонит-каолинитовые); *I—VI* — триминеральные (*I* — монтмориллонит-иллит-каолинитовые, *II* — монтмориллонит-каолинит-иллитовые, *III* — каолинит-монтмориллонит-иллитовые, *IV* — каолинит-иллит-монтмориллонитовые, *V* — иллит-каолинит-монтмориллонитовые, *VI* — иллит-монтмориллонит-каолинитовые).

позволяет ввести в название породы общий принцип использования прилагательных с окончанием «-ая» или «-истая» соответственно. Результатом такой детализации является выделение в каждом семействе глин нескольких минерально-петрографических видов (рис. IV-2). В каолинитовом семействе, например, выделяются глины: *1а* — иллитистая каолинитовая (с содержанием каолинита 75—90, иллита 25—10%); *1б* — иллитовая каолинитовая (каолинита 75—50, иллита 25—50%); *1в* — смектитистая каолинитовая (каолинита — 75—90, смектита 25—10%); *1г* — смектитовая каолинитовая (каолинита 75—50, смектита 25—50%) и т. д.

Еще более дробные подразделения возможны при введении более узкого количественного критерия, например 10%-ного содержания компонента. На рис. IV-2, *б* показаны линии 10%-ного содержания, равномерно рассекающие поля любого из выделенных семейств: *К*, *И*, *С*, *М*. Однако необходимость в такой диаграмме может возникнуть лишь при условии точного количественного определения состава глин, возможного с помощью высокоточных методов диагностики.

В случае вхождения в группу главных глинистых минералов нескольких минералов данной или других групп их составы могут изображаться в виде основной и дочерних диаграмм, как это было описано выше для песчаных пород.

Общеизвестно, что постоянным спутником собственно глинистых минералов является хлорит. Ф. Петтиджон, в частности, показал присутствие хлорита в глинистых породах всех геологических систем Северной Америки (рис. IV-3). Поэтому для отображения состава большинства глин правильнее применять не треугольную диаграмму, а тетраэдр в виде объемной фигуры (рис. IV-4) или практически более удобный — развернутый на плоскость с вершинами каолинит—иллит—смектит и иллит—смектит—хлорит (рис. IV-5).

Возможности не только оптической микроскопии, но и других методов сильно ограничены для получения количественных оценок состава глинистых минералов и определения на этой основе минерального вида породы. Из числа возможных способов определения минерального вида глин рассмотрим химический состав. Предпосылки использовать химический состав глин для их систематики в качестве базового или вспомогательного признака при классифицировании по минеральному составу проистекают из того, что

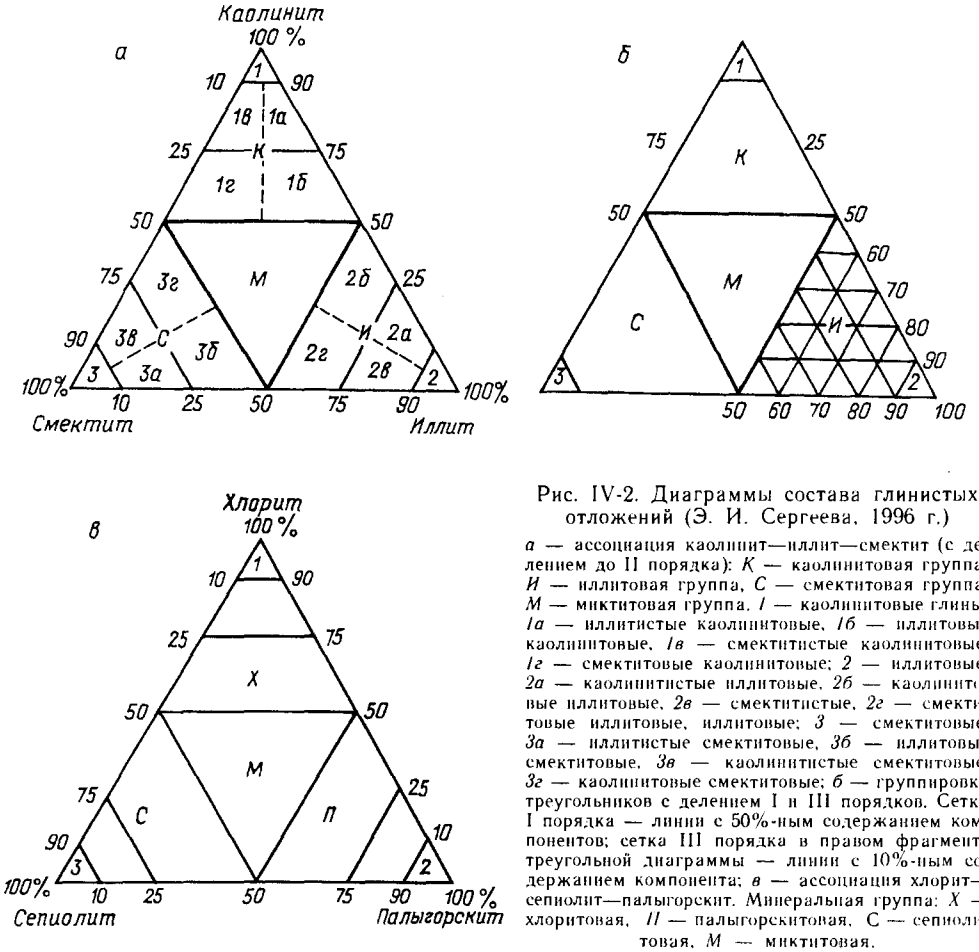


Рис. IV-2. Диаграммы состава глинистых отложений (Э. И. Сергеева, 1996 г.)

а — ассоциация каолинит—иллит—смектит (с делением до II порядка): *К* — каолинитовая группа, *И* — иллитовая группа, *С* — смектитовая группа, *М* — миктитовая группа. *1* — каолинитовые глины: *1а* — иллитистые каолинитовые, *1б* — иллитовые каолинитовые, *1в* — смектитистые каолинитовые; *1г* — смектитовые каолинитовые; *2* — иллитовые: *2а* — каолинитистые иллитовые, *2б* — каолинитовые иллитовые, *2в* — смектитистые, *2г* — смектитовые иллитовые, иллитовые; *3* — смектитовые: *3а* — иллитистые смектитовые, *3б* — иллитовые смектитовые, *3в* — каолинитистые смектитовые, *3г* — каолинитовые смектитовые; *б* — группировка треугольников с делением I и III порядков. Сетка I порядка — линии с 50%-ным содержанием компонентов; сетка III порядка в правом фрагменте треугольной диаграммы — линии с 10%-ным содержанием компонента; *в* — ассоциация хлорит—сепиолит—палыгорскит. Минеральная группа: *X* — хлоритовая, *П* — палыгорскитовая, С — сепиолитовая, *М* — миктитовая.

последний в силу относительной однородности глинистых отложений отражает состав главным образом глинистых минералов. Поэтому следует ожидать в какой-то мере близости классификационных схем, построенных на химической основе, и схем, отражающих особенности минерального состава пелитолитов.

В литологии неоднократно возобновлялись попытки графического изображения химических особенностей разных типов осадочных пород на различных диаграммах с помощью подобранных петрохимических параметров (А. Симонен, 1953; А. Н. Неелов, 1974; А. А. Предовский, 1970, и др.). Выбранные петрохимические параметры и построенные диаграммы чаще всего использовались для определения первичной природы метаморфизованных пород и реже для собственно классификационных целей.

При классифицировании по химическому составу пелитолитов предпочтение отдается тетраэдрическому способу изображения, дающему возможность учесть четыре главных породообразующих глинистых минерала: каолинит, смектит, гидрослюду и хлорит (рис. IV-5).

В качестве петрохимических параметров, определяющих содержание вершин диаграммы, выбраны породообразующие оксиды или их суммы, присутствующие в максимальных количествах в соответствующих минеральных типах глин: $Al_2O''_3$ — в каолинитовых глинах, K_2O — в гидрослюдистых, $FeO''=FeO + Fe_2O_3 + MgO$ — в смектитовых, MgO — обычно соответствующая высоким значениям в хлоритовых глинах. Для этих параметров определяются молекулярные количества, получаемые из отношения

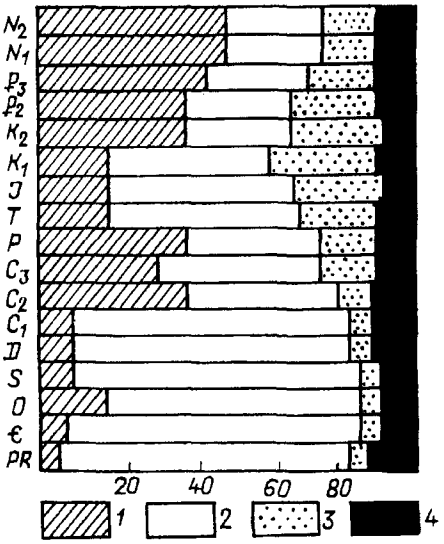


Рис. IV-3. Составы глинистых минералов в глинистых сланцах Северной Америки [21].

1 — разбухающие глины; *2* — иллит; *3* — каолинит; *4* — хлорит.

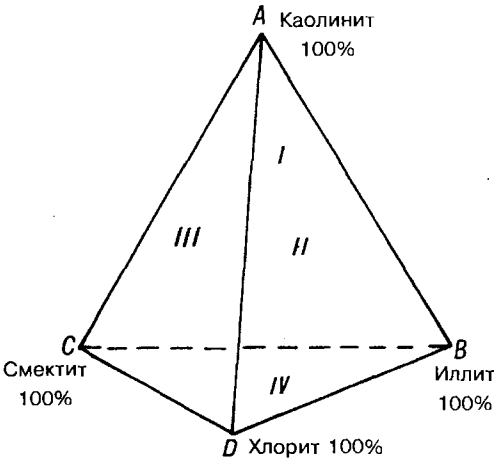


Рис. IV-4. Ассоциации главных глинистых минералов.

I — каолинит—смектит—иллит; *II* — каолинит—иллит—хлорит; *III* — каолинит—смектит—хлорит; *IV* — смектит—иллит—хлорит.

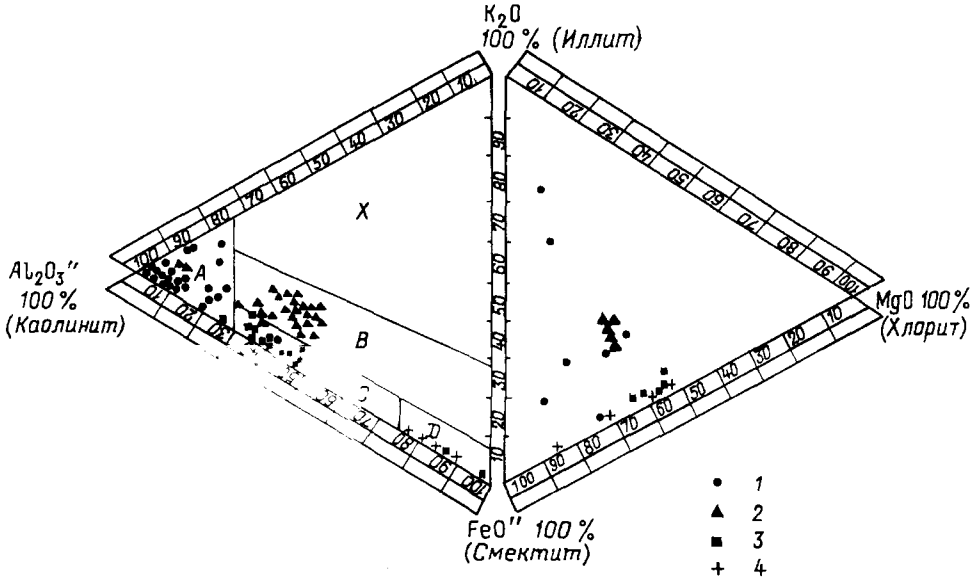


Рис. IV-5. Классификационная диаграмма глинистых пород по химическому составу, отображающему их минеральный состав.

Исходные параметры: $Al_2O_3'' = Al_2O_3 - (CaO + Na_2O)$; K_2O; $FeO'' = FeO + Fe_2O_3 + MgO$; MgO.
1—4 — единичные анализы глин: *1* — каолинитовых, *2* — гидрослюдистых, *3* — смектитовых, *4* —хлоритовых.
Поля: *A* — каолинитов, *B* — иллитов, *C* — смектитов, *D* — хлоритов; *X* — пустое.

$$M=p/N,$$

где M — молекулярное количество, p — проценты по весу; N — молекулярная масса соответствующих оксидов. Сумма значений петрохимических параметров приводится к 100%. Значения главных параметров наносятся на левую и правую части диаграммы.

Нанесенные на диаграмму по выбранным параметрам Al_2O_3", K_2O и FeO" глинистые отложения обособляются в определенные поля (рис. IV-5). К левой вершине левого треугольника с 100%-ным содержанием Al_2O_3, являющегося наиболее важной характеристикой каолинитовых глин, тяготеет поле *A*. В принятых петрохимических координатах оказались сближенными смектитовые глины (поле *B*), обычно характеризующиеся содержанием Al_2O_3 до 20%, и гидрослюдистые (поле *C*). Незаполненное поле *X*, по-видимому, соответствует глинистым породам, редко встречающимся в природе. Информативность правого треугольника пока не выяснена.

2. Структурное классифицирование. Возможности обычной оптической микроскопии сильно ограничивают количественную оценку и число уверенно диагностируемых структурообразующих элементов в глинистой массе. Определение структурных особенностей оптическим методом включает в себя оценки соотношений глинистого и обломочного материала компонентов минеральной и биогенной природы; структурной однородности глинистой массы с учетом степени кристалличности и ее агрегированности, а также определение размеров структурообразующих элементов и их взаимоотношений.

Предлагаемая структурная классификация в той или иной мере предусматривает использование общих генетических оснований и включает в себя анализ и типизацию структур как первичных глинистых отложений [2], или аутоглин [10] (например, элювиальных), так и кластоморфных [12], или аглоглин [10], не измененных постседиментационными преобразованиями.

Таблица IV-4

Структурная классификация пелитолитов

А. Пелитовая структура

1. Дисперсно-пелитовая и коллоидальная 0,005—0,0001 и < 0,0001 мм.
2. Агрегатно-пелитовая 0,005—0,1 мм.

Б. Инклюдо-пелитовая структура. Выделяется по содержанию глинистой части и обломков различной природы (обломочной и биогенной), с содержанием их от 5 до 50%.

1. Кластоморфно-инклюдо-пелитовая.
   а. Алевро-пелитовая с размером обломков 0,05—0,005.
   б. Псаммо-пелитовая (2,0—0,05 мм).
2. Биоморфно(зоо- и фито-)-инклюдо-пелитовая.
   а. Мелкоскелетная 0,25—0,1 мм.
   б. Тонкоскелетная 0,1—0,01.
   в. Микроскелетная <0,01.

В. Обломочная структура

1. Кластогенная: а. Мелкообломочная 0,25—0,05 мм. б. Среднеобломочная 0,5—0,25. в. Крупнообломочная 1—0,5. г. Грубообломочная >1,0 мм.
2. Интракластовая.
3. Фрагментарная.

Г. Псевдоморфная структура

1. С сохранением структуры замещаемых пород. Название дается в зависимости от структуры материнских пород.
   а. Осадочная псевдоморфная структура: a_1 — реликтовая алевритовая (вид). Размер обломков материнских пород 0,05—0,005 мм; a_2 — реликтовая псаммитовая (2—0,05 мм); a_3 — реликтовая гравелитовая с более крупными фрагментами (>2 мм).
   б. Сапролитовая. Возникает за счет глинизации магматических и метаморфических пород. $б_1$ — реликтовая псевдоморфная гранитная структура; $б_2$ — реликтовая диабазовая и др.; $б_3$ — реликтовая витро-кристалло- и литокластическая.
2. Без сохранения структуры замещаемых пород. Название определяется структурными особенностями глинистого вещества, замещающего материнскую породу:
   а. Псевдоморфная пелитовая.
   б. Псевдоморфная агрегитовая.
   в. Псевдоморфная микалитовая.

Структуры глинистых пород сгруппированы в четыре структурных рода, девять структурных видов и несколько структурных разновидностей. Среди структурных родов выделены следующие: пелитовый, инклюдо-пелитовый, обломочный и псевдоморфный (табл. IV-4, IV-5, рис. IV-6). Признак вида определяется особенностями структурообразующих компонентов в глинистой массе, степенью сохранности компонентов исходных пород, подвергшихся процессу глинизации, или природой (обломочной или биогенной, кластоморфной или интракластовой) примесей. Разнообразие разновидностей структур зависит главным образом от размера структурообразующих компонентов.

Пелитовый структурный род. Является наиболее обширным. Традиционно выделяемые в этой категории пелиты грубые с диаметром частиц d=0,01÷0,001 и пелиты тонкие с d<0,0001 мм [2] не охватывают всего их структурного разнообразия. Среди них возможно выделение коллоидно-пелитовых, дисперсно-пелитовых, мелкопелитовых, агрегатно-пелитовых и других разновидностей (табл. IV-5).

Пелитовая структура является самой сложной структурной категорией в силу многообразия процессов, проявляющихся в глинистых системах при их структурировании. Структурообразование глинистого материала, приносимого на участки аккумуляции в грубодисперсной форме (во взвеси), происходит под влиянием гравитационного механизма, а коллоидно-дисперсный материал подчиняется законам структурирования в дисперсных системах. В этом случае на образование структур в глинистых дисперсиях оказывают влияние силы взаимодействия между частицами, а также поверхностные явления, идущие на границе минерал — вода.

Таблица IV-5

Гранулометрическая классификация пелитолитов с пелитовой и агрегатно-пелитовой структурами

Шкала φ	Размер частиц, мм	Номинальные границы классов	Название частиц	Структурная группа	Гранулометрический вид
0	1,0	1—0,1	Агрегиты	Агрегитовая	Микалитовая или гиганточешуйчатая (гигантопелитовая)
1	0,5				
2	0,25				
3	0,125				
4	0,063	0,1—0,05	Агрегиты и пелиты, агрегиты	Агрегитно-пелитовая	Грубопелитовая
5	0,031	0,05—0,01			Крупнопелитовая
6	0,0136				
7	0,0048	0,01—0,005			Среднепелитовая
8	0,0039	0,005—0,001	Пелиты	Пелитовая	Мелкопелитовая
9	0,0020				
10	0,00098				
11	0,00049	0,001—0,0001	Коллоидиты и пелиты	Коллоидально-пелитовая	Дисперсно-пелитовая и коллоидно-пелитовая
12	0,00024				
13	0,00012				
14	0,00006				

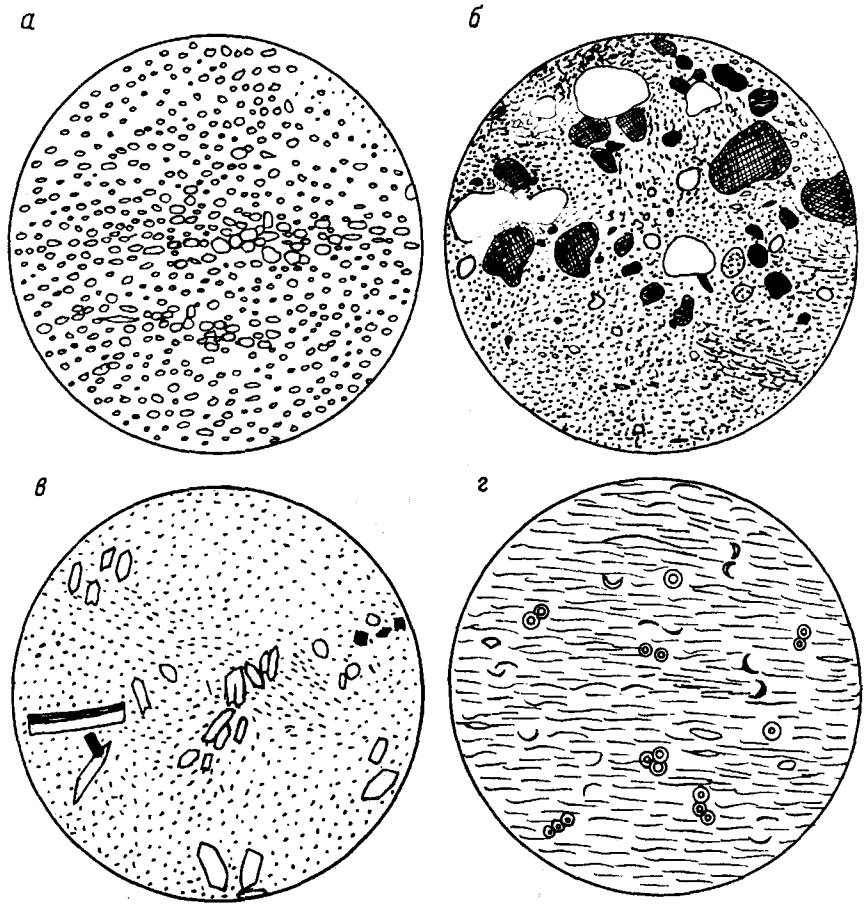
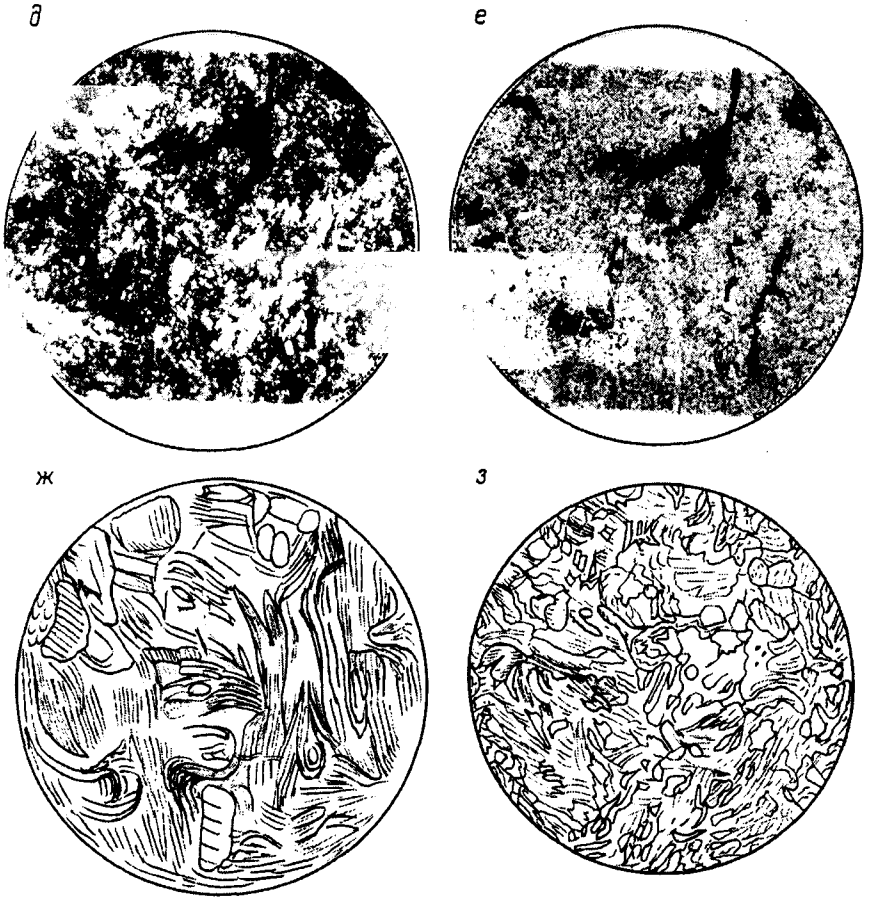


Рис. IV-6. Виды структур пелитовых пород, наблюдаемых на микроскопи-

а — чередование пелитовых и агрегатно-пелитовых форм, образующих микрослойчатую текстуру. но-пелитовой структурой. Кембрий, р. Тосна; *в* — гидрослюдистая глина с чешуйчатой структурой до-зоопелитовой структурой; *д* — каолинитовая глина с кластоморфной инклюдо-пелитовой структурой. Карбон, р. Мста; *ж* — каолинитовая глина с псевдоморфной микалитовой структурой (гумбрин).

К числу главных структурообразующих факторов относится наличие заряда на поверхности глинистых частиц, возникающего при изоморфных замещениях одних катионов в структуре глинистых минералов другими. При этом наибольшим разнообразием изоморфизма характеризуются минералы с трехэтажным типом структуры, идущим как в тетраэдрических, так и октаэдрических сетках. Наименьшую склонность к изоморфизму проявляет группа каолинита; у монтмориллонита замещение происходит главным образом в октаэдрических сетках, где Al^{3+} замещается Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Zn^{2+}, Li^{+} и другими; у большинства гидрослюд изоморфизм приурочен к тетраэдрическим сеткам и связан с замещением Si^{4+} на Al^{3+}. Плотность заряда на базисных поверхностях гидрослюд в 1,5 раза выше, чем у монтмориллонита. На структурирование частиц оказывает некоторое влияние заряд боковых поверхностей частиц, возникающий под воздействием ненасыщенных валентных связей атомов сеток и в связи с этим адсорбцией ионов.

Поверхностные явления на границе минерал—водная среда обусловлены адсорбцией молекул воды и образованием на поверхности частиц гидратной пленки. По толщине этой пленки — от тонкой до значительной — слоистые



ческом уровне. *а—д, ж, з* — 64^{x}, николи X; *е* — 64^{x}, без анализатора.

Гидрослюдистая глина, кембрий р. Тосна; *б* — гидрослюдистая глина с инклюдо-кластоморф- с включениями аутигенных сульфатов, карбонатов и пирита; *г* — смектитовая глина с инклю- структурой. Карбон, р. Мста; *е* — каолинитовая глина с кластоморфной фито-инклюдо-пелитовой (первичный каолин). Мел, Украина; *з* — смектитовая глина с псевдоморфно-пепловой структурой Мел, Грузия.

силикаты распределяются в такой последовательности: пирофиллит—каолинит—биотит—мусковит—гидрослюда—монтмориллонит. Максимальная толщина гидратной пленки может достигать 30 мм.

Степень гидратированности глинистых частиц определяется также влиянием катионов — компенсаторов, активно присоединяющих к своей поверхности молекулы воды. В водной среде гидратация катионов приводит к ослаблению их связи с поверхностью и часть катионов удаляется от частиц. Катионы, оставшиеся на поверхности частиц, образуют адсорбционный слой, а отошедшие катионы — диффузионный. Отрицательно заряженная поверхность частиц, компенсирующие ее заряд адсорбционный и диффузный слой катионов, образуют двойной электрический слой частицы. Структура двойного электрического слоя может меняться. В кислой среде этот слой является знакопеременным: базисные поверхности несут положительный знак, а боковые — отрицательный; в щелочной среде диффузный слой базисных и боковых сколов имеет одинаковые знаки.

В водной среде на частицу действуют разнообразные силы: отталкивания, определяющие стабилизацию глинистых дисперсий, и притяжения, вызывающие агрегацию и коагуляцию частиц. Устойчивость и скорость

агрегации дисперсных систем зависят от знака и суммарной энергии их взаимодействия (соотношение энергии их отталкивания и притяжения). Осаждение глинистого материала в морских бассейнах происходит в соответствии с гранулометрией и коагуляционной способностью частиц. Их осаждение и формирование определенных структурных и минеральных типов глин связано с их структурными особенностями, свойствами поверхности, зависящими от числа и распределения на них дефектов, с типом обменных катионов и с составом среды, определяемой концентрацией электролитов, значениями pH и Eh среды и другими особенностями.

Процесс структурообразования в глинистых системах начинается, очевидно, с коагуляции глинистого материала, поступающего в область аккумуляций. Глинистые частицы подвергаются суммарному воздействию молекулярных сил притяжения между частицами и расклинивающему действию оболочек связанной воды. Процесс структурообразования в этих системах тесно связан также с формой и размером частиц, их концентрацией, присутствием и концентрацией электролитов, изменением pH среды. Между частицами возникают различные типы структурных связей: дальние коагуляционные контакты, ближние коагуляционные контакты, смешанные (коагуляционные и фазовые) и фазовые контакты [18].

Для корректного классифицирования пелитолитов на структурно-вещественной основе из перечисленных структурных родов главный интерес представляет категория пелитовых структур, ибо связи между составом и структурой глинистого вещества, что представляется необходимым условием для успешной реализации предложенного принципа классифицирования, следует искать в лишенном примесей глинистом веществе. В силу действия перечисленных ранее структурообразующих факторов категория пелитовых структур может быть достаточно разнообразной; а размеры глинистых частиц и их агрегатов могут варьировать в широком диапазоне от 0,001 мм и менее до 1—2 и более. В предлагаемой структурной классификации пелитолитов в зависимости от размера частиц и степени их агрегированности выделяется ряд структурных групп и гранулометрических типов (см. табл. IV-5). Среди пелитовых структур выделяют коллоидально-пелитовые, пелитовые, агрегатно-пелитовые и агрегитовые. Первые и вторые встречаются реже, ибо нахождение глинистого вещества в диспергированном состоянии в силу действия разнообразных структурообразующих факторов менее вероятно, чем в агрегированном. Третьи и четвертые являются более распространенными. Номинальные границы для большинства гранулометрических типов проведены с учетом размеров частиц, принимаемых в классификациях других типов осадочных пород.

Род псевдоморфных структур. В глинистых породах пользуется широким распространением и им посвящена обширная литература. Среди них возможно выделение двух категорий структур: релитовых, характеризующихся сохранением контуров фрагментов материнских пород, по которым развиваются процессы глинизации, и полностью глинизированных. В первом случае в свою очередь возможно разделять структуры, возникающие по осадочным породам, и структуры, образующиеся за счет глинизации изверженных и метаморфических пород (сапролитовые). В случае максимального развития процессов глинизации структура определяется особенностями распределения и размером глинистых частиц замещающего материнскую породу глинистого вещества.

Описанные категории структур формируются преимущественно на ранних этапах существования глинистых осадков и пород: на стадиях седиментогенеза — начального катагенеза. При более глубоком эпигенезе происходит их деструкция за счет перекристаллизации глинистого вещества, приводящая к сравнительно простым структурным крупнокристаллическим формам. Перечень структур, образующихся при глубоком эпигенезе — повышенном катагенезе, метагенезе и последующем метаморфизме, сводится

к двум структурным родам, каждый из которых разделяется на структурные виды (табл. IV-6).

Опыт изучения глинистых пород показывает, что между составом,— структурным видом и разновидностью существует определенная зависимость, т. е. определенные минеральные группы глин обладают определенными структурными наборами. Эту зависимость удобно показать в таблице матричного типа (табл. IV-7). Очевидно, в данном случае получаем структурно-вещественную классификацию глинистых пород, которая должна оцениваться как основная, базовая классификация. Каждая клетка таблицы, получаемая от пересечения определенной минеральной группы с определенной структурной разновидностью, соответствует определенной минерально-петрографической разновидности глинистой породы. Название разновидности легко считывается с таблицы. Так, порода обозначенная в табл. IV-7 цифрой 1, имеет название «каолинитовая псевдоморфная реликтовая глина по алевритовой породе»; разновидность под цифрой 2 — «хлоритовая агрегатно-пелитовая тонкочешуйчатая глина» и т. д. Тот факт, что для глинистых пород может быть создана структурно-вещественная классификация уровня петрографической разновидности, свидетельствует о высокой степени изученности этой группы осадочных образований.

3. Ультрамикроскопическая классификация глинистых пород. Использование современных электронных микроскопов просвечивающего и сканирующего типов (ультрамикроскопический уровень), дающих увеличение в десятки тысяч раз, выводит наши знания о пелитолитах на более высокую степень знания о глинистой субстанции в целом и ее структуры в частности. Этот уровень дает возможность, во-первых, детально оценивать все разнообразие твердых структурообразующих элементов породы, во-вторых, учитывать один из главных компонентов, составляющий структуру породы и практически не получающий освещения при петрографической оценке,— это поры, находящиеся между твердыми структурными элементами: межчастичные, межультрамикроагрегатные, межагрегатные, межзерновые и внутризерновые. О значении этого структурного элемента свидетельствует пористость, которая в современных илах достигает 90, а в глинах — 60%. Очевидно, структурная классификация на ультрамикроскопическом уровне должна иметь самостоятельное значение, ибо корреляция ее с петрографической структурной классификацией еще не проведена.

Таблица IV-6

Структуры глинистых пород, формирующиеся на стадии глубокого катагенеза — начального метаморфизма

---

1. Гомеобластовая (равномернозернистая) структура. По форме зерен выделяются следующие структуры:
   а. Лепидобластовая — габитус зерен чешуйчатый или пластинчатый.
   б. Гранобластовая — форма зерен изометричная, размеры зерен близки между собой.
   в. Фибробластовая — форма зерен удлиненная, копьевидная, игольчатая, расположение параллельное или спутанно-волокнистое.
2. Гетеробластовая (неравномернозернистая) структура. В зависимости от соотношения размеров зерен и их очертаний выделяются следующие структуры:
   а. Порфиробластовая. Характеризуется отчетливым обособлением порфиробластов разного очертания и основной массы.
   б. Гелицитовая. Структура характеризуется сохранением в порфиробластах первичной слоистости в виде скрученных и изогнутых полос. Разновидность порфиробластовой.
   в. Порфиротопная. Характерно присутствие порфиробластов нескольких размеров: более крупные окружены мелкими или заключены в мелкозернистый матрикс.

Породно-минеральный уровень	Структура (первичная) / Глинистая субстанция Состав / Минеральная группа	Признак рода	Пелитовая							
		Признак вида	Дисперсно-пелитовая		Агрегатно-пелитовая					
		Признак разновидности, мм	Равномерная	Глобулярная	Тонкочешуйчатая <0,001 мм	Мелкочешуйчатая 0,001—0,005	Среднечешуйчатая 0,005—0,01	Крупночешуйчатая 0,01—0,05	Грубочешуйчатая 0,05—0,1	Гиганточешуйчатая >0,1
Алюмосиликатные, ферросиликатные, магнезиосиликатные	Каолинитовая									
	Смектитовая									
	Иллитовая									
	Хлоритовая				2					
	Сепиолитовая									
	Палыгорскитовая									
	Вермикулитовая									
	Аллофановая									

Примечание. Заштриховано — встречаются часто, незаштриховано — встречаются

Названные уровни классифицирования исходят из разного понимания внутреннего содержания структурной системы. Микроскопический уровень исходит из традиционного понимания структуры пород, при котором в понятие «структура» положены морфологические особенности структурных элементов и их соотношение. С этих позиций под структурой большая часть исследователей понимает свойство породы, определяемое размером, формой и соотношением составных частей породы, а также степенью кристалличности вещества. На ультрамикроскопическом уровне дается морфометрическая оценка структурных элементов микрокристаллов глинистых минералов (размера, формы, поверхности и количества), ультрамикроагрегатов (размером от долей до нескольких микрометров), агрегатов (размером до десятков микрометров), остатков микрофлоры и микрофауны, более крупных фрагментов (оолитов, ооидов, глобулей, интракластов, обломочных частиц и мелких аутигенных неглинистых минералов), а также устанавливается пространственная композиция всей структуры, образованной из перечисленных компонентов. При этом делается попытка учесть энергетический аспект структуры, включающий в себя тип структурных связей между элементами

Таблица IV-7

классификация глинистых пород

Инклюдо-пелитовая					Обломочная				Псевдоморфная			
Кластоморфно-пелитовая		Биоморфно(фито-, зоо-)-пелитовая			Кластогенная и интракластовая				С сохранением структуры замещ. пород			Без сохранения структуры
Алевропелитовая 0,05—0,005	Псаммопелитовая 2,0—0,05	Микроскелетная <0,01	Тонкоскелетная 0,1—0,01	Мелкоскелетная 0,25—0,1	Мелкообломочная 0,25—0,05	Среднеобломочная 0,5—0,25	Крупнообломочная 2—0,5	Грубообломочная >2 мм	Реликтовая алевритовая 0,05—0,005	Реликтовая псаммитовая 2—0,05	Сапролитовая. Замещение вулканических и метаморфических пород. Определяется в зависимости от структуры замещаемых пород	Название определяется в зависимости от структуры замещающего глинистого вещества

редко или отсутствуют.

и общую энергию структурной системы [18]. Таким образом, ультрамикроскопический уровень основывается не только на гораздо более детальном анализе морфологии структурных элементов, включая поры, но также геометрических и энергетических параметров, включающих в себя пространственную композицию, тип структурных связей и общую энергию системы. На данном уровне под структурой понимается пространственная организация всего вещества породы, характеризующаяся совокупностью морфометрических, геометрических и энергетических признаков и определяющаяся составом, количественным соотношением и взаимодействием компонентов породы. Такое содержание, скорее, соответствует сложению породы, так как структурные и текстурные характеристики выступают здесь в тесном взаимодействии.

Ниже приведена характеристика главных ультрамикроскопических структур глин по работе В. И. Осипова с соавторами [18], с некоторыми дополнениями (табл. IV-8, рис. IV-7).

Доменная ультрамикроструктура. Образуется крупными агрегатами (доменами), имеющими форму стопок, сложенных ориентированными внутри доменов агрегатами. Домены

Таблица IV-8

Классификация глинистых отложений на ультрамикроскопическом уровне ([18], с дополнениями)

Структура / Минеральный состав	Типы сложения глинистых пород							
	Доменная	Глобулярная	Губчатая	Ячеистая	Матричная	Скелетная	Ламинарная	Турбулентная
Каолинитовая								
Смектитовая								
Иллитовая								
Смектито-иллитовая								
Разный состав								

Примечание. Заштриховано — встречаются часто, незаштриховано — встречаются редко или отсутствуют.

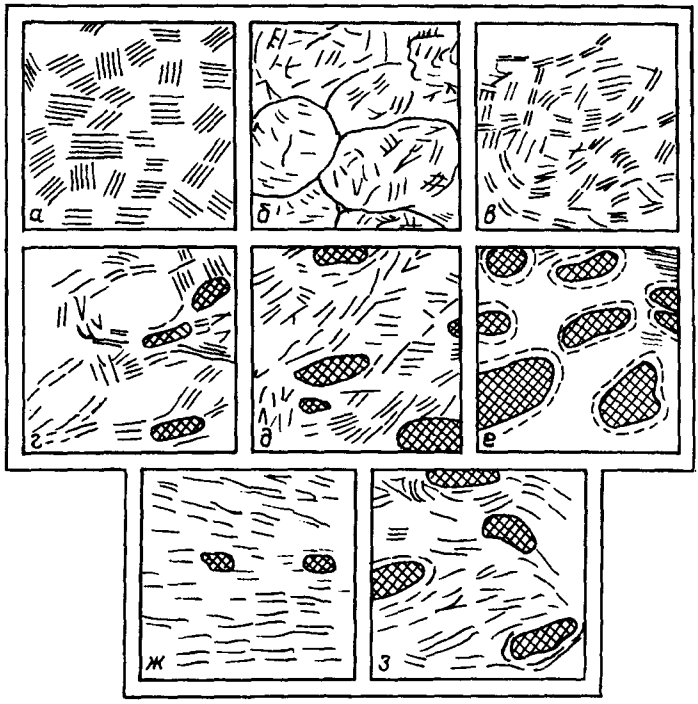


Рис. IV-7. Ультрамикроструктура глинистых пород [18].
а — доменная; *б* — глобулярная; *в* — губчатая; *г* — ячеистая; *д* — матричная; *е* — скелетная; *ж* — ламинарная; *з* — турбулентная.

контактируют по типу базис — скол, скол — скол. Формирующиеся при этом поры бывают трех типов: крупные междоменные, изометричные размером от 2 до 8 мкм; внутридоменные межчастичные и межультрамикроагрегатные щелевидные и клиновидные размером до 0,1—0,3 мкм. Пористость пород обычно высокая — до 37—47%. Ультрамикроструктура встречается главным образом в элювиальных глинах каолинитового состава.

Глобулярная ультрамикроструктура. Формируется микроагрегатами сфероидальной формы, сложенными листоватыми частицами (контактирующими по типу базис — скол), которые образуют «бутоны» или (по типу базис — базис, базис — скол) глобулярные микроагрегаты. Размер глобулей 5—20 мкм. Поры межглобулярные изометричные, размером до 10—15 мкм, и внутриглобулярные в виде изометричных ячеек и щелевидной формы. Образуется микроструктура при выветривании магматических и метаморфических пород, богатых железом; характерна для отложений преимущественно смектитового состава.

Губчатая ультрамикроструктура. Образуется крупными агрегатами размером до 80 мкм, сложенными листоватыми микроагрегатами, контактирующими по типу базис — базис, базис — скол, с образованием мелкоячеистой структурной сетки, напоминающей губку. Поры межагрегатные (поры, микротрещины) и внутриагрегатные (межмикроагрегатные), поры с анизометричной конфигурацией. Пористость породы 49—54%. Микроструктура характерна для пород пелитолито-смектитового состава.

Ячеистая ультрамикроструктура. Характеризуется наличием изометричных открытых ячеек размером 2—12 мкм. Стенки ячеек сложены микроагрегатами, взаимодействующими по типу базис — базис и базис — скол. Пористость 60—90%. Поры межагрегатные, округлые, изометричные, клиновидные. Межчастичная пористость незначительна. Микроструктура типична для молодых глинистых монтмориллонито-гидрослюдистых осадков.

Матричная ультрамикроструктура. Характеризуется наличием глинистой массы (матрицы) и включений обломочных зерен песчаной и алевритовой размерности. Глинистые агрегаты контактируют по типу базис—базис, базис—скол, скол—скол. Поры межагрегатные, изометричные, размером от 1 до 8 мкм. Пористость 30—55%. Встречается эта микроструктура у глин гидрослюдистого и смешанного состава аллювиального, ледникового генезиса, а также в морских осадках.

Скелетная ультрамикроструктура. Глинистый материал не создает сплошной матрицы. Скелет породы выполнен частицами алевритовой размерности. Глинистый материал образует «рубашки» на поверхности зерен и связывает зерна между собой. Пористость 40—60%. Поры межагрегатные и межчастичные, изометричные, размером от долей миллиметра до 6 мкм. Микроструктура встречается в молодых слабоуплотненных глинистых отложениях, наиболее характерна для современных и четвертичных озерных и послеледниковых морских глин гидрослюдистого состава.

Ламинарная ультрамикроструктура. Характеризуется близостью размеров структурных элементов и их высокой степенью ориентировки (вид ламинарного потока). Взаимодействие агрегатов — по типу базис—базис и редко базис—скол. Поры межмикроагрегатные, щелевидные и клиновидной формы. Поперечник их достигает 2, а длина 16—20 мкм. Поры открыты по напластованию и закрыты в перпендикулярном направлении. Формируется в процессе накопления глинистого материала в условиях спокойного динамического состояния среды в пресноводных бассейнах, а также в процессе катагенеза в условиях уплотнения за счет других микроструктур. Микроструктура характерна для ленточных глин, а также для уплотненных осадков морского генезиса. Минеральный состав различный.

Турбулентная ультрамикроструктура. Образуется хорошо ориентированными по напластованию глинистыми агрегатами, обтекающими включения песчаных и пылеватых зерен, создавая локальные завихрения на фоне ориентированной текстуры основной массы. Микроагрегаты контактируют по типу базис—базис и реже базис—скол. Поры межмикроагрегатные, неравномерно распределенные, часто втянутой, щелевидной формы, а также крупные изометричные, размером до 2—5 мкм. Образуется в ходе эпигенеза за счет видоизменения ячеистой и, возможно, матричной микроструктур. Часто встречается среди литифицированных глинистых осадков различного состава.

Необходимо подчеркнуть, что для глинистых отложений именно на этом уровне с достаточной очевидностью обозначается связь между составом глинистой субстанции, определяемым чаще всего особенностями генезиса, и первичными седиментационными структурами, что, в частности, хорошо видно из табл. IV-8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бобров Е. Т., Щипакина И. Г.* Реконструкция состава метаморфизованных пород коры выветривания/Под ред. В. П. Петрова. М., Наука, 1991. 168 с.

2. *Викулова М. Ф., Бурков Ю. К., Македонов А. В. и др.* Фациальные типы глинистых пород. Л., Недра, 1973. 288 с.

3. *Генезис* и ресурсы каолинов и огнеупорных глин/Под ред. В. П. Петрова. М., АН СССР, 1990. 256 с.

4. *Грим Р. Е.* Минералогия глин. М., ИЛ, 1959. 152 с.

5. *Грим Р. Е.* Минералогия и практическое использование глин. М., Мир, 1967. 510 с.

6. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов.— Литология и полезные ископаемые, 1980, № 1, с. 84—115.

7. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Слоистые силикаты в земной коре.— Литология и полезные ископаемые, 1984, № 6, с. 3—23.

8. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Смектиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и океанах.— В кн.: Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М., Наука, 1989, с. 7—37.

9. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрографию осадочных горных пород. Л.—М., Госнаучтехиздат, 1932. 80 с.

10. *Казанский Ю. П., Белоусов А. Ф., Петров В. Г. и др.* Осадочные породы. Новосибирск, Наука, 1987. 212 с.

11. *Котельников Д. Д., Конюхов А. И.* Глинистые минералы осадочных пород. М., Недра, 1986. 246 с

12. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. 3-е изд. М., Высш. шк., 1984. 416 с.

13. *Логвиненко Н. В., Сергеева Э. М.* Методы определения осадочных пород. Л., Недра, 1988. 240 с.

14. *Ломтадзе В. Д.* Инженерная петрология. Л., 1970. 527 с.

15. *Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С., Квирикадзе Г. А.* Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. Тбилиси, изд. КИМС, 1981. 305 с.

16. *Методическое* руководство по петрографо-минералогическому изучению глин/Под ред. М. Ф. Викуловой. М., Госгеолтехиздат, 1957. 448 с.

17. *Наумов В. А.* Оптическое определение компонентов осадочных пород. М., Недра, 1981. 202 с.

18. *Осипов В. И., Соколов В. Н., Румянцева Н. А.* Микроструктуры глинистых пород. М., Недра, 1989. 212 с.

19. *Петрографический* словарь/Под ред. В. П. Петрова, О. А. Богатикова, Р. П. Петрова, М., Недра, 1981. 496 с.

20. *Петрография* осадочных пород. В 2 т./Под ред. Г. Б. Мильнера и др. М., Недра, 1968. Т. 1. 500 с; Т. 2. 665 с.

21. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., Мир, 1981. 751 с.

22. *Рентгеновские* методы изучения и структура глинистых минералов. М., Мир, 1965. 599 с.

23. *Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977. 408 с.

24. *Руководство* по рентгеновскому исследованию минералов. М., Недра, 1975. 399 с.

25. *Советов Ю. К.* Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1977. 295 с.

26. *Сергеев Е. М.* Инженерная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978. 381 с.

27. *Сергеева Э. И., Котельникова Е. Н.* Особенности глинистого минералообразования в отложениях нижнего протерозоя Карелии.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1988, № 7, с. 68—71.

28. *Соколов В. Н., Осипов В. И.* Микроструктурные изменения в глинах при плоскостном сдвиге.— Изв. вузов. Инж. геология, 1983, № 6, с. 9—22.

29. *Толковый* словарь английских геологических терминов. В 3 т./Под ред. М. Гери и др. М., Мир, 1977—1979. Т. 1. 1977. 586 с.; Т. 2. 1978. 588 с.; Т. 3. 1979. 544 с.

30. *Томкеев С. И.* Петрологический англо-русский толковый словарь. В 2 т. М., Мир. 1986. Т. 1. 284 с.; Т. 2. 283 с.

31. *Типы* микроструктур глинистых пород/Е. М. Сергеев, Б. Грабовска-Ольшевска, В. И. Осипов и др.— Изв. вузов. Инж. геология, 1979, № 2, с. 3—19.

32. *Фролов В. Т.* Литология. В 3 кн. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1992—1995. Кн. 1. 1992. 335 с.; Кн. 2. 1993. 428 с.; Кн. 3. 1995. 352 с.

33. *Шванов В. Н.* Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. СПб, Недра, 1992. 230 с.

34. *Adams A. E., MacKenzie F. T. et al.* Atlas of sediment rock under the microscope Longman Sie and Techn. N. Y., 1981.

35. *Blatt H.* Sedimentery petrology. N. Y., Univ. Oklahoma, 1992. 564 p.

36. *Carozzi A. V.* Microscopie sedimentary petrography. N. Y., 1960. 485 p.

37. *Clark T. H.* Schale. A stidy in nemo lature.— Trans. Roy. Soc. Canada, 1994, vol. 48. p. 1554.

38. *Garrels R. M., MacKenzie F. T.* Evolution of sedimentary rocks. N. Y., 1971. 397 p.

39. *Krynine P. D.* The migascopie study and field classification of the sedimentary rocks.— J. Geol., 1948, vol. 56, p. 130—165.

40. *Kuenen Ph. H.* Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth.— Amer. J. Sci., 1941, vol. 239, p. 130—165.

41. *O'Brein N. R. et al.* Argillaceous rock atlas. Berlin, Springler Verl. 1950. 142 S.

42. *Fifth* Conference on clay mineralogy and pertology in Praha. Praha, Univ. Karlova, 1972.

43. *Fuchtbauer H., Müller G.* Sedimente und Sedimentgesteine. Stuttgart, 1977. 696 S.

44. *Twenhofel W. H.* Terminology of the fingrained mechanical sedimens.— Rept. Comm. Sed. Nat. Res. Coun. Div. Geol., 1937, p. 81—104.

45. *Weaver Ch. E.* Geologie interpretation of argillaceous sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol, 1958, vol. 42, p. 254—271.

Глава V. СУЩЕСТВЕННО СИЛИКАТНЫЕ СМЕШАННЫЕ ПОРОДЫ И МАЛЫЕ СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ — ПОЛИСИЛИКАЛИТЫ

Породы, рассмотренные в данной главе, представляют пестрый и разнообразный спектр осадочных образований различного состава и разнообразной природы. Рассмотрение их в рамках одной главы связано с чисто техническим удобством. Все же в них есть и нечто общее: все они не являются главными по объему породами в группе силикалитов, редко бывают монопородными и в этом отношении подходят к категории тех, что обычно называют смешанными и родственными им породными образованиями.

V-1. СУЩЕСТВЕННО СИЛИКАТНЫЕ ИДИОЛИТОВЫЕ И МИКСТОЛИТОВЫЕ — СМЕШАННЫЕ ПОРОДЫ

Термин «смешанная порода», по существу, являлся всегда термином свободного пользования, применявшимся для названия пород с самым различным числом компонентов и содержащихся в разных пропорциях. Мы также используем его как некое общее понятие, хотя и ограниченное определенными рамками. Кроме этого общего понятия и термина, предлагаются системы строгих терминов, о которых речь пойдет ниже. Вопросами классификации «смешанных» пород занимались Б. А. Максимов (1938 г.), Г. И. Теодорович (1938, 1958 гг.), Н. В. Кирсанов и Ю. В. Сементовский (1955 г.), Л. Б. Рухин (1956 г.), С. Г. Вишняков (1956 г.), М. С. Швецов (1961 г.), Г. Ф. Крашенинников (1968 г.), Н. Н. Верзилин (1962, 1979, 1988 гг.) и многие другие. Имеется большое число работ, начиная со схемы В. В. Охотина, по классификации рыхлых силикатных грунтов. Но если в классификации грунтов достигнуто относительное единство взглядов, то этого нельзя увидеть у авторов классификации смешанных осадочных пород.

Ограничимся приведением одной из классификаций, предлагавшейся Н. Н. Верзилиным в течение более 25 лет, отдавая дань его убежденности в правильности разработанной им концепции. Классификация Н. Н. Верзилина имела несколько модификаций, в последнем варианте она приведена на рис. V-1 и в табл. V-1. В ее основе лежит не отвечающее общепринятому количественное ограничение однокомпонентной породы, из-за чего число «смешанных» пород резко возрастает. Однокомпонентными, монолитическими, по Н. Н. Верзилину, являются породы с содержанием основного компонента 60% и более. Все остальные — это либо смешанные, если сумма двух главных компонентов равна 80% и больше, либо ультрасмешанные, если сумма двух любых компонентов не достигает 80%. Состав моно-, би-, трехкомпонентных систем может изображаться с помощью равностороннего треугольника с симметричным относительно центра расположением полей. На рис. V-1 и в поясняющей его табл. V-1 изображены трехкомпонентные системы: А — глинистый — песчаный — карбонатный материал; Б — глинистый — песчаный — алевритовый материал; В — глинистый — песчаный — пирокластический материал. В работе [1] приведены также системы разделения глинисто-карбонатных, песчаных и глинистых пород по содержащимся в них минералам; однако в общем случае, если бы принципиально схема Н. Н. Верзилина была признана, в принятой системе можно было бы изображать любые породы: — обломочно-фосфатные, железисто-аллито-марганцевые, соляно-сульфатные и др. Однако изложенная классификационная конструкция практически в литологии не используется, как представляется, по трем причинам: 1) она обладает известной сложностью, вследствие чего для отыскания состава конкретной породы последняя должна быть предварительно изображена на треугольной диаг-

Таблица V-1

Примеры классификаций пород, сложенных разными компонентами [1]

А. Система глинистый — песчаный — карбонатный материал	Б. Система глинистый — песчаный — алевритовый материал	В. Система глинистый — песчаный — пирокластический материал
Монолитические и монокомпонентные породы (одного из компонентов 60% и более)		
Глины (*1*), карбонатные глины (*2*), карбонатно-песчаные глины (*3*), песчаные глины (*4*)	Глины (*1*), алевритовые глины (*2*), алеврито-песчаные глины (*3*), песчаные глины (*4*)	Глины (*1*), туфовые глины (*2*), туфово-песчаные глины (*3*), песчаные глины (*4*)
Карбонатные породы (*5*), глинистые карбонаты (*6*), глинисто-песчаные карбонаты (*7*), песчаные карбонаты (*8*)	Алевролиты (*5*), глинистые алевролиты (*6*), глинисто-песчаные алевролиты (*7*), песчаные алевролиты (*8*)	Туфы (*5*), глинистые туфы (*6*), глинисто-песчаные туфы (*7*), песчаные туфы (*8*)
Песчаники (*9*), карбонатные песчаники (*10*), карбонатно-глинистые песчаники (*11*), глинистые песчаники (*12*)	Песчаники (*9*), алевритовые песчаники (*10*), алеврито-глинистые песчаники (*11*), глинистые песчаники (*12*)	Песчаники (*9*), туфовые песчаники (*10*), глинисто-туфовые песчаники (*11*), глинистые песчаники (*12*)
Смешанные или бикомпонентные породы (любого компонента меньше 60%, сумма двух главных 80% и более)		
Глино-карбонаты (*13*), песчаные глино-карбонаты (*14*), глино-песчаники (*15*), карбонатные глино-песчаники (*16*), карбонато-песчаники (*17*), глинистые карбонато-песчаники (*18*)	Глино-алевролиты (*13*), песчаные глино-алевролиты (*14*), глино-песчаники (*15*), алевролитовые глино-песчаники (*16*), алевро-песчаники (*17*), глинистые алевро-песчаники (*18*)	Глино-туфы (*13*), песчаные глино-туфы (*14*), глино-песчаники (*15*), туфовые глино-песчаники (*16*), туфо-песчаники (*17*), глинистые туфо-песчаники (*18*)
Ультрасмешанные или поликомпонентные породы (каждого компонента меньше 60% и сумма любых двух меньше 80%)		
Глино-песко-карбонаты (*19*)	Глино-песко-алевролиты (*19*)	Глино-песко-туфы (*19*)

рамме; 2) в классификации фигурируют не общепринятые, излишне утяжеленные для русского языка названия; 3) границы большинства классов не соответствуют традиционно сложившимся числовым значениям, начиная с ограничения содержания главного компонента простой породы цифрой не 50, а 60%.

В практике изучения рыхлых четвертичных отложений, особенно в грунтоведении и инженерной геологии, принято разделение зернисто-пелитовых пород, отличное от классификации в осадочной петрографии. Очевидно, в данном случае имеют место целевые классификации, удовлетворяющие решению специальных инженерно-технических задач. Большинство из них исходит из первоначальной схемы В. В. Охотина, приведенной в табл. V-2. Более поздние схемы [14, 20] являются ее усовершенствованными модификациями — более дробными и имеющими иное расположение границ. Одна из последних классификаций трехкомпонентной системы песок — алеврит (пыль) — глина изображена на рис. V-2.

Возвращаясь к общенаучным классификациям смешанных пород, отметим необходимость выработки таких принципов их построения, которые были бы пригодны для различных групп осадочных пород, согласовались бы со сложившейся практикой и объединяли бы опыт их исследования, т. е. были бы по возможности универсальны и имели многоцелевой характер. Как уже отмечалось в гл. II, вместе с Г. А. Беленицкой мы пришли к выводу о необходимости соблюдения трех принципов при классифицировании и наименовании горных пород (см. табл. II-2).

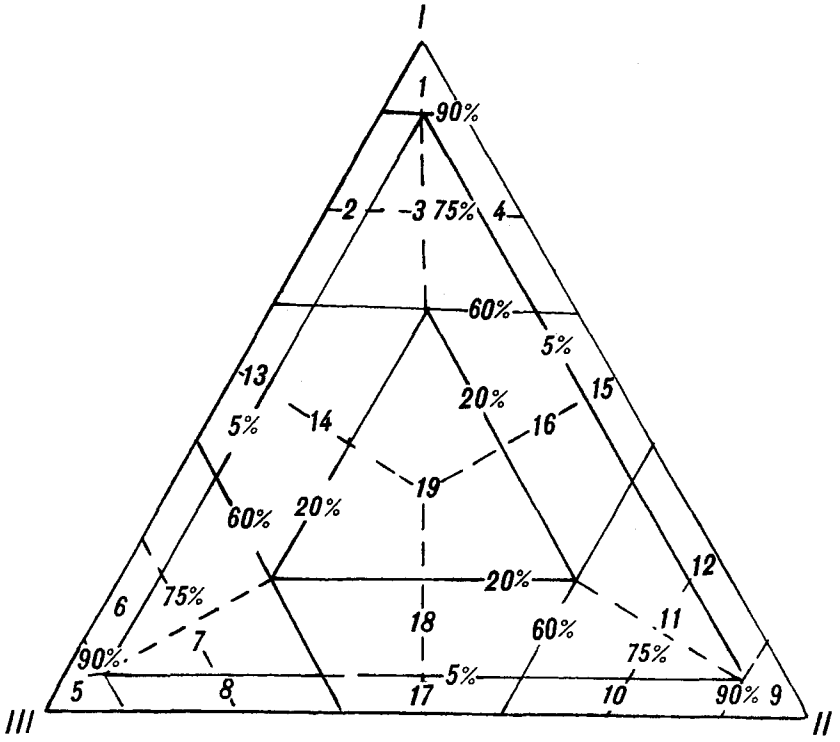


Рис. V-1. Классификационный треугольник для пород, сложенных разными компонентами [1].
I — 100% глинистого материала для систем А—В; II — 100% песчаного материала для систем А—В; III — 100% карбонатного материала для системы А, 100% алевритового материала для системы Б и 100% туфового материала для системы В. Названия компонентов, полей *1—19* и систем А—В даны в табл. V-1.

Первый из них заключается в учете содержания основного компонента, по которому породы разделяются на *монолитические*, содержащие основного компонента более 90% (с выделением собственно монолитических — основного компонента более 95% и монолитических в широком смысле), *идиолитические*, или *идиолиты** — основного компонента 50—90% — и *микстолиты* — основного компонента менее 50%.

Второй принцип состоит в учете общего числа компонентов в идиолитах и микстолитах. В зависимости от числа компонентов, содержащихся в количестве более 5 или 10%**, породы называются би-три-полилитические. Очевидно, что идиолиты — это чаще всего породы би- или трилитические, микстолиты могут быть также многокомпонентными — полилитическими.

Третий принцип учитывает степень близости компонентов друг другу в общей классификационной системе.

Как отмечалось в гл. II, следуя принципу близости компонентов, мы предлагаем выделять породы *составные*, образованные из вещества, принадлежащего одному классу в общей классификационной схеме (см. табл. II-3); *комбинированные* — при смешении вещества из разных классов; *сложные* — при смешении компонентов из разных надклассов и, наконец,

---

* Другие производные от греч. idios — своеобразный, присущий самому себе,— известны в петрографии давно: например, идиоморфный, идиоморфозернистый.

** Выбрать одно значение из указанных двух пока не удается. Для одних пород наиболее приемлемой признается граница в 5, для других — в 10%, что получило отражение в последующих главах.

Таблица V-2

Гранулометрическая классификация дисперсных грунтов В. В. Охотина [20]

Грунт	Содержание частиц %, разного размера, мм			
	глинистых, < 0,002	пылеватых, 0,002—0,05	песчаных, 0,05—2	гравийных > 2
Глина тяжелая	> 60	Не регламентируется		Менее 10
Глина	30—60	—	Больше, чем пылеватых	
Глина пылеватая	30—60	Больше, чем песчаных	—	
Суглинок тяжелый	20—30	—	Больше, чем пылеватых	
Суглинок тяжелый пылеватый	20—30	Больше, чем песчаных	—	
Суглинок средний	15—20	—	Больше, чем пылеватых	
Суглинок средний пылеватый	15—20	Больше, чем песчаных	—	
Суглинок легкий	10—15	—	Больше, чем пылеватых	
Суглинок легкий пылеватый	10—15	Больше, чем песчаных	—	
Супесь тяжелая	6—10	—	Больше, чем пылеватых	
Супесь тяжелая пылеватая	6—10	Больше, чем песчаных	—	
Супесь легкая	3—6	—	Больше, чем пылеватых	
Супесь легкая пылеватая	3—6	Больше, чем песчаных	—	
Песок	< 3	—	Больше, чем пылеватых	

переходные — содержащие вещественные компоненты из пород других разделов: вулканических и метаморфических. Термин *«смешанные породы»* предлагается сохранить в качестве общего, охватывающего все четыре понятия.

В соответствии со сказанным рекомендованы следующие правила номенклатуры. Для пород монолитических дается название породы, в форме существительного. Примесь до 10% может называться с предлогом «с». Для идиолитов билитических название основного компонента дается в форме существительного, дополнительного — в форме прилагательного с окончанием «-истый» или наречием «слабо» при его содержании 10 (5) — 25% и с окончанием «-ый» или наречием «сильно» при его содержании 25—50%. Для трилитических идиолитов наименование основного компонента также дается в форме существительного, названия второстепенных компонентов перечисляются в форме прилагательных, с указанием процентных их содержаний. Для микстолитов применяется слово «порода», компоненты перечисляются в порядке возрастания их содержания в форме прилагательных, с обозначением их процентных содержаний.

Поясним сказанное на примерах широко распространенных пород, сложенных силикатно-песчаным-глинистым материалом, силикатно-песчаным-карбонатным, карбонатным-глинистым или смесью из трех компонентов: песчаного, глинистого и карбонатного. В качестве иллюстрации воспользу-

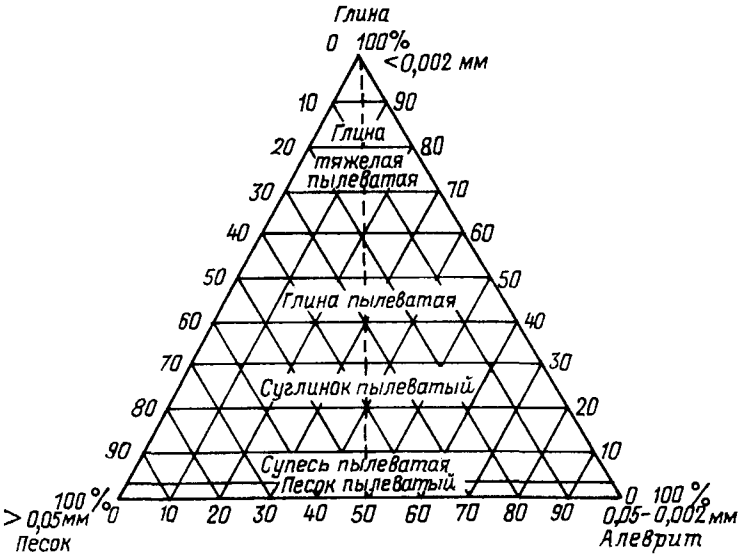


Рис. V-2. Диаграмма состава смешанных пород системы песок—алеврит(пыль)—глина [14].

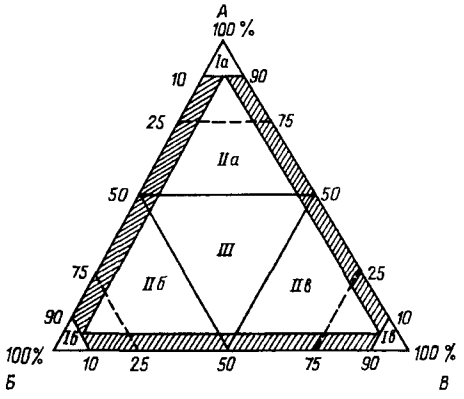


Рис. V-3. Симметричная треугольная диаграмма для изображения двух- и трехкомпонентных систем.

I — монолитические породы; *II* — идиолиты; *III* — микстолиты. Заштриховано — билитические идиолиты с содержанием третьего компонента до 5%.

емся соответственно разграниченным треугольником (рис. V-3), где *А* — глина, *Б* — силикатный песчаник, *В* — карбонатное вещество.

В ряду глина — песчаник выделяются глина (*Iа*) — песчанистая и песчаная глина (*IIа*) — сильноглинистый и слабоглинистый песчаник (*IIб*) — песчаник (*Iб*); в ряду песчаник — карбонатное вещество — песчаник (*Iб*) — слабо- и сильнокарбонатный песчаник (*IIб*) — песчаная и песчанистая карбонатная порода (*IIв*) — карбонатная порода (*Iв*); в ряду карбонатное вещество — глина устанавливаются карбонатная порода (*Iв*) — слабо- и сильноглинистая карбонатная порода (*IIв*) — сильно- и слабокарбонатная глина (*IIа*) — глина (*Iа*).

В случае смешения всех трех компонентов *А*, *Б* и *В* в идиолитах существуют песчано (%)-карбонатные (%) и карбонатно(%)-песчаные(%) глины (*IIа*); глинисто (%)-карбонатные (%) и карбонатно (%) -глинистые (%) песчаники (*IIб*); песчано (%) -глинистые (%) и глинисто (%) -песчаные (%) карбонатные породы (*IIв*). В составе микстолитов (*III*) — породы, состав которых называется прилагательными, перечисленными в порядке возрастания: глинисто (%)-песчано (%) -карбонатная (%) порода, песчано (%) -глинисто (%) -карбонатная (%) порода, карбонатно(%)-глинисто (%)-песчаная (%) порода и т. д. в соответствии с процентным содержанием составляющих их компонентов.

Заметим, что предлагаемая унифицированная классификация групп пород не является единственно возможной. Она полезна при некоторых обобщениях, где фигурируют различные породные группы, для пород ма-

Основные группы существенно силикатных
(составлена по материалам

Дополнительные компоненты / Роды силикалитов	Аллитовый	Силицитовый	Оксидно-железистый и оксидно-марганцевый
Псефитолиты	Глиноземистые брекчии и конгломераты	Псефитолиты с кремнистым цементом	Железистые конгломераты и гравелиты, в том числе с карбонатным цементом
Псаммитолиты и алевролиты	Глиноземистые глинистые песчаники и алевролиты	Кремнистые песчаники и алевролиты	Песчаники и алевролиты с железистым и марганцевым цементом
Пелитолиты	Глиноземистые глины и аргиллиты	Кремнистые глины (пеликаниты), кремнисто-глауконитовые породы, опал-аллофановые, цеолитовые породы	Железистые глины и аргиллиты

лоизученных, со слаборазработанными классификациями и в некоторых иных случаях. В то же время для отдельных породных групп и их смесей возможно (и необходимо) существование альтернативных классификаций, созданных в результате детального и часто многолетнего их исследования. В качестве наиболее показательного примера напомним классификацию С. Г. Вишнякова для системы глина — известняк — доломит, которую следует признать не только альтернативной, но и приоритетной относительно изложенной выше схемы.

Внутри надкласса силикатных пород существуют смеси из компонентов, представляющие собой семейства грубых кластолитов, песчаных, алевритовых и глинистых пород, разделение которых возможно как по общей унифицированной схеме, так и по частным классификационным схемам, принятым для этих пород. Очевидно также, что силикатное обломочное и пелитовое вещество может выступать в смесях с осадочным материалом иного состава. Основные природные смеси силикатов с осадочными компонентами разного состава показаны в табл. V-3. Подразделение каждой из указанных в таблице систем, очевидно, может осуществляться в соответствии с изложенными выше рекомендациями.

V-2. МАЛЫЕ СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ — ПОЛИСИЛИКАЛИТЫ

Силикатные малые (термин В. Т. Фролова), или полисиликалиты (термин Д. К. Патрунова), значительно менее распространены по сравнению с вышеописанными силикатными породами. Это — породы различного состава и в большинстве своем разного генезиса. Объединяет их не только малое распространение в природе, но также формы залегания — это обычно, за некоторыми исключениями, слои небольшой мощности, линзы, корки, конкреции или трещинные заполнения. Большинство полисиликалитов имеют постседиментационное происхождение, формируясь на различных стадиях преобразования — от диагенеза до метаморфизма. Поскольку одна и та же группа пород может быть сформирована в очень широком спектре постседиментационных изменений, вопрос о разделении собственно осадочных, эпигенетических и метаморфических полисиликалитов часто бывает

Таблица V-3

идиолитовых и смешанных пород
Ю. П. Казанского и др. [17])

Фосфатный	Карбонатный	Сульфатный и хлоридный	Сульфидный	Углеродный (некарбонатный)
Фосфатные брекчии с силикатным или фосфатным матриксом	Брекчии, конгломераты с карбонатным цементом	Брекчии, гравелиты с глинисто-галитовым цементом	Псефито-псаммито-алевритовые породы с пиритовым цементом или конкрециями	Псефито-псаммито-алевритовые породы с углистым и битумным цементом
Фосфатоносные песчаники и алевролиты	Песчаники и алевролиты с карбонатным цементом	Песчаники и алевролиты с сульфатным и галитовым цементом		
Фосфатные глины	Глинистые карбонаты, мергели	Гипс-ангидрито-глинистые, галито-глинистые породы	Пиритоносные глины и аргиллиты	Углистые и битуминозные глины и аргиллиты, горючие сланцы

спорным. В табл. V-4 показаны и осадочные, и метаморфогенные полисиликалиты в порядке от существенно осадочных к существенно метаморфическим.

Структурно полисиликалиты варьируют от аморфных, коллоидально-кристаллических (волокнистых, чешуйчатых, игольчатых и др.) до полнокристаллических, иногда гигакристаллических (в цеолититах), как идиоморфно-, так и неидиоморфнокристаллических. Широко распространены сфероагрегатные, включая и колломорфные, почковидные, натечные, кавернозные, жеодовые, очковые, а также псевдо(ксено)морфные структуры. Размер породных тел колеблется от метровых, редко — более, до миллиметровых (у конкреционных и рассеянных форм). Многие породы представляют собой метасоматиты и связаны постепенными переходами с материнскими породами по неправильным, нередко причудливо извилистым контактам.

1. Цеолититы — силикатные породы, больше чем наполовину состоящие из цеолитовых минералов — важная в научном и практическом отношении группа пород. Встречаются в разных формах — от микропородных поликристаллических включений до пачек пород мощностью до 30—40 м; например, анальцимолиты батского возраста Грузии по р. Руа в районе Кутаиси имеют мощность 44 м.

Минералогия цеолититов сложна, а классификация постоянно обновляется и меняется, что отражает большую изменчивость их состава, взаимопереходы между основными минералами, число которых свыше 40. Все цеолиты — водные алюмосиликаты щелочей и щелочных земель каркасной структуры. В отличие от близких по структуре и составу фельдшпатоидов и полевых шпатов, каркас цеолитов более открыт и заключает большие (до 50% объема) полости и каналы и поэтому способен к большому обмену ионами и адсорбции молекул многих веществ, размер которых соразмерен с полостями и каналами. Последние прежде всего заняты молекулами воды, которая является не пассивным заполнителем, а структурообразующим элементом кристаллической решетки.

По особенностям структуры и морфологическим особенностям кристаллов У. Дир и др. [8], классифицируя цеолиты, разбили их на три группы (табл. V-5). В группе натролита связи тетраэдров многочисленны и сильны

Таблица V-4

Силикатные минипороды

Минералы, элементы	Породы	Генетические типы
Цеолиты	Цеолититы: натролитовые, гейландитовые, клиноптилолитовые, филлипситовые, ломонтитовые, морденитовые, анальцимовые и биполикомпонентные	Элювиальные (коры выветривания, гальмиролититы, вулкано-элювий), диагенетические, ката- и метагенетические, контактово-метасоматические, гидротермальные поствулканические и постмагматические, метаморфические
Полевые шпаты	Некластолитовые полевошпатолиты: альбитовые и калишпатовые	Гальмиролитические, катагенетические, метагенетические, метаморфические
Слоистые силикаты	Глинистые породы — пелитолиты: аллофановые пирофиллитовые, серпентиновые, тальковые, волконскоиты, гарниеритолиты Железисто-хлоритовые силикалиты: тюрингитовые, шамозитовые	Элювиальные (коры выветривания, гальмиролититы, вулкано-элювий), диагенетические, ката- и метагенетические, гидротермальные, метасоматические
Медь	Аширит (диоптаз), хризоколла	Элювий, россыпи
Цинк	Каламит, виллемит	Элювий, гидротермолиты
Марганец	Родонит, бустамит	Метаморфиты
Алюминий	Дистен, андалузит, хиастолит, силлиманит	Метаморфиты, россыпи (адъюнктивно-минеральная группа кластолитов)
Амфиболы	Амфибололиты: тремолитовые, актинолитовые, уралитовые и др.	Метаморфиты, гидротермолиты, россыпи
Эпидоты, цоизиты	Эпидотолиты, цоизитолиты	Метаморфиты, гидротермолиты

Таблица V-5

Классификация цеолитов по особенностям кристаллической структуры (по Дж. Дэна и др., 1950 г.)

Группа	Минерал	Группа	Минерал
Натролита	Натролит Мезолит Сколецит Томсонит Гоннардит Эдингтонит	Филлипсита—ломонтита—морденита—анальцима	Филлипсит Гармотом Шабазит Гмелинит Левинит Эрионит Фаязит Ломонтит Морденит Жисмодин Ашкрофтин Анальцим
Гейландита	Гейландит Стильбит Эпистильбит Дакиардит Ферреерит		

только в одном направлении, что обусловило волокнистую форму кристаллов, удлиненных в этом направлении; в плоскости, перпендикулярной ему, связи слабее, что и вызвало соответствующие спайности. В группе гейландита многочисленны и сильны связи в одной плоскости, а в направлении, перпендикулярном ей, связи слабее, что обусловило пластинчатую форму кристаллов. В третьей группе — остальных цеолитах — связи в каркасе одинаково прочны во всех направлениях (кроме эрионита). Анальцим по

свойствам относится к цеолитам, а по структуре, химизму и парагенезам ближе к фельдшпатоидам, намечая тем самым переход от одной группы к другой.

А. А. Годовиков [6] классифицировал цеолиты по отношению Si/Al, определяющему их ионнообменные свойства, термическую и химическую устойчивость. Им выделены три группы цеолитов:

1) низкокремниевые (или высокоалюминиевые): $0{,}95 \leq Si/Al \leq 1{,}67$ — сколецит, томсонит, мезолит, натролит, гоннардит, гарронит;

2) среднекремниевые (или промежуточные): $1{,}75 \leq Si/Al \leq 2{,}5$, до 3—3,4 — ломонтит, леонгардит, анальцим, войранит, шабазит, филлипсит, гармотом, гмелинит, оффретит;

3) высококремниевые: $2{,}5 \leq Si/Al \leq 6{,}2$ — стильбит, эрионит, гейландит, клиноптилолит, морденит, ферьерит.

Эта классификация важна в прикладном отношении, поскольку с возрастанием Al увеличивается обменная емкость с одновременным понижением химической и термической устойчивости и возрастает эффективный диаметр входных окон. Поэтому в прикладных целях более интересны высококремниевые и промежуточные цеолиты.

Адсорбционные свойства цеолитов определяются эффективным диаметром входных окон и внутрикристаллическим объемом, занятым молекулами воды. На этой основе Н. Ф. Челищев [26] разделил цеолиты на три группы (табл. V-6). Различия в эффективном диаметре входных окон определяют важное практическое свойство цеолитов как адсорбентов газов и жидкостей и как молекулярные сита при разделении смесей. Н. Ф. Челищев [26] разработал и другую целевую классификацию (табл. V-7), определяющую количество цеолитной воды и других молекул, которые могут быть адсорбированы дегидратированным цеолитом. Мерой проявления этих свойств служит объем свободного внутрикристаллического пространства.

Для нас важны технологические классификации цеолитовых минералов, так как ими определяются свойства соответствующих цеолитсодержащих

Таблица V-6

Классификация цеолитов по размеру входных окон

Эффективный диаметр окон, Å (группы цеолитов)	Примеры
> 5 (широкопористые)	Фожазит, оффретит
4,3—3,5 (среднепористые)	Шабазит, эрионит, морденит, клиноптилолит
< 2,6 (узкопористые)	Анальцим, филлипсит, ломонтит, натролит, томсонит, стильбит

Таблица V-7

Классификация цеолитов по объему свободного внутрикристаллического пространства

Объем внутрикристаллического пространства, %	Примеры
> 40, рыхлые	Полингит, фожазит, шабазит, гмелинит
40—30, средние	Гейландит, клиноптилолит, эрионит, ломонтит
< 30, плотные	Анальцим, натролит

пород. Однако технологические классификации собственно пород — цеолититов — нам пока неизвестны.

Не разработана также и структурно-вещественная классификация цеолититов. Мы предлагаем начальный вариант подобной классификации, где вещественная сторона породы оценивается по основному породообразующему минералу, а структурная дана в двух масштабах: при визуальной, макроскопической, оценке и при оценке под микроскопом (табл. V-8). Предлагаемая классификация неполная, так как она, очевидно, не отображает всего многообразия цеолитсодержащих пород.

Генетическая классификация цеолитов и цеолититов, учитывающая среду и способ образования, направлена на выделение категорий разного ранга (табл. V-9): надкласса, класса, рода и вида; иногда выделяются также подвиды или разновидности.

Все цеолититы можно разделить на два надкласса: супракрустальные (надкоровые) и интракрустальные (внутрикоровые).

Супракрустальные цеолититы, в отличие от большинства осадочных пород, представлены только механогенными и элювиальными классами. Механогенные цеолититы разнообразны, хотя и не являются основными по частоте и объему формирований: 1) коллювиальные — обвальные, осыпные, вероятно и делювиальные, в основном субаэральные; 2) флювиальные — мелкопролювиальные, аллювиальные; 3) тиховодные — озерные, кратерные и другие депрессионные; 4) ветровые, или эоловые,— перевеянные пески — мелкие дюны; 5) волновые — прибойные и собственно волновые и 6) доннофлювиальные — отложения вдольбереговых, шельфовых и глубоководных течений. Элювиальные цеолититы представлены наземными экзоэлювием и вулканоэлювием и подводными гальмиролититами. Преобразование третичных миндалекаменных базальтов Нового Южного Уэльса в Австралии в натролититолиты произведено холодными (около 5° С) вадозными водами после консолидации базальтов. Цеолититы образуются и в результате вулканического элювирования — пропарки щелочными гидротермами вулканитов, особенно рыхлых, туфовых вблизи поверхности земли. Более широко элювиальные цеолититы формируются под водой — как гальмиролиты по пепловым туфам и другим вулканитам кислого и основного состава, при этом образуются слои и пачки мощностью до 5—10 м, например встреченные в бухте порта Корсаков в третичных отложениях о. Сахалин.

Таблица V-8

Структурно-минеральная, петрографическая классификация цеолититов

Основной породообразующий минерал	Структура								
	Незернистые визуально-криптоморфные					Зернистые визуально-фанеромерные			
	Коллоидальные	Микрокристаллические	Сферо-агрегатные	Псевдоморфные	Гранобластовые	Идиоморфнокристаллические	Сферо-агрегатные	Псевдоморфные	Гранобластовые
Натролит	(1)	2	3	4	5	6	7	8	(9)
Гейландит	—	10	11	12	13	14	15	—	(16)
Клиноптилолит	(17)	18	19	20	21	22	—	23	—
Филлипсит	(24)	25	26	27	(28)	29	(30)	31	—
Ломонтит	32	33	34	35	36	37	(38)	39	40
Морденит	41	42	(43)	44	45	(46)	—	(47)	—
Анальцим	—	48	49	50	(51)	52	53	(54)	(55)

Примечания. 1. Номера петротипов в скобках — редкие и вероятные; прочерк — петротипы отсутствуют. 2. В сферо-агрегатные структуры включены жеодовые и трещинные выполнения, друзы и т. п. 3. Как псевдоморфные рассматривались: цементы в песчаниках и в других породах, а также цеолититы с реликтовой витрокластической и иной структурой, замещенной цеолитами породы. 4. Название петротипа складывается из существительного, например: натролитолит, ломонтитолит и т. д., и прилагательного, отражающего структуру. Часто удается установить метасоматичность цеолитолитов и восстановить материнскую породу — туф определенного состава; эффузивную породу — базальт, риолит, игнимбрит, трассы и т. д. Тогда к названию можно добавить прилагательное, например: аповитрокластовый (апотуфовый), апотрассовый морденитолит (на горе Карадаг в Крыму) и т. д.

Таблица V-9

Генетическая классификация цеолититов

Надкласс	Класс	Род	Вид — образования
Супракрустальный (надкоровой)	Механогенный	Коллювий	Обвальные — надводные и подводные Осыпные — надводные и подводные Делювий
		Флювиальный	Пролювий Аллювий
		Тиховодный	Озерные Кратерные
		Эоловый	Перевеянные пески — дюны
		Волновой	Прибойные — галечники и пески Собственно волновые
		Доннофлювиальный	Отложения вдольбереговых течений То же, шельфовых течений " глубоководных течений
	Элювиальный	Хемоэлювий	Вадозные метасоматиты вулканитов Вулканический элювий Гальмиролититы
Интракрустальный (внутрикоровой)	Конкреционный	Диагенетический	Конкреционные тела в карбонатных породах То же, в эвапоритовых (содовых) породах " в песчано-глинистых (угленосных) и других породах
		Катагенетический	
	Цементационный	Цементация угленосных, туфовых и других песчаников и карбонатолитов Выполнения пустот в вулканитах и экзолитах	
	Метасоматиты	Близповерхностные гидротермальные То же, экзогенные холодноводные и термальные	
		Глубинные — образованные подземными водами разной минерализации и температуры	
	Метаморфический	Трансформационный (пример: гейландит переходящий в ломонтит) Перекристаллизационный	

Интракрустальные цеолититы непривычно делить на генетические типы, но это необходимо. Очевидно, выделяются прежде всего конкреционные цеолититы: сантиметровые и дециметровые округлые и пластовые тела, возникающие на стадии диагенеза в результате концентрационных процессов — стяжения цеолитообразующих компонентов в карбонатных, эвапоритовых содовых и песчано-алевритовых, в частности в угленосных отложениях (батский ярус Грузии). В замедленном темпе цеолитообразование продолжается в катагенезе, при этом могут цементироваться довольно большие объемы песчаных и других пористых пород, а также выполняться пустоты и трещины в вулканитах. Особый класс или генетический ряд составляют приповерхностные метасоматиты, смыкающиеся в верху разрезов с вулканическим элювием, от которого они отличаются «жильной» формой возникающих тел, часто ориентированных вертикально. Метасоматоз осуществляется горячими и холодными водами вулканического и авулканического происхождения.

В зоне метагенеза и начального метаморфизма образуются трансформационные цеолититы, например: по гейландиту и другим неустойчивым при повышенных температуре и давлении минералам развивается стойкий в этих условиях ломонтит. Вероятно, самостоятелен род перекристаллизационных цеолититов, хотя при таких процессах цеолиты трансформируются часто в полевые шпаты и другие силикатные минералы.

Цеолиты и цеолититы отражают состав материнских пород или поровых растворов и поэтому могут классифицироваться по данному признаку с выделением, во-первых, натриевых — анальцима, филлипсита, морденита,

натролита и др., развивающихся по нефелиновым сиенитам и иным щелочным и кремнекислым породам; во-вторых, кальциевых и кальциево-натриевых филлипсита, ломонтита, сколецита и др., развивающихся по основным плагиоклазам и эффузивам.

Р. Л. Хэй [32] разделил цеолиты и цеолититы на две группы: 1) образующиеся в пресных и морских водах, где парагенезы коррелируются с составом материнских пород: по обогащенным кремнеземом кислым туфам развиваются преимущественно клиноптилолит и морденит, а по средним и основным — филлипсит, анальцим, десмин; 2) образующиеся в соленых щелочных (содовых и близких к ним) водах, где корреляция с коренными породами сильно ослабляется и главным цеолитом становится филлипсит, которого могут сопровождать клиноптилолит, анальцим, эрионит, если цеолитизируются туфы риолитов и дацитов.

Одна из важнейших генетических классификаций цеолитов — разделение их по глубинам образования в стратисфере, т. е. по термобарическим условиям в обстановке простого погружения. Начиная с работ Д. С. Кумбса [31] стали различать по вертикали следующие цеолитовые стадии (называемые также фациями): 1) приповерхностную — клиноптилолит-морденитовую с опалом и монтмориллонитом; 2) анальцим-гейландитовую с адуляром (или альбитом), халцедоном, монтмориллонитом; 3) ломонтитовую, наиболее глубинную, отвечающую повышенным температуре (до 200—300° С) и давлению (до 1000—1500 атм.). На глубине 4,5—5 км в Новозеландском разрезе, изученном Д. С. Кумбсом, ассоциация анальцим—кварц замещается ассоциацией альбит—кварц, гейландит — ломонтитом, а плагиоклаз — ломонтитом и альбитом. Основание ломонтитизированных слоев находится на глубине 9 км. Глубже располагается 4-я стадия, уже не цеолититовая, а пренит-пумпеллиитовая. Переход от одной стадии к другой осуществляется постепенно; при этом уменьшается содержание кремнезема, происходит потеря воды и увеличивается плотность.

Научное значение изучения цеолитов и цеолититов состоит в индексации условий на поверхности земли и в ее недрах, до первых километров, а практическое, все более возрастающее,— в широком использовании их как адсорбентов многих вредных веществ, а также как молекулярные сита. Охрана окружающей среды требует все большего и большего объема природных и искусственных цеолититов.

А. С. Михайлов месторождения цеолититов по запасам классифицирует на крупные (более 100 млн. т), средние (100—10 млн. т) и мелкие (менее 10 млн. т).

2. Полевошпатолиты. Полевошпатовыми породами, или полевошпатолитами, называются геологические образования, более чем наполовину состоящие из полевых шпатов. Экзогенные полевошпатолиты являются как макропородами — аркозовые кластолиты (аркозолиты) и плагиоклазовые кристаллотуфы,— так и минипородами — метасоматиты экзогенно-вулканогенные, метагениты, метаморфиты начальных стадий. Их структура микро- и макрокристаллическая, гранобластовая и обломочная, а состав редко бывает чистым, мономинеральным.

Макропородные полевошпатолиты, описываемые среди песчаников, здесь упомянуты для полноты картины и в связи с их переходом при рассеянной форме участия полевых шпатов в минипороды. Аркозы,— рассмотренные выше,— сложены калиевыми полевыми шпатами, кислыми плагиоклазами: олигоклазом, олигоклаз-андезином, альбитом, а также кварцем и слюдой, иногда с примесью темноцветных.

Плагиоклазиты малого ряда редко слагают пласты мощностью более 1 м; чаще всего — это миллиметровые и сантиметровые прослойки среди основных вулканитов или осадочных пород — экзолитов,— примыкающих к вулканическим очагам. Идиоморфная форма, свежее, невыветрелое состояние плагиоклазов, нередко только основных и одного вида, парагенез со свежими амфиболами, пироксеном и биотитом не оставляют сомнения, что это — кристаллокластические туфы базальтоидов и реже андезитов. Иногда они слабо перемыты и могут рассматриваться как туффиты.

Аутигенные полевошпатолиты выделяются в значительной мере условно, так как новообразованные калишпаты и плагиоклазы редко содержатся в породах в количестве, превышающем 50%. Однако вероятность нахождения таких пород довольно большая, и они могут быть двух генетических типов: вулкано-гальмиролитические и метагенетические (вместе с начально-метаморфическими). Первые описываются все чаще среди базальтов срединно-океанических хребтов как начальные фазы их «континентализации» под влиянием калия морской воды.

Более значительные объемы полевошпатолитов образуются в конце осадочного цикла земного вещества — на стадиях метагенеза и начального метаморфизма — по эффузивным, вулкано-осадочным породам и, возможно, мергелям: формируются чаще всего гранобластовые альбититолиты в парагенезе с серицитом, мусковитом, хлоритом, эпидотом и цеолитами. Рассеянные плагиоклазы генерируются в карбонатных породах и на стадии катагенеза.

3. Пелитолиты (малые породы). Глинистые породы в малом ряду представлены аллофанами, или аллофанолитами, серпентинолитами, пирофиллитолитами, тальколитами, смектитолитами триоктаэдрических и меньше диоктаэдрических минералов, волконскоитолитами, гарниеритолитами и некоторыми другими.

Аллофаны, или *аллофанолиты*, наиболее загадочны, так как остаются «неуловимыми»: не имеют ни кристаллической структуры, ни постоянного минерального или химического состава. Поэтому нельзя быть уверенным, не смесь ли это гидрооксидов Al и Si. Несомненно, аморфная фаза алюмосиликатов существует, и она по составу различна, т. е. подлежит классификации. Классификационными признаками служат химический состав, прежде всего соотношение кремнезема и глинозема, и зачатки структурной организации — глобулярность и возникающие кристаллиты. Уже сейчас выделяются галлуазитовый гель, гель с зарождающимися кристаллитами островного типа и др.

Серпентинолиты — породы, больше чем наполовину состоящие из серпентиновых минералов — хризотила, лизардита и антигорита,— а также скрытокристаллического серпофита. Основные их массы образуются метасоматически-трансформационно в поверхностных и близповерхностных условиях по гипербазитам, перерабатываемых низкотемпературными автомагматическими и экзогенными растворами (в основном лизардитолиты). В обычно правильно (параллельно и сетчато) расположенных частых трещинах из коллоидов и концентрированных растворов вырастают волокна — трубочки хризотила. Листоватый хлоритоподобный антигорит более редок и образуется как по гиперстенам, так и по хризотилам при повышенных температурах.

Волконскоитолит — красивая зеленая гелевидная неслоистая порода, по составу мономинеральная волконскоитовая, неслоистая, довольно крепкая, хрупкая, сантиметровыми гнездами и линзами залегающая в карбонатных песчаниках и конгломератах.

Смектитолиты, сложенные сапонитом, гекторитом, соконитом и другими относительно редкими триоктаэдрическими минералами из группы монтмориллонита, серпентиноподобны, но с более высоким двупреломлением; образуются по базальтовым стеклам и другим туфам, по оливину и пироксенам базитов как вулканический или экзогенный элювий (соконит — в зоне окисления сфалеритовых руд), как аутигенные в эвапоритах разных стадий осолонения и в металлоносных осадках, а также в цементе серпентиновых конгломератов.

Бертьеринолиты — широко распространенные и иногда формирующие тела породного и субпородного масштаба образования, сложенные бертьерином и его разновидностями. Бертьерин — триоктаэдрический глинистый минерал каолинитового или серпентинового типа, относившийся ранее к

лептохлоритам как шамозит-7Å. Он образует мелкие конкреции, выполняет поры, трещины, другие пустоты в бокситах, в которых развивается при низких Eh (в болотных условиях, с участием органического вещества) по бокситам, каолинам, сидеритам, т. е. является водно-элювиальным и диагенетическим. Другая группа генотипов инфильтрационно-катагенетическая, более глубинная. Никелевый аналог бертьерина называется бриндлеитом.

Амезитолиты существенно амезитового состава (алюминиево-магниевого аналога бертьерина) не обнаружены, хотя вероятны, ибо амезит образует оболочки в бокситовых оолитах, а также присутствует в почвах. Вероятны как минипороды и гриналитолиты, и кронштедтитолиты, сложенные соответственно гриналитом и кронштедтитом — триоктаэдрическими не алюмо-, а феррисиликатами группы серпентина или, по-старому, лептохлоритов (семиангстремовых), часто примешивающиеся к железным рудам.

Пирофиллитолиты состоят из пирофиллита — диоктаэдрического слюдистого минерала, с относительно крупными чешуйками, развивающимися по полевым шпатам, каолиниту и другим силикатам при метагенезе и начальном метаморфизме. Часто имеют псевдоморфную структуру.

Тальколиты, состоящие из талька — триоктаэдрического магнезиального силиката,— распространены довольно широко: во всех зонах коры выветривания гипербазитов и серпентинитов и при гидротермальном преобразовании первых, в зонах метагенеза и начального метаморфизма по серпентинам, возможно доломитам и другим магнийсодержащим породам. Экзогенный тальк и тальковые минипороды формируются и в эвапоритовых бассейнах как гальмиролитические и диагенетические образования.

Парагонитолиты больше чем на 50% состоят из парагонита — натриевого аналога мусковита, распространенного значительно меньше, чем мусковит и серицит. Его название происходит от греческого «парагон» — обманывающий. Он первоначально, а часто и сейчас принимается за тальк или за мусковит (серицит). Хотя он образуется в разных условиях и разными способами, основные его массы как минипороды генерируются при метагенезе и начальном метаморфизме терригенных пород.

Пренитолиты — минипороды, состоящие из пренита — слюдоподобного минерала (из группы хрупких слюд),— а также из цеолитов, лавсонита, датолита, пумпеллиита и других метагенетических и начально-метаморфических минералов, в парагенезе с которыми пренит чаще всего и образуется. Он выполняет миндалины и трещины в базальтах, обычен при метагенетической переработке граувакк. Устойчив в породах, преобразованных на цеолитовой и зеленосланцевой стадиях.

Стильпномеланолиты сложены стильпномеланом — талькоподобным слоистым ферро-магнезио-алюминиевым силикатом, который часто принимают за биотит или гидробиотит. Название происходит от греческих «стильпнос» — блестящий и «мелан» — темный, черный: действительно, его цвет варьирует от золотистого до темно-бурого и черного. Если преобладает двухвалентное Fe — это Fe-стильпномелан, есть Mh-стильпномелан и др. Генетические типы разные: метагенетиты, метаморфиты, метасоматиты и «трансформациолиты», т. е. развивающиеся за счет хлоритов, амфиболов и многих других минералов. Обычные спутники — глаукофан, актинолит, эпидот, альбит, серицит, лавсонит, пумпеллиит, кварц. В железистых кварцитах докембрия оз. Верхнего (США) он слагает прослои и пласты, переслаивающиеся с неметаморфизованными кластитами. Чаще всего стильпномелан развивается как стрессовый минерал.

Железосиликатные малые породы, или *ферроминисиликатолиты*, состоят из слоистых глинистых минералов — тюрингита, шамозита, нонтронита и других,— обычно рассматриваемых в макропородах железных и глинистых. Это — зеленые и желтые землистые массы мощностью первые метры — макропороды, или минипороды — выполнения полостей в базальтах и туфах как наземных, так и подводных. Ферросиликатной, в основном

нонтронитовой, является красная океаническая глина — макропорода. Основной генезис ферросиликатов — элювиальный: гальмиролитический, вулканический гидротермальный и наземноэлювиальный (нонтронитолиты по гипербазитам). При переотложении они обычно разубоживаются.

4. Малые силикатолиты Cu, Mn, Zn, Al. *Купросиликатолиты* слагаются ашаритом (диоптазом) и хризоколлой — аморфными и коллоидальными минералами приятного голубоватого и зеленоватого цвета (поделочные камни, по ценности уступающие, однако, бирюзе). Породные тела — колломорфные натечные, опаловидные и землистые массы, корки, радиально- или спутанно-волокнистые образования, жилы, выполняют полости и цемент песчаников. Ф. В. Чухров и Ф. Я. Аносов рассматривают их как медные монтмориллониты. Характерны для зон окисления медных месторождений жаркого и сухого климата: пермь Татарии, Казахстана и многих других районов. Бедные руды на медь. Как породы могут называться ашаритолитами и хризоколлой, или хризоколлолитами. В последних различают ряд разновидностей, различающихся содержанием воды и адсорбированных или примешанных металлов, фосфатов и др. Встречаются россыпи в коре выветривания или вблизи нее.

Миниманганолиты силикатные, или *манганосиликатолиты*, сложены родонитом, бустамитом и другими метаморфическими минералами по марганцевым, оксидным и карбонатным породам и рудам. Их генезис метаморфический, метасоматический и меньше гидротермальный. Используются как красивые розового цвета поделочные камни.

Цинковые силикатолиты, или *цинкосиликатолиты*, слагаются каламином, виллемитом и другими более редкими минералами и являются рудами на цинк. Они чаще всего образуются при выветривании свинцово-цинковых сульфидных руд и образуют колломорфные натеки, сталактитовые — и стебельчатые («тростниковые» — от лат. «каламус», по Агриколе) тела, радиально-лучистые агрегаты, псевдоморфозы по смитсониту, кальциту, доломиту, флюориту, галениту и др.

Алюминиевые силикатные минипороды или *алюмоминисиликатолиты*, сложены андалузитом, а также дистеном, силлиманитом, ставролитом и другими глиноземистыми минералами (в дистене содержание $Al_2O_3 = 63,1\%$). Бо́льшая их часть — среднетемпературные метаморфиты по глинистым отложениям, превращенные в высокоглиноземные, серицитовые и мусковитовые сланцы. Как собственно осадочные породы они представлены лишь в виде песков и россыпей (адъюнктивно-минеральная группа). Андалузитолиты низкотемпературного метаморфизма можно также рассматривать как осадочные породы стадии метагенеза — это глинистые сланцы с андалузитом.

5. Эпидотолиты, цоизитолиты и сходные с ними малые породы. Аутигенные эпидоты и другие минералы этой группы образуют породы, изредка почти чистые, мономинеральные, но чаще полиминеральные, эпидот-цоизитовые, с альбитом, кварцем, хлоритом, пумпеллиитом и др. Эти минералы развиваются по базитовым вулканитам, основным плагиоклазам, нечистым мраморам на стадиях глубокого катагенеза, но особенно интенсивно и массово в метагенезе и на начальном метаморфизме, когда возникают «очаги» и более крупные массивы эпидозитов и цоизитизитов, или правильнее — эпидотолитов и цоизитолитов. Другой их генетический тип — цемент вулканитовых песчаников, третий — гидротермолиты.

Минипороды, возможно, образует и марганцовый эпидот — пьемонтит, вместе с манганитом, браунитом слагающий начально-метаморфизованные руды, а также другие эпидоты и цоизиты и обломочные их концентраты в россыпях.

6. Пумпеллиитолиты. Состоят из близкого к эпидоту по кристаллической структуре пумпеллиита, лавсонита, глаукофана, эпидота, хлорита, пренита, альбита, адуляра, кальцита, кварца, актинолита и других низко-

температурных метаморфических минералов. Распространены в составе зеленых и глаукофановых сланцев, метаграувакк, широко распространены в туфах и экзокластитах, в других вулканитовых породах, измененных гидротермально, метасоматически или метаморфизованных на стадиях метагенеза и начального метаморфизма. Метасоматические тела пумпеллиитолитов замещают ломонтитолиты, которые в свою очередь раньше заместили витрокластические туфы. Пумпеллиит замещает плагиоклазы, биотиты и другие минералы, встречается в жилах и россыпях.

7. Амфиболиты. Хотя многие амфиболы — высокотемпературные магматические минералы, они встречаются иногда как минипороды и среди экзолитов: роговообманковые пески (тонкие прослои) и низкотемпературные метаморфиты и гидротермолиты (актинолититы, тремолититы и др).

Все амфиболы имеют кольцевую кристаллическую структуру и содержат гидроксил, что так или иначе «приближает» их к экзосреде, в которой они, однако, неустойчивы или умеренно неустойчивы. Игольчатая, таблитчатая и волокнистая форма кристаллов характерна для всех амфиболов, часты сферолиты. Главный генетический тип тремолит-актинолитов — метаморфиты низких степеней: метагенез и метаморфизм стадии зеленых сланцев. Они являются главными породообразующими минералами последних, в которых генерируются вместе с альбитом, хлоритом, пумпеллиитом, лавсонитом, стильпномеланом, эпидотом, глаукофаном, кварцем. Тремолит и тремолитолиты с актинолитом образуются в регионально метаморфизованных эффузивах, а также в доломитах, если в них содержался кварц; побочным продуктом реакции является кальцит.

В пермских глинах и песчаниках Казахстана описаны рибекитовые породы, в которых щелочной, натриевый амфибол — рибекит — волокнистой формы кристаллов вместе с опалом слагает жилы [Чухров Ф. В., 1946], что дает основание выделять рибекитолиты как минипороды. Возможно обнаружение и других экзо- и субэкзогенных амфибололитов, в частности роговообманковых. Последние пока известны как амфиболовые (роговообманковые) пески — естественно шлиховые концентраты, принадлежащие, по принятой нами классификации, к группе адъюнктивно-обломочных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верзилин Н. Н.* Основные принципы номенклатуры осадочных пород.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7, 1988, вып. 3 (№ 21), с. 3—12.

2. *Верзилин Н. Н., Калмыкова Н. А.* Цеолитоносные мезозойские отложения Юго-Восточной Монголии. СПб., Изд-во СПбУ, 1993. 160 с.

3. *Водные* вулканические стекла и поствулканические минералы/Под ред. В. П. Петрова. М., Наука, 1967. 181 с.

4. *Гвахария Г. В.* Цеолиты Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1951. 251 с.

5. *Геология*, генезис и использование природных цеолитов: Тез. докл. В 2 ч. Звенигород, 1978. 175 с.

6. *Годовиков А. А.* Минералогия. М., Недра, 1975. 520 с.

7. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Наука, 1969. 344 с.

8. *Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М., Мир, 1966. 482 с.

9. *Жданов С. П., Егорова Е. Н.* Химия цеолитов. Л., Наука, 1968. 157 с.

10. *Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушинский П. И.* Цеолиты меловых отложений севера Якутии.— Литология и полезные ископаемые, 1963, № 2, с. 161—177.

11. *Казанский Ю. П.* Принципы классифицирования осадочных пород по структурно-минералогическим признакам.— Геология и геофизика, 1986, № 1, с. 41—47.

12. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных отложений.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 2, с. 23—44.

13. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Аутигенные цеолиты в осадочном чехле Мирового океана.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с. 16—28.

14. *Ломтадзе В. Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л., Недра, 1990. 328 с.

15. *Муравьев В. И., Воронин Б. И.* Особенности состава цеолитов глауконитово-кремнистой формации и проблема классификации группы клиноптилолитагейландита.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 75—82.

16. *Наумов В. А.* Оптическое определение компонентов осадочных пород. М., Недра, 1989. 202 с.
17. *Осадочные* породы (классификация, характеристика, генезис)/Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров и др. Новосибирск; Наука, 1987. 212 с.
18. *Природные* цеолиты. М., Наука, 1980. 224 с.
19. *Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И.* Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., Наука, 1970. 283 с.
20. *Сергеев Е. М.* Грунтоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1983. 390 с.
21. *Супрычев В. А.* Гипергенные и гидротермально-вадозные цеолиты бокситов и кор выветривания основных и щелочных пород.— В кн.: Природные цеолиты. М., Наука, 1980, с. 171—175.
22. *Супрычев В. А., Гриванов А. Г.* Об анальциме из пирокласта осадочных пород горы Кубалыс (Крым).— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, с. 956—958.
23. *Супрычев В. А., Кирикилица С. И.* Генетическая типизация цеолитов стратифицированных формаций: Обзор. М., изд. ОНТИ ВИЭМС, 1980. 51 с.
24. *Схиртладзе Н. И.* Геология и условия образования осадочных цеолитов Грузии.— В кн. Природные цеолиты. М., Наука, 1980, с. 115—122.
25. *Ферсман А. Е.* Цеолиты России и их минералогия.— В кн.: Изб. тр. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 565—702.
26. *Челищев Н. Ф.* К вопросу о номенклатуре и классификации природных цеолитов.— В кн.: Природные цеолиты. М., Наука, 1980, с. 99—103.
27. *Цеолиты*, их синтез, свойства и применение. М., Наука, 1965.
28. *Шаронов Б. Н.* Цеолиты.— В кн.: Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых: Учеб. для вузов. М., Недра, 1985, с. 133—140.
29. *Шванов В. Н.* О систематике и терминологии смешанных осадочных пород.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7, 1988, вып. 3 (№21), с. 12—20.
30. *Шуменко С. И.* Комплексное сравнительное минералого-петрографическое изучение цеолитов в осадочных и вулканогенно-осадочных породах.— В кн.: Природные цеолиты. М., Наука, 1980, с. 59—64.
31. *Coombs D. S.* Lower grade mineral facies in New Zeland.— Rep. 21st Intern. Geol. Congr., pt. 13. Copenhagen, 1960, p. 339—351.
32. *Hay R. L.* Phillipsites of saline lakes and soils.—Amer. Mineralogist, 1964, vol. 49, p. 1366—1387.
33. *Hay R. L.* Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks.— US Geol. Surv., Spec. pap., 1966, vol. 85, №4, 130 p.
34. *Kostov I.* Composition and paragencsis of the zeolitic minerals.— Rep. 21st Intorn. Geol. Congr., pt. 17. Copenhagen, 1960, p. 122—127.

Разряд НЕСИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ — ОКСИДНЫЕ, ФОСФАТНЫЕ, КАРБОНАТНЫЕ, СОЛЯНЫЕ И МАЛЫЕ

Включает в себя все осадочные породы, содержащие 50% и более любых минералов, минеральных агрегатов и аморфных масс, кроме силикатных компонентов и кварца, а также органического вещества. При преобладании последних, как отмечалось, формируются два других разряда пород — силикатных и органических.

Надкласс ОКСИДНО-ГИДРООКСИДНЫЕ ПОРОДЫ

Охватывает осадочные породы, сложенные оксидами и гидратами оксидов кремния, железа, марганца и алюминия.

Глава VI. КЛАСС КРЕМНИЕВЫЕ ПОРОДЫ — СИЛИЦИТЫ

Название пород происходит от элемента кремния, кислородные соединения которого слагают этот породный класс. Традиционное наименование «кремнистые» породы — неправильно, поскольку окончание «-истый» обозначает примесь второстепенного компонента, но не главный компонент. Неудачен термин В. Т. Фролова (1993 г.) «кремневые» породы, поскольку кремнями принято называть конкреционную форму нахождения минералов кремнезема, т. е. название это, скорее, геологическое, чем петрографическое. С учетом традиций мы все же допускаем использование терминов «крем-

нистая», «кремневая» и некоторых других как синонимов. Однако, строго говоря, термин «кремниевая порода» предпочтительнее.

VI-I. КЛАССИФИКАЦИЯ КРЕМНИЕВЫХ ПОРОД НА ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ УРОВНЕ

Авторы известных в литературе классификаций кремниевых пород применяли для их разработки разные принципы. Так, Л. Кайё [20] дал первую генетическую классификацию, выделив хемогенные, органогенные и терригенные кремниевые образования. В последнюю группу он включал мономиктовые кварцевые песчаники с кремниевым цементом и кварциты.

Л. В. Пустовалов [12] за основу предложенной им классификации принял минеральный состав, разделив всю группу силикалитов (так он назвал кремниевые породы) на опалолиты, халцедонолиты и кварц-халцедонолиты. К первым Л. В. Пустовалов отнес гейзериты, трепелы, диатомиты, радиоляриты, спонголиты и опоки, ко вторым — кремни, яшмы и лидиты, а к третьим — фтаниты. В особую группу метаморфических кремниевых образований были выделены породы железорудных формаций — джеспилиты.

Три более поздние схемы классификации были предложены практически одновременно Г. И. Бушинским [2], Г. И. Теодоровичем [14] и М. С. Швецовым [19]. Все они принимали во внимание минеральный состав, у Г. И. Бушинского и Г. И. Теодоровича, кроме того, учитывались и структурные характеристики, у Г. И. Бушинского и М. С. Швецова — также формы выделения силицитов в природе (пласты, конкреции, у Г. И. Бушинского — еще гнездовидные и неправильной формы выделения). М. С. Швецов вводил в классификацию и генетические особенности кремниевых пород, выделяя явно органогенные (иногда эффузивно-биогенные), биогенные, химические, преимущественно эффузивно-осадочные и преимущественно диагенетические (частично первично-осадочные и эпигенетические продукты замещения).

Из названных трех классификаций схема М. С. Швецова представляется наименее удачной. Генетический принцип при всей его привлекательности вряд ли может быть положен в основу любой классификации, поскольку многие генетические представления являются часто субъективными и дискуссионными. Выделение биогенных, хемогенных и вулканогенно-осадочных кремниевых пород подразумевает их противопоставление. Между тем вулканогенно-осадочные силициты также могут выпадать в осадок при биогенных, хемогенных или же смешанных процессах. При таком подразделении групп смешиваются источники вещества (в данном случае эндогенный) с процессами перевода его в осадок. Кроме того, в рассматриваемой классификации имеется ряд неточностей, связанных с ограниченными возможностями диагностики применяемых тогда методов исследования, в том числе и микроскопического. Так, яшмы отнесены здесь к категории халцедоновых, а фтаниты и лидиты (как и джеспилиты) — кварцевых пород.

Современные исследования силицитов в электронном микроскопе с гораздо большей разрешающей способностью, чем у поляризационного микроскопа, однозначно установили кварц-халцедоновый состав лидитов и фтанитов и, напротив, кварцевый яшм, что связано, вероятно, с условиями образования этих различных в формационном отношении пород. И. В. Хворова и А. Л. Дмитрик [18] предполагают, что причина этого явления заключается в обилии органического вещества во фтанитах и лидитах (в отличие от яшм), которое способствует раскристаллизации кремневых гелей.

В схеме Г. И. Теодоровича за основу классификации принято относительное содержание минеральной кремнистой массы и реликтов кремниевых или же известковых организмов, соотношения которых могут существенно меняться во времени при диагенетических процессах. Дальнейшая детализация этой схемы производится для одних подразделений по тому же

признаку, а для других — по структурам пород, определяемым в поляризационном микроскопе. При этом единые принципы детализации не соблюдаются даже в пределах выделяемых типов пород. Так, например, радиоляриевые силициты подразделяются на опаловые, халцедон-опаловые и кристаллические, т. е., с одной стороны, учитывается минеральный состав, а с другой — структурная характеристика. Все это делает схему Г. И. Теодоровича трудной по форме, а отсутствие конкретных названий многих выделяемых подразделений заметно осложняет и ее понимание. Поэтому при геолого-съемочных, да и при специализированных тематических работах эта схема практически не использовалась.

Наиболее логичной и приемлемой представляется схема Г. И. Бушинского. Однако сейчас она также не соответствует современному уровню знаний, хотя и содержит практически большинство известных терминов кремниевых образований, да и построена преимущественно в удобной матричной форме, где основными признаками конкретных пород являются их микроструктура и минеральный состав. По уже упоминавшейся причине — недостаточной диагностической точности методов исследований — здесь в одну группу пород, обладающих микрозернистой структурой и кварц-халцедоновым составом, попадают яшма, кремнистый сланец, лидит и фтанит.

Все вышеназванные классификации в той или иной степени отражают современный им уровень знаний, некоторые имеют сейчас лишь историческое значение, и только схема Г. И. Бушинского, особенно принципы ее построения, являются вполне современными.

В 1973 г. авторы «Атласа текстур и структур осадочных горных пород» [1] предложили новую классификацию, где были учтены достоинства и недостатки прежних разработок. В ней в качестве классификационных признаков приняты форма нахождения силицитов в природе, их минеральный состав и структура (те же, что и в схеме Г. И. Бушинского). Кроме того, в этой классификации использовались и дополнительные характеристики: преобладающий состав органических остатков, второстепенные вещественные составляющие и текстурные признаки, а также отмечены и некоторые генетические особенности различных групп кремниевых пород. При этом следует подчеркнуть, что некоторые особенности, а именно происхождение и условия образования, выявлялись как конвергентные, т. е. повторяющиеся в ряде случаев для отдельных групп силицитов. Так, диатомиты, радиоляриты, спонголиты, радиоляриевые яшмы и новакулиты, спонгиевые или радиоляриевые лидиты, фтаниты и кремнистые сланцы, опоки, гэзы (гёзы) и трепелы, а также не содержащие заметных количеств органических остатков яшмы, новакулиты, лидиты, фтаниты и кремнистые сланцы отнесены к первичным кремниевым образованиям (морским и континентальным неизмененным и измененным). Все эти породы имеют пластовое или линзовидное залегание, но различные структуры и минеральный состав. К вторичным кремниевым образованиям отнесены яшмоиды, кремнистые псевдоморфозы, а также гипергенные силициты (силькреты, маршаллиты и др.), а также имеющие разнообразные структуры, минеральный состав и формы обособления (пластовые, линзовидные, разнообразной формы). Выделяются также вулканогенно-осадочные морские образования (кремниевые туффиты). Кремни отнесены к образованиям двух генетических групп: 1) первичным и вторичным, морским и континентальным; 2) диагенетическим, реже эпигенетическим. Из этих примеров видна значительная условность генетических представлений, что и заставляет относиться к ним с большой осторожностью.

Между тем генетические классификации силицитов имеют право на существование, но основанные на объективных систематических признаках этих пород. Отмеченная конвергентность многих из них делает имеющиеся опыты в этом направлении еще недостаточно убедительными, но требующими дальнейшего изучения и совершенствования.

Чтобы определенно решить вопрос о происхождении той или иной кремниевой породы следует по крайней мере выяснить следующие моменты: а) источник кремниевого вещества (экзогенный или эндогенный); б) способ поступления его в осадок (хемогенный, биогенный, смешанный); в) фациальные обстановки кремненакопления (морские, континентальные и их подразделения); г) характер преобразования первичного кремниевого осадка и породы, д) первичность или вторичность кремниевого вещества. Некоторые из этих моментов устанавливаются достаточно определенно, иные — с большой степенью гипотетичности.

В 1979 г. И. В. Хворова [15] при рассмотрении парагенезов кремниевых пород в герцинских геосинклиналях дала характеристики некоторых их представителей и привела схему их соотношений, взяв за основу формационную принадлежность этих силицитов, а также некоторые геохимические характеристики. При этом она ввела в обиход такие новые понятия, как «фтанитоиды», «туфосилициты» (в вулканогенно-осадочном понимании этого термина), «зеленые кремни» и «серые кремни». Термины «лидит» и «кремниевые сланцы» в этой схеме не фигурируют, хотя они практически всегда ассоциируются с фтанитами.

Предлагаемая в настоящей работе классификация построена согласно решению Междуведомственной комиссии по систематике, классификации и номенклатуре осадочных пород только на структурно-минералогической основе. Именно эти особенности кремниевых пород являются объективными. В то же время следует подчеркнуть характерную особенность силицитов — ультратонкое их строение, не всегда различимое в обычном поляризационном микроскопе. Поэтому для уверенной диагностики состава и структуры в качестве дополнительного, контрольного, метода используются электронно-микроскопические исследования методом реплик [4, 9, 18]. Этот метод позволяет наблюдать отпечатки поверхности кремниевых образований с увеличением 5000—15 000 раз, дающие возможность отчетливо различать полнокристаллические и неполнокристаллические структуры и их разновидности [1].

В предлагаемой классификации соблюдены исторические приоритеты употребляемых названий, но с учетом новейших сведений по их составу и структуре. Эта классификация представляется здесь в двух вариантах: в обычной матричной форме (табл. VI-1) и в форме совокупности круговых диаграмм, где кроме названных конститутивных признаков силицитов отражаются и их индикативные признаки: текстурные особенности, состав преобладающих органических остатков, наиболее характерные цветовые характеристики и формы выделения разных типов пород в природе (рис. VI-1).

Число кругов на представленном варианте классификации (рис. VI-1) может быть увеличено для отображения любых других признаков и характеристик силицитов, в том числе формационных и генетических, но в связи с еще недостаточной изученностью этих разделов, они здесь не рассматриваются.

В предлагаемой классификации выделяются семь минералогических и восемь структурных подразделений кремниевых образований. Среди первых пять подразделений характеризуются смешанным (кристобалит-опаловым, опалово-халцедоновым, кварц-халцедоновым и др.) минеральным составом, и только два — кварцевым, свойственным полнокристаллическим разностям силицитов. В одном из двух последних подразделений наряду с кварцем в существенном количестве присутствуют также рудные минералы магнетит и гематит. Единственный представитель этой группы — джеспилиты — обладает вторичной, кристаллобластовой, структурой и отнесен вслед за Л. В. Пустоваловым и М. С. Швецовым к группе кремниевых образований, а также еще и потому, что подразумевается первично-силицитовый состав кварцитового вещества, составляющего более 50% породы.

Таблица VI-1

Классификация кремниевых пород

Структура / Минеральный состав	Органолитовая (остатков организмов более 50%)	Смешанная органолитовая и криптокристаллическая (остатков организмов 25—50%)	Криптокристаллическая, иногда с участками органолитовой, глобулярная		Витрокластическая, реже кристалло-витрокластическая с элементами органолитовой	Псефитовая, псаммитовая	Различные структуры замещения, иногда с реликтами первичных структур	Кристаллобластовая	Зернистая (алевритовая с участками псаммитовой)
Опаловый и кристобалит-опаловый	Диатомиты		Гейзериты (кремниевые туфы)						
Кристобалит-опаловый с халцедоном	Радиоляриевые земли	Трепелы	Опоки (гэзы)				Порцелланиты		
Опалово-халцедоновый	Спонголиты			Кремни		Обломочные кремниевые породы	Кремниевые псевдоморфозы, яшмоиды, силькреты		
Опалово-халцедоновый с кварцем, кварц-халцедоновый	Радиоляриты	Спонгиевые или радиоляриевые лидиты, фтаниты, кремниевые сланцы, фтанитоиды (яшмоидные породы)	Лидиты, фтаниты, кремниевые сланцы, фтанитоиды (яшмоидные породы)						
Халцедоновый, кварц-халцедоновый с пепловым материалом					Кремниевые туффиты (туфосилициты)				
Кварцевый		Радиоляриевые яшмы	Яшмы, новакулиты					Кварциты (по силицитам)	Маршаллиты
Кварцевый (с магнетитом и гематитом)								Джеспилиты	

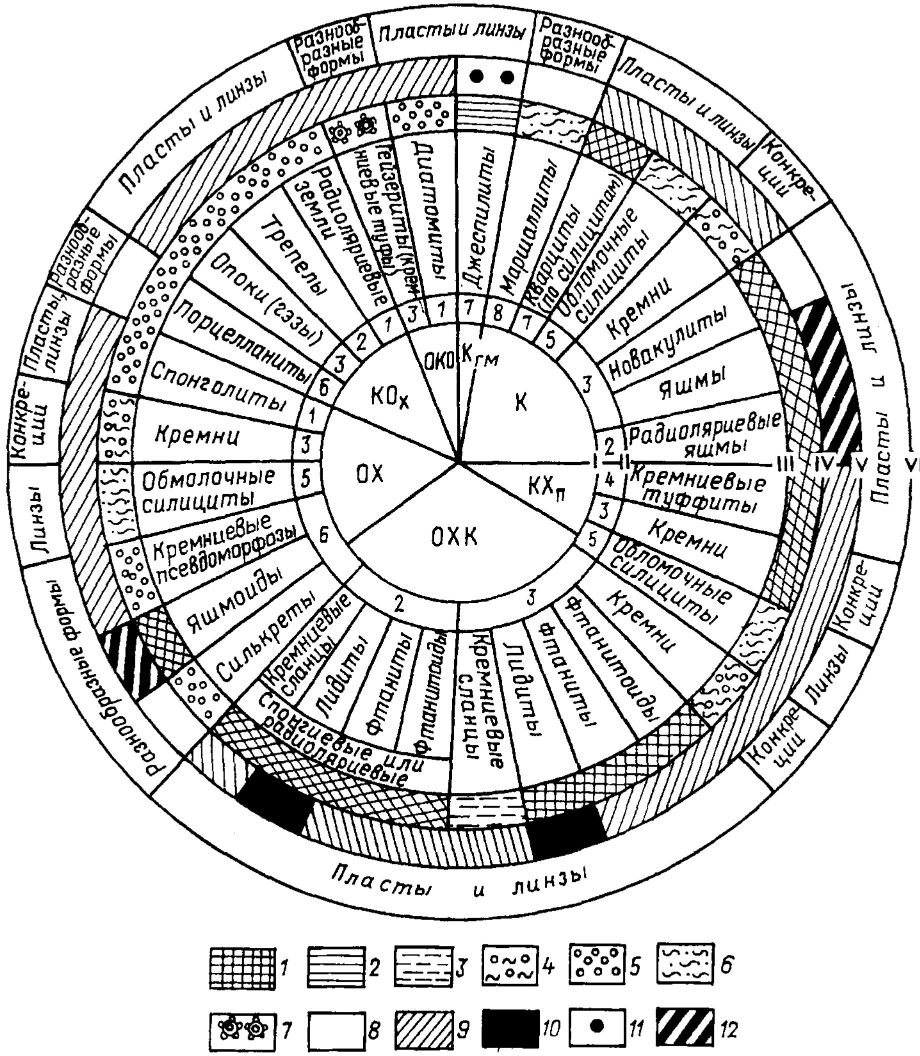


Рис. VI-1. Классификация и основные характеристики кремниевых пород.

I—II — конститутивные признаки: *I* — минеральный состав (ОКО — опаловый и кристобалит-опаловый; $КО_х$ — кристобалит-опаловый с халцедоном; ОХ — опалово-халцедоновый; ОХК — опалово-халцедоновый с кварцем, кварц-халцедоновый; $КХ_п$ — халцедоновый, кварц-халцедоновый с пепловым материалом; К — кварцевый; $К_{гм}$ — кварцевый с гематитом и магнетитом); *II* — структуры (цифры на диаграмме): *1* — органолитовая (остатков организмов более 50%), *2* — смешанная органолитовая и криптокристаллическая (остатков организмов 25—50%), *3* — криптокристаллическая, иногда с участками органогенной, *4* — витрокластическая, реже витрокластическая с элементами органолитовой, *5* — брекчиевая, псефитовая, псаммитовая, *6* — различные структуры замещения, иногда с реликтами первичных структур, *7* — кристаллобластовая, *8* — зернистая (алевритовая с участками псаммитовой). *III* — конкретные представители кремниевых пород; *IV—VI* — индикативные признаки (см. усл. знаки под диаграммой): *IV* — текстуры (*1* — массивная, грубослоистая, *2* — полосчатая, *3* — горизонтальнослоистая, неяснослоистая, *4* — концентрически-слоистая, иногда с реликтами горизонтальнослоистой, *5* — пористая, микропористая, трубчатая, *6* — обломочная, *7* — пористо-кавернозная, инкрустационная); *V* — преобладающая окраска: *8* — белая, светло-серая, желтовато-серая, *9* — серая, зеленовато-серая, *10* — темно-серая, черная, *11* — красная, бурая, коричневая, *12* — пестрая, разнообразная; *VI* — формы выделения в природе.

Среди структурных разновидностей четыре являются первичными, а три — вторичными, образовавшимися в процессах окремнения других, обычно известковистых пород, а также метаморфизма и гипергенных преобразований.

Подавляющее большинство использованных нами названий конкретных представителей силицитов, имеющих определенные состав и структуру, являются известными терминами, давно вошедшими в практику геологических исследований. Таковы диатомиты, трепелы, опоки, радиоляриты, спонголиты, порцелланиты, маршаллиты, яшмы и др. В то же время ряд терминов получил несколько иное содержание, основанное главным образом на результатах электронно-микроскопических исследований. При этом совершенно определенно установлено, что яшмы, независимо от цветовых комбинаций, а также новакулиты являются полнокристаллическими образованиями и сложены кварцем, кристаллики которого имеют размер от долей до 5 мкм и более. Подчеркнем еще раз, что в поляризационном микроскопе частицы такого размера не фиксируются, отчего эти породы неотличимы от лидитов, фтанитов и кремниевых сланцев, имеющих смешанный кварц-халцедоновый состав. В поляризационном микроскопе все они характеризуются криптокристаллической структурой кремнеземистых минералов с различной долей органической составляющей.

Для кремниевых туффитов, представляющих собой смешанную вулканогенно-осадочную породу, в качестве синонима предлагается также и термин «туффито-силицит», подчеркивающий преобладание кремниевой составляющей над тонким пирокластическим материалом. Предложенный И. В. Хворовой [15] термин «туфосилицит», с нашей точки зрения, неудачен, поскольку означает то же самое, что и кремниевый туф. А последний является синонимом гейзерита и подразумевает не вулканогенно-осадочную природу данного кремниевого образования, а его родство (по характеру выпадения из горячих источников) с известняковым туфом [1, 3]. Термин «новакулит» сравнительно мало известен широкому кругу отечественных геологов, хотя в США, судя по данным А. Гольдштейна [21], им пользуются, по крайней мере, с 1757 г. Анализ американской геологической литературы свидетельствует о том, что имеются различные точки зрения на структуру, состав и особенно на генезис новакулитов. Подробные сведения об этом приведены в Атласе [1], а также в серии наших работ [9—11]. Укажем лишь, что в одних работах новакулиты описывают как разнозернистые кварцевые породы белого цвета, не содержащие посторонних примесей, а в других — отмечают их разнообразную окраску, кварц-халцедоновый состав, наличие примесей хлорита, лимонита и серицита.

В настоящей работе принимается первая точка зрения, и новакулиты рассматриваются как достаточно редкая порода, обладающая тонкими абразивными свойствами, обусловленными чистым кварцевым составом и очень тонкозернистой, но полнокристаллической структурой.

Вызывает определенное разногласие понимание терминов «лидит» и особенно «фтанит». Ряд исследователей считает их синонимами [6, 18]. В то же время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Э. А. Струве [6], ссылаясь на Р. Ж. Гаюи (1822 г.), определяют фтанит как твердую плотную кремнистую породу *различной* расцветки (курсив наш. — *А. П.*), зависящей от глинистых, железорудных или углеродистых примесей. Они же со ссылкой на д'Обюссона характеризуют лидит как *черный*, очень плотный и твердый кремниевый сланец. Отметим, что и позднее во всех работах по кремниевым породам и в словарях (включая и Энциклопедический словарь [1985 г.]), отмечается как один из характерных признаков лидита его черный цвет. На основании приведенной информации лидит следует считать не полным синонимом термина «фтанит», а только частной разновидностью последнего, обогащенного органическим веществом.

В настоящее время вряд ли возможно установить точный эквивалент кремниевой породы, которая когда-то была названа лидитом или фтанитом. Термин «лидит» произошел от названия древнеримской провинции Лидия в Малой Азии, где находились месторождения кремниевых сланцев, из которых изготавливались черные бруски, на которых по цвету черты определялись пробы благородных металлов, отчего они назывались также пробирными камнями. Термин же «фтанит» получил название от греч. «ftano» — предваряю — и являлся, вероятно, предварительным, условным названием породы. В дальнейшем при отсутствии точных диагностических методов определения состава и структуры ультратонких кремниевых пород, а также из-за большого макро-, а иногда и микроскопического сходства многих силицитов, эти термины могли применяться как наименования различных пород, что и привело к известной путанице в их употреблении.

Лидиты и фтаниты, а также кремниевые сланцы, объединяемые нередко общим понятием «яшмоидные породы», являются криптокристаллическими пластовыми образованиями кварц-халцедонового состава. Они обычно встречаются в виде парагенетических ассоциаций, которые И. В. Хворова [15] выделяет во фтанитовую формацию геосинклинальных бассейнов. В отличие от яшмовых формаций, которые непосредственно ассоциируют с вулканогенными образованиями и относятся к ближневулканическим накоплениям, породы фтанитовой формации более удалены в пространстве, а иногда и во времени от очагов и эпох извержений. Вероятно, этим и объясняется их различие в минеральном составе и цветовых характеристиках. Яшмы резко выделяются полнокристаллической структурой, кварцевым составом, незначительным количеством органического вещества и обилием красящих оксидов железа и марганца.

В составе фтанитовых формаций И. В. Хворова [15] выделяет также фтанитоиды — разновидности фтанитов, обладающие более раскристаллизованной структурой, с бо́льшей кварцевой составляющей в общей массе кварц-халцедонового состава. Эти породы выделяются в качестве промежуточного звена между яшмами и фтанитами.

Кроме перечисленных выше «яшмовидных пород» в составе фтанитовых формаций встречаются также глинистые разности кремниевых пород: глинисто-кремниевые и кремнисто-глинистые сланцы, рассланцованные и тонкоплитчатые. Среди силурийских отложений именно с ними связаны «граптолитовые фации» этих формаций.

Нам представляется, что все породы яшмовой и фтанитовой формаций представляют собой характерный ряд минералого-структурных разновидностей: от наиболее «чистых», не загрязненных включениями органического и глинистого вещества яшм, до наиболее обогащенных этими компонентами кремниево-глинистых сланцев. Этот ряд: яшмы — фтанитоиды — фтаниты — лидиты — кремнистые сланцы — глинисто-кремниевые сланцы — кремниево-глинистые сланцы, возможно, представляет собой и определенный генетический ряд, где кремниевое вещество накапливается в осадке на все большем удалении от очагов вулканических проявлений. В этом же ряду направленно сокращается количество оксидов железа и марганца. Поэтому пестроокрашенные ими яшмы сменяются разнообразными по окраске, но монотонными фтанитоидами и фтанитами и далее темно-серыми и черными лидитами и кремниевыми сланцами.

Все рассмотренные выше разновидности силицитов являются первичными кремниевыми образованиями и встречаются в природе в виде выдержанных по простиранию пластов или линз. Кроме них нередки также и кремниевые конкреции разнообразных состава, структуры, цвета, размера и формы. Все они объединяются под общим названием «кремни». Такие конкреции чаще всего присутствуют в карбонатных породах и опоках [18], но встречаются и среди других кремниевых пород — опок, диатомитов, радиоляритов, фтанитов и др. Все они имеют преимущественно смешанный

опалово-халцедоновый и кварц-халцедоновый состав, реже сложены только кварцем. Для них характерны криптокристаллическая, реже глобулярная структуры и различные — концентрически-слоистые, массивные и реликтовые — слоистые текстуры. В кремневых конкрециях могут присутствовать и органические остатки, иногда хорошей сохранности. Окраска конкреций обычно монотонная: светло-серая, голубовато- или зеленовато-серая, реже — темно-серая.

Представления о генетических особенностях рассматриваемых образований достаточно дискуссионны. Преобладают представления о диагенетической природе большинства их представителей, хотя допускается возможность сингенетичных и даже гипергенных конкреций.

Кремниевые псевдоморфозы отличаются от кремней тем, что они всегда воспроизводят какую-либо определенную форму, по которой происходит замещение первичного вещества. Обычно они образуются при замещении органических остатков, различных минеральных форм, оолитов, пизолитов или при заполнении пор и пустот, в том числе ходов илоедных животных.

Яшмоиды по характеру образования близки кремням и псевдоморфозам. Они могут быть пластообразными, линзовидными или образованиями неправильной формы. Это зависит от формы первичной, замещаемой кремнеземом породы, а также от фронта окремнения [1]. Яшмоиды сложены халцедоном и кварцем, а иногда и реликтами первичного вещества. Для них характерны различные структуры замещения, крустификационные и криптогенные, нередки и колломорфные. По целому ряду свойств — пестрой окраске, хорошей шлифуемости, формам выделения в природе — яшмоиды нередко похожи на яшмы, но никогда не образуют самостоятельных толщ, составляющих определенные вулканогенно-кремниевые парагенезы. Они возникают в результате различных процессов замещения разнообразных первичных пород при гипергенных, гидротермальных или метаморфических преобразованиях.

Гипергенные кремниевые образования, связанные с корами выветривания и инфильтрационными процессами, представлены весьма разнообразными текстурно-структурными разновидностями. Это обусловлено первичным составом пород, минеральным составом кремниевых выделений и ландшафтно-географическими (геоморфологическими, климатическими и гидрогеологическими) обстановками их формирования.

Кремниевые минералы, распространенные в зоне гипергенеза, представлены всеми тремя основными минералами кремнезема — опалом, халцедоном и кварцем,— а также их смешанными в разных соотношениях выделениями. Окремнение наиболее широко распространено в карбонатных и ультраосновных породах, а в гранитах этот процесс происходит не по первичной породе, а по вторичным глинистым продуктам.

Авторы Атласа ... [1] для описываемых образований отмечают разнообразные структурные разновидности: сетчато-петельчатую, графическую, кокардовую, разнозернистую, реликтовую органогенную, реликтовую сферолитовую, сферолито-крустификационную, крустификационную, гелевую и др. Наиболее характерные текстуры — слоистая и пористая.

В особую группу в предлагаемой классификации выделены обломочные кремниевые породы. Для них характерны псефитовые и псаммитовые структуры. В их составе могут присутствовать обломки первичных разностей кремниевых образований, среди которых и встречаются пласты, линзы и неправильной формы скопления обломочных силицитов. Последние могут образовываться при тектоническом дроблении кремниевых пород, при растрескивании и оползании кремневых гелей. На такие образования могут накладываться и нормальные седиментационные процессы сортировки и окатывания кремниевых обломков с формированием слоистых текстур.

Таковы основные особенности различных групп силицитов и их представителей в предлагаемой классификации. Некоторые дополнительные характеристики этих образований и их текстурно-структурных вариаций приведены ниже, в терминологическом словаре.

VI-2. О СИСТЕМАТИКЕ, КЛАССИФИКАЦИИ И ТЕРМИНОЛОГИИ КРЕМНИЕВЫХ ПОРОД НА ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОМ УРОВНЕ

Ниже делается попытка классифицировать кремниевые породы по двум основным признакам: минерально-компонентному составу и структуре, изучаемых с помощью электронного микроскопа. Последний вошел в практику изучения этих пород в 1950—1970 гг. В 1952 г. Р. Фолк и Ч. Уивер [22] провели исследование кремниевых пород под электронным микроскопом методом двухступенчатых реплик и выделили три типа структурных поверхностей силицитов: новакулитовый, губчатый и промежуточный. Новакулитовый тип поверхности был установлен при изучении арканзасских новакулитов; губчатый тип определен для пород халцедонового состава; промежуточный оказался характерным для пород, сложенных кварцем и халцедоном. Позже исследованием кремниевых пород занимались Д. Брэдли (1956 г.), Х. Хосс (1959 г.), Х. Кайбара (1961 г.) и другие.

В нашей стране изучали реплики И. В. Хворова, Г. С. Грицаенко, А. Д. Петровский и другие. Во ВСЕГЕИ метод реплик использовали А. Д. Петровский, В. Н. Кондитеров, В. А. Шитов. Примененный ими метод самооттененных одноступенчатых угольных реплик позволил получить минералогические характеристики различных типов кремниевых пород и установить их структурные особенности [7, 9—11].

А. Д. Петровский и В. А. Шитов [10] с помощью метода реплик исследовали палеозойские кремниевые породы Южного Урала и выделили ряд электронно-микроскопических структур: 1) литоидную или стекловатую; 2) псевдоглобулярную; 3) петельчатую; 4) ячеистую или субновакулитовую; 5) кристаллически-зернистую или новакулитовую.

В. Н. Кондитеров, исследовав кремниевые породы Приморского края, Казахстана и других регионов СССР, разработал методические рекомендации по их изучению с использованием метода реплик при геологической съемке [7]. В этой же работе [7] приведена классификация электронно-микроскопических структур силицитов.

Большой вклад в изучение микроструктур кремниевых пород внесли И. В. Хворова и А. Л. Дмитрик [17, 18]. Они довольно подробно рассмотрели морфологические особенности поверхностей скола кремниевых пород и выделили ряд их типов, которые объединили в три группы поверхностей: 1) блоковый, 2) бугорковый; 3) сложный.

Суммировав данные, полученные названными исследователями, а также использовав большой фактический материал и собственный опыт по изучению силицитов, мы пришли к выводу о необходимости более полной классификации электронно-микроскопических структур.

В основу классификации положен минеральный состав различных кремниевых пород, разделенных на пять групп: 1) кварцевые, 2) кварц-халцедоновые, 3) халцедоновые, 4) кварц-халцедон-опаловые, 5) опал-кристобалитовые породы.

В зависимости от состава наблюдаются три типа структур: 1) полнокристаллическая, когда порода сложена четко выраженными кристаллами кварца; 2) неполнокристаллическая, когда порода наряду с кристаллами кварца имеет участки, выполненные некристаллическими образованиями; 3) некристаллическая, при которой даже фрагменты кристаллов практически отсутствуют, и порода сложена некристаллической, аморфной массой. К этим структурам привязаны конкретные наименования пород, а уже к ним — определенные типы микроскопических структур — поверхностей сколов породы.

Полнокристаллические кремниевые породы в свою очередь могут разделяться на равномерно- и неравномернозернистые разности. Среди равномернозернистых выделяются новакулитовая и кварцитовидная электронно-микроскопические структуры.

Кварцитовидная структура (рис. VI-2) наблюдается в джеспилитах и метаморфизованных яшмах. Для нее характерны кварцевые зерна размером более 1 мм и присутствие большого количества посторонних примесей: оксидов железа, углеродистого вещества, хлорита, серицита, граната и т. д. На гранях крупных кварцевых кристаллов обычно видны мелкие кристаллиты роста.

Новакулитовая структура (рис. VI-3) характерна для новакулитов и некоторых разновидностей яшм. Она сложена равномернозернистым кристаллическим кварцем с размерами кристаллов от 2 до 6 мкм. Посторонние примеси практически отсутствуют или составляют доли процента от общей массы породы.

Неравномернозернистые породы могут иметь стекловатую и яшмовую структуру.

Яшмовая структура (рис. VI-4) в целом по характеру кристалличности похожа на новакулитовую, но в поле зрения электронного микроскопа видна четкая разнозернистость. Наряду с крупными кристаллами кварца видны мелкие, иногда несколько худшей огранки. Именно яшмам присуща такая структура.

Стекловатая структура (рис. VI-5) выделена А. Д. Петровским и характеризуется ровной поверхностью реплики с мелкими микротрещинками. А. Д. Петровский допускает, что эта микроструктура наблюдается в том случае, когда кремнезем раскристаллизован неравномерно и неповсеместно.

Следующую группу структур образуют неполнокристаллические породы. Это — субколломорфная, ячеистая, аморфнозернистая структуры.

Субколломорфная структура (рис. VI-6) выделена И. В. Хворовой и характеризуется нечеткокристаллическими формами кремнезема. Кристаллы имеют сглаженные очертания, напоминают зерна и бугорки. Четкие кристаллографические формы либо отсутствуют, либо встречаются локально.

Ячеистая структура (рис. VI-7) обладает мелкими элементами четырех- и шестиугольной огранки, которые как бы образуют ячейки с незначительным количеством аморфного кремнезема между ними.

Аморфнозернистая структура (рис. VI-8) образуется в тех случаях, когда среди общей аморфной массы в породе возникают кристаллы кварца различной формы и огранки, иногда с резкими контурами граней, но чаще с нечеткими, оплывшими гранями.

И, наконец, последняя группа — некристаллические структуры. Среди них наблюдаются глобулярная, колломорфная, чешуйчатая и петельчатая структуры. Для них характерно отсутствие (или почти полное отсутствие) индивидуализированных кристаллов или их фрагментов, а также наличие аморфного вещества, дающего на поверхности скола характерные структурные узоры.

Глобулярная структура (рис. VI-9) характеризуется повсеместным присутствием в реплике округлых образований — глобулей, которые размещены в аморфной массе. Иногда в породе видны зачатки кварцевых кристаллов.

Колломорфная структура (рис. VI-10), по данным И. В. Хворовой [17], обладает поверхностью натековидного типа, для которого характерны отсутствие индивидуализированных

Рис. VI-2. Полнокристаллическая кварцитовидная структура джеспилита (реплика, × 2000).

Рис. VI-3. Полнокристаллическая равномерно-зернистая новакулитовая структура новакулита (реплика, × 5000).

Рис. VI-4. Полнокристаллическая неравномерно-зернистая яшмовая структура (реплика, × 5000).

Рис. VI-5. Полнокристаллическая неравномерно-зернистая стекловатая структура (реплика, × 2000).

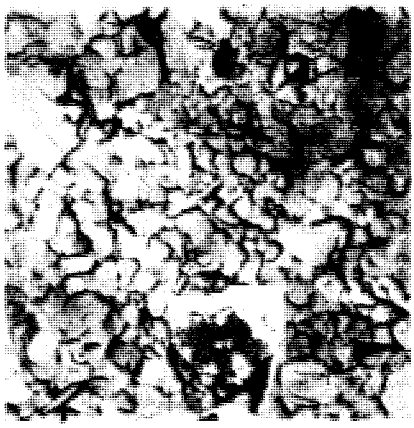


Рис. VI-6. Неполнокристаллическая субколломорфная структура (реплика, × 7850).

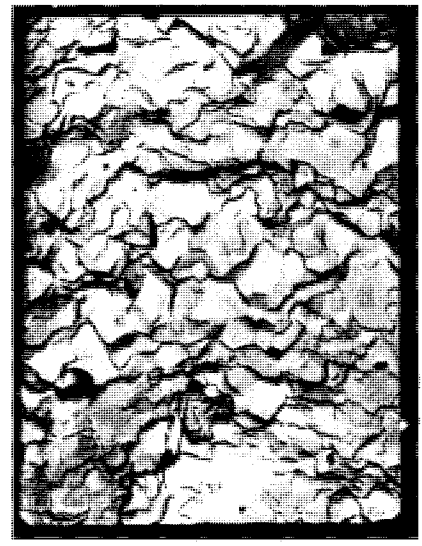


Рис. VI-7. Неполнокристаллическая ячеистая структура (реплика, × 10000).

фрагментов и обилие тонких трубочек. Данная структура свойственна опалам, и ее связывают с процессами обезвоживания кремнезема.

Чешуйчатая структура (рис. VI-11) образуется в том случае, когда аморфность вещества нарушается и наблюдается некоторая перекристаллизация, при этом зарождающиеся кристаллы еще не имеют четкой огранки, но уже появляются отдельные грани, которые и создают чешуйчатую структуру реплики.

Петельчатая структура (рис. VI-12) описана А. Д. Петровским [10], по мнению которого, данная структура образуется в том случае, когда псевдоглобули в репликах расположены достаточно близко друг от друга и их контуры, переплетаясь, образуют замысловатый рисунок петлевидной формы. Когда огранка глобулей выражена слабо, образуется округлопетельчатая структура, а когда огранка хорошо заметна — угловатопетельчатая.

Существуют и переходные смешанные структуры, несущие черты и признаки отмеченных выше основных разновидностей.

Рис. VI-8. Неполнокристаллическая аморфно-зернистая структура (реплика, × 6000).

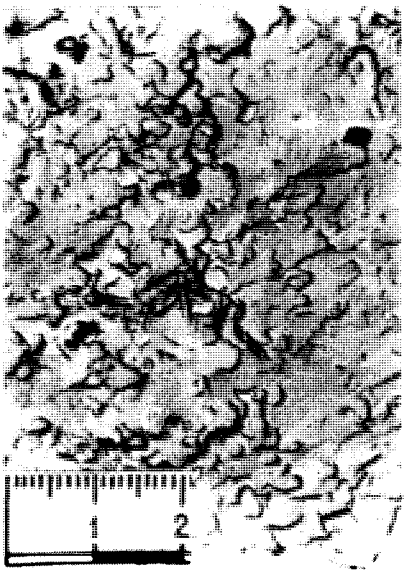


Рис. VI-9. Некристаллическая глобулярная структура (реплика, × 5000).

Рис. VI-10. Некристаллическая колломорфная структура (реплика, × 4700).

Рис. VI-11. Некристаллическая чешуйчатая структура (реплика, × 7850).

Кроме микроструктуры изучение реплик позволяет обнаруживать и некоторые другие особенности поверхностей самих кристаллов, слагающих породу. В одних случаях наблюдаются чистые гладкие поверхности (рис. VI-13, *а*), в других видны мелкие кристаллы на гранях более крупных кристаллов (рис. VI-13, *б*). Некоторые породы имеют ямчатую или шершавую поверхность. Достаточно полное описание типов поверхностей приведено в работе И. В. Хворовой и А. Л. Дмитрика [18].

В заключение отметим, что приведенный перечень структур, по-видимому, не исчерпывает их разнообразия. В природе могут наблюдаться и другие, более сложные сочетания, выявление которых возможно методом реплик или сканированием.

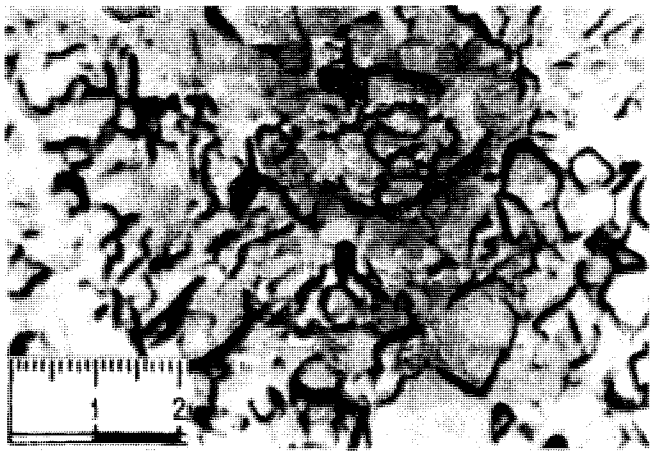


Рис. VI-12. Некристаллическая петельчатая структура (реплика, × 15700).

Рис. VI-13. Полнокристаллическая новакулитовая структура яшмы (реплика, × 5000).

а — грани кристаллов кварца чистые, без кристаллитов; *б* — грани кристаллов кварца с многочисленными мелкими кристаллитами.

ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ ПО КРЕМНИЕВЫМ ПОРОДАМ

I. ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ КРЕМНИЕВЫХ ПОРОД И ИХ ГРУПП

ГЭЗЫ (ГЁЗЫ) — *польский* термин, синоним термина «опока», более распространенного в отечественной литературе (см. ниже).

ГЕЙЗЕРИТ — светлоокрашенная опаловая (кристобалит-опаловая) порода, близкая по происхождению известняковому туфу. Является результатом выпадения кремнезема из горячих водных источников (гейзеров). Обладает натечным пористо-кавернозным строением, может образовывать сталактиты, сталагмиты, инкрустации. Синонимы — кремнистый туф; более древний синоним — натечный опал [6].

ДЖЕСПИЛИТ (от англ. jasper) — полосчатая метаморфическая порода, состоящая из мелкозернистого кварца с волнистым погасанием и железорудных минералов. Характерны серые, красные, бурые и фиолетовые окраски полос. Джеспилиты являются промышленными железными рудами. Характерны для докембрийских образований. Синоним — железистые кварциты. Устаревший термин — таконит [6].

ДИАТОМИТ — рыхлая или сцементированная опаловая и кристобалит-опаловая порода, состоящая более чем на 50% из панцирей диатомей, обычно с примесью спикул кремневых губок, радиолярий, а также глинистого и алевритового материала. Преобладает светлая и серая окраска. Характерна высокая пористость. Является хорошим адсорбентом. Применяется в строительной, пищевой и химической промышленности. Встречается преимущественно в молодых палеоген-четвертичных отложениях [1].

ДИАТОМОВЫЕ ИЛЫ — рыхлые современные осадки темно-серого и черного цвета (из-за обилия неокисленного органического вещества). Накапливаются в морских и континентальных (озерных) обстановках. При уплотнении превращаются в диатомиты [13].

КВАРЦИТ — порода, состоящая из зерен кварца, может присутствовать кварц-халцедоновый цемент. Образуется при метаморфизме кварцевых песчаников или перекристаллизации кремниевых пород. Применяется как сырье для изготовления динаса, как флюс в металлургии, как кислотоупорный материал и как строительный (в том числе и декоративный) камень. Встречается преимущественно в докембрийских образованиях.

КВАРЦ-ХАЛЦЕДОНОЛИТ — термин предложен Л. В. Пустоваловым [12] для обозначения минерального состава фтанитов (см. ниже).

КРЕМНИ — плотные кремниевые образования, состоящие из смеси аморфного и кристаллического кремнезема. Окраска разнообразная, с преобладанием серых и темно-серых тонов. Образуют некрупные линзы, желваки и конкреции в породах кремниевого и иного, преимущественно карбонатного, состава. Окрашенные, концентрические или с зональным строением разности могут использоваться в качестве поделочных камней.

КРЕМНИЕВЫЕ ПОРОДЫ (ПЕРВИЧНЫЕ) — осадочные образования, сложенные очень тонкими минеральными выделениями свободного или водного кремнезема, имеют характерный раковистый или полураковистый излом, разнообразные монотонные и пестрые окраски (что определяется присутствием в разных соотношениях органического вещества, оксидов железа, марганца и др.). В них часто встречаются остатки кремниевых организмов — радиолярий, спикул кремниевых губок, диатомей и силикофлагеллят. Образуют пластовые и линзовидные тела. Имеют химическое, биологическое, смешанное биохимическое происхождение. Источники кремниевого вещества — размываемые коры выветривания и вулканические процессы. Синоним — силициты.

КРЕМНИЕВЫЕ ПОРОДЫ (ВТОРИЧНЫЕ) — обладают рядом признаков первичных силицитов: аналогичным минеральным составом, окраской, раковистым изломом и др. Обычно образуют линзы, желваки, корки, конкреции и образования неправильной формы. Нередко содержат реликтовые структуры, текстуры и фрагменты первичных пород. Имеют различное — диа-, катагенетическое, метасоматическое или гипергенное — происхождение.

КРЕМНИЕВЫЙ СЛАНЕЦ — осадочная плотная порода кварц-халцедонового состава, иногда с примесью глинистого вещества, с отчетливо выраженной сланцеватой текстурой, нередко полосчатая. Окраска различная, но обычно монотонная, чаще серых тонов. В них могут в различных количествах встречаться скелеты радиолярий и спикулы кремниевых губок. Обычно образуют пласты различной мощности (метры и десятки, реже первые сотни метров) и значительной протяженности (десятки километров). Входит в группу яшмовидных пород (см. ниже).

КРЕМНИЕВЫЕ ТУФФИТЫ — кварц-халцедоновые кремниевые породы, содержащие заметную примесь (10—25%) пеплового материала. Окраска серая, темно-серая, зеленоватая. Образуют линзы и пласты сравнительно небольшой мощности (метры), но значительной протяженности. Некоторые исследователи называют эти породы кремнистыми туфами.

ЛИДИТ (по древнеримской провинции Лидии в Малой Азии) — плотная порода кварц-халцедонового состава, с обильным тонкораспыленным органическим веществом, с примесью глинистого вещества темно-серого или черного, до смоляного, цвета. Может содержать остатки скелетов радиолярий и спикулы кремниевых губок. Как и кремниевый сланец, входит в состав группы яшмовидных пород. Некоторые исследователи считают его синонимом термина «фтанит». Синонимы: лидийский камень, пробирный камень (на брусках лидита по цвету черты определялась проба драгоценных металлов).

МАРШАЛЛИТ — вторичная, рыхлая или слабоуплотненная порода, состоящая из неокатанных частиц кварца алевритовой размерности с примесью (10—20%) более крупных частиц. Является остаточным продуктом выветривания кремниевых известняков, кварцитов или других существенно кремниевых пород [1].

НОВАКУЛИТ (от лат. novacula) — очень редкая разновидность кремниевых пород светло-серого и белого цвета, сложенных только очень мелкими (2—6 мкм) кристалликами кварца. Используется в качестве тонкого абразива. Технические новакулиты обладают следующими особенностями: 1) содержанием кремнезема в количестве не менее 97%; 2) очень равномернозернистой, так называемой новакулитовой структурой, обусловленной присутствием в породе хорошо ограненных зерен кварца размером 2—6 мкм; 3) пористостью не более 0,3%; 4) твердостью в пределах 910—1000 кг/мм^2; 5) практическим отсутствием трещиноватости, обеспечивающей изготовление моноблоков новакулита размером до 20 см^3. В американской литературе известен

с 1757 г. [21]. Единого толкования генезиса этих пород нет. Синоним — арканзасский камень [9].

ОБЛОМОЧНЫЕ КРЕМНИЕВЫЕ ПОРОДЫ — редкие представители силицитов, которые могут образовываться двумя путями: а) при оползневых процессах, когда затвердевший кремневый гель растрескивается и дробится. Если в области аккумуляции сползшего материала он подвергается гидродинамическому воздействию (волны, течения) то, продолжая дробиться, в незначительной степени может окатываться и сортироваться с образованием обломочных структур и слоистых текстур; б) при тектонических подвижках в районах развития силицитов с образованием обычно несортированных брекчий с обломками разного размера. В обоих случаях минеральный состав обломков определяется материнским субстратом, по которому образуются обломочные опоки, обломочные фтаниты, обломочные яшмы и т. д. В более редких случаях субстрат может быть смешанным. Обломочные кремниевые породы обычно образуют короткоутолщенные линзы и неправильной формы нагромождения.

ОПАЛОЛИТЫ — термин, ныне не употребляющийся, относящийся к осадочным кремниевым породам, сложенным преимущественно опалом. Предложен Л. В. Пустоваловым [12], который объединял под этим названием гейзериты, диатомиты, опоки, радиоляриты, спонголиты и трепелы.

ОПОКА — легкая пористая порода кристобалит-опалового состава с примесью халцедона, глинистого вещества, иногда алевритовых частиц и органических остатков (склетов радиолярий, спикул кремневых губок и панцирей диатомей). В отличие от большинства силицитов, излом у опок полураковистый или неровный. Окраски светлые, темно-серые, иногда черные. Достоверно известны с мелового периода. В промышленности применяются в качестве адсорбентов. Синоним — гэзы [1].

ПОРЦЕЛЛАНИТ — светлая опаловая и кристобалит-опаловая микропористая порода с примесью глинозема и карбоната. Имеет текстуру и структуру, близкие к неглазурованному фарфору. Образуется в корах выветривания, вероятно, за счет глубокого преобразования опок. Ряд исследователей связывает образование порцелланитов с подземными каменноугольными пожарами и превращением вмещающих глин в шлаковидные, обычно темного цвета породы [6]. Синоним — фарфоровая яшма [1].

РАДИОЛЯРИЕВЫЕ ЗЕМЛИ — обладают рыхлой землистой текстурой и кристобалит-опаловым минеральным составом, в них присутствуют скелеты радиолярий, составляющие не менее 50% объема осадка, а также примеси глинистого и карбонатного вещества. Синоним — радиоляриевый рухляк.

РАДИОЛЯРИТЫ — в разной степени цементированные органогенные породы, минеральная часть которых (менее 50%) состоит из смеси различных минералов водных и безводных оксидов кремнезема. Среди примесей могут быть глинистое вещество, фосфаты, алевритовый и пирокластический материал. Органогенная часть представлена в основном скелетами радиолярий с примесью спикул кремниевых губок, диатомей и силикофлагеллят.

СИЛИКОЛИТЫ — практически не употребляющийся сейчас синоним осадочных кремниевых пород, предложенный Л. В. Пустоваловым [12].

СИЛИКОФЛАГЕЛЛИТЫ — легкие светло- и коричневато-серые породы, где главным породообразующим компонентом являются кремниевые жгутиковые водоросли, а также, в меньшей степени, панцири диатомей, составляющие в целом более 50%. Минеральная часть породы — опал-кристобалитовая. В геологической литературе термин употребляется редко, вероятно, ввиду редкости нахождения пород такого типа. Термин предложен У. Г. Дистановым и З. И. Глезер [5].

СИЛИЦИТЫ (от лат. silicium) — термин предложен Г. И. Теодоровичем [14] в том же понимании, что и кремнистые (кремниевые) породы. Сейчас эти термины употребляются как синонимы.

СИЛЬКРЕТЫ — различные породы, гипергенно-окремненные в обстановках аридного климата. Образуют разнообразные формы тела, в том числе и пластовые. Синоним — "поверхностные кварциты" [1].

СПОНГОЛИТЫ (СПОНГИОЛИТЫ) — органогенные кремниевые породы, сложенные преимущественно спикулами кремниевых губок с примесью скелетов радиолярий и раковин, фораминифер (всего не менее 50%), а также смешанным опал-кристобалитовым (иногда с халцедоном) или кварц-халцедоновым минеральным веществом. Могут содержать примесь алевритовых частиц. Цвет светло-серый, зеленоватый (от глауконита). В зависимости от возраста встречаются как плотные, так и рыхлые их представители. Известны в морских, реже в озерных фациях с раннего карбона; расцвет их пришелся на мел—палеоген [1]. Синоним — спикулит, предложен И. В. Хворовой [16].

ТРЕПЕЛ (от нем. Tripeli — очень легкая тонкопористая кристобалит-опаловая (иногда с халцедоном) рыхлая или слабосцементированная порода, близкая к диатомиту, но с меньшим количеством и очень плохой сохранностью скелетных остатков организмов. Имеются примеси глинистого вещества и алевритовых частиц. Окрашена в различные цвета: от белого, серого, бурого до красного и черного. Термин предложен в 1747 г. Валлериусом. Синоним — инфузорная земля [6]. В промышленности употребляется как адсорбент, как наполнитель и как строительный материал.

ФЛИНТ (от англ. flint) — кремниевые желваки, встречающиеся в толщах писчего мела на Британских островах. Может служить синонимом применяемого в отечественной литературе термина — кремень (кремни) [1].

ФТАНИТ (от греч. ftano) — массивная толстоплитчатая порода кварц-халцедонового состава, разного цвета, с преобладанием серых тонов, иногда содержащая остатки скелетов радиолярий и спикул кремниевых губок. Р. Ж. Гаюи (1922 г.) указывал на черный цвет фтанитов, обусловленный обязательной примесью тонкорассеянного углистого вещества или графита. Поэтому некоторые исследователи считают эту породу синонимом лидита. Вероятно, условное название какой-то кремниевой породы, дубликат которой сейчас восстановить невозможно.

ФТАНИТОИД — промежуточная разность кремниевой породы по составу и окраске между яшмами и фтанитами. В ней могут встречаться скелеты радиолярий и спикулы губок. Относится к группе яшмовидных пород. Термин предложен И. В. Хворовой [16].

ХАЛЦЕДОНОЛИТЫ — не употребляющийся сейчас термин, относящийся к группе осадочных кремниевых пород, сложенных преимущественно халцедоном. Предложен Л. В. Пустоваловым [12], объединявшим под этим названием кремни, яшмы и лидиты.

ЧЕРТ (от англ. chert). Употребляется в западной геологической литературе для обозначения пород, близких по особенностям кремниевым сланцам (см. выше).

ЯШМА (от англ. jasper) — пестроокрашенная полосчатая или пятнистая порода, сложенная ультрамикроскопическими кристаллами кварца (1—10 мкм). По составу близка новакулитам, но отличается от них пестрой окраской из-за присутствия оксидов железа и марганца, разнозернистостью и трещиноватостью. В яшмах могут присутствовать остатки скелетов радиолярий (радиоляриевые яшмы) и спикулы кремниевых губок. Характерна повсеместная временна́я и пространственная связь яшм с вулканическими породами.

ЯШМОИДНЫЕ ПОРОДЫ — группа разновидностей обычно палеозойских кремниевых пород, которые могут быть окрашены в яркие тона или быть похожими на черные разновидности яшм. Отличаются от яшм присутствием в их составе халцедона. Среди них выделяются четыре разновидности — фтанитоиды, фтаниты, лидиты и кремнистые сланцы (см. выше).

ЯШМОИДЫ — вторичные силициты кварц-халцедонового состава, образованные при гипергенных, гидротермальных или метаморфических процессах в результате замещения кремнеземом различных осадочных, изверженных и метаморфических пород. Они нередко имеют пеструю окраску, чем и похожи на яшмы и некоторые яшмовидные породы.

II. СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ КРЕМНИЕВЫХ ПОРОД

БРЕКЧИЕВАЯ — обломочная структура, обусловленная присутствием обычно несортированных обломков разного размера, неокатанных, остроугольных. Образуется при сползании рыхлого, но достаточно уплотненного осадка по склону (обычно при сейсмических проявлениях) или же имеет тектоническую природу (дробление в зонах разломов).

ГЕЛЕВАЯ (ГЕЛЕПОДОБНАЯ) (от лат. gelo) — свойственна породам, в составе которых преобладают водные оксиды кремнезема, представляющие собой аморфную коллоидную массу.

ГЛОБУЛЯРНАЯ (от англ. globular) — определяется резким преобладанием в породе шарообразных кремнеземных образований размером 0,02 мм и меньше, которые могут быть остатками измененных кремниевых организмов округлой формы (радиолярий, диатомей, силикофлагеллят) или же сферическими образованиями, связанными со стягиванием частиц в коллоидах в стремлении занять минимальный объем.

ГРАВЕЛИТОВАЯ — образуется при гидромеханической обработке сползшего по склону рыхлого кремниевого осадка, сопровождающейся окатыванием и сортировкой частиц.

КОЛЛОМОРФНАЯ — разновидность гелевой структуры, свойственна породам коллоидного типа, сложенным водными оксидами кремнезема.

КРИПТОКРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ — вся порода сложена ультрамикроскопическими выделениями различных кремниевых минералов, размер которых не позволяет определенно различать формы и минеральный состав слагающих породу компонентов даже в поляризационном микроскопе. Это возможно только в электронном микроскопе.

КРИСТАЛЛОБЛАСТОВАЯ — свойственна кварцевым песчаникам или кремниевым породам, подвергшимся метаморфизму и перекристаллизации с образованием кварцитов, сложенных мелкими давленными кристаллами кварца с волнистым погасанием.

МИКРОЗЕРНИСТАЯ — свойственна некоторым, особенно раскристаллизованным, яшмам и вторичным силицитам, где агрегаты мелких кварцевых зерен можно отчетливо наблюдать в поляризационном микроскопе.

ОРГАНОГЕННАЯ — остатки кремневых организмов определяют строение породы, составляя более 50% ее объема. Синоним — органолитовая.

ПСАММИТОВАЯ — как и гравелитовая, образуется при гидродинамических и гидромеханических процессах, способствующих окатыванию и сортировке обломков сползших по склону кремниевых осадков; в кремнистых породах встречается редко.

СМЕШАННАЯ ОРГАНОГЕННАЯ И КРИПТОКРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ — остатки кремниевых организмов составляют менее 50, но более 25%. Остальное вещество породы представлено различными минеральными формами кремнезема ультрамикрозернистого сложения.

СТЕКЛОВАТАЯ — редко применяемый термин для обозначения структур пород, сложенных однородным стекловатым кремниевым веществом. Чаще этот термин заменяется термином «криптокристаллическая структура».

СТРУКТУРЫ ЗАМЕЩЕНИЯ — чрезвычайно разнообразны и возникают: а) при частичном окремнении первичных пород (в том числе по трещинкам и порам); б) при полном окремнении

исходной породы и в) при гипергенных преобразованиях кремнесодержащих пород в процессах растворения, миграции кремнезема и замещении им любых других пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 3. Кремнистые породы/Под ред. А. И. Жамойды, А. В. Хабакова, М., Недра, 1973. 340 с.

2. *Бушинский Г. И.* Кремнистые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 255—268.

3. *Геологический* словарь. Т. 1/Под ред. К. Н. Паффенгольца и др. М., Недра, 1978. 486 с.

4. *Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И.* Электронная микроскопия минералов. М., Наука, 1961. 132 с.

5. *Дистанов У. Г., Глезер З. И.* Силикофлагеллит — новый тип опаловых кремнистых пород.— Литология и полезные ископаемые, № 2, 1974, с. 112—114.

6. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.* Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963. 448 с.

7. *Методическое* пособие по геологической съемке масштаба 1:50000. Геологическая съемка в районах развития кремнистых образований. Вып. 1. Л., Недра, 1981. 139 с.

8. *Петровский А. Д.* Минералогические и генетические особенности яшм.— Сов. геология, 1969, № 7, с. 71—78.

9. *Петровский А. Д.* О проблеме новакулитового сырья в Советском Союзе.— Сов. геология, 1970, № 1, с. 62—73.

10. *Петровский А. Д., Шитов В. А.* Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя Южного Урала методом реплик под электронным микроскопом.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2, с. 116—118.

11. *Петровский А. Д., Шитов В. А.* Электронно-микроскопические структуры некоторых палеозойских силицитов Южного Урала.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 4, с. 143—145.

12. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. 420 с.

13. *Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К.* Современные кремневые отложения.— В кн.: Диатомиты и трепелы. Т. 1. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1945, с. 4—43.

14. *Теодорович Г. И.* О классификации кремнисто-карбонатно-глинистых пород.— Разведка и охрана недр, № 6, 1958, с. 7—12.

15. *Хворова И. В.* Парагенезы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М., Наука, 1979, с. 38—59.

16. *Хворова И. В.* Кремнистые породы.— В кн.: Справочник по литологии. 1983, с.163—176.

17. *Хворова И. В., Дмитрик А. Л.* Электронно-микроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 1, с. 3—15.

18. *Хворова И. В., Дмитрик А. Л.* Микроструктуры кремнистых пород. М., Наука, 1972. 83 с.

19. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

20. *Cayeux L.* Les roches sedimentaires de France. Roches siliceises. Mémoires Carte géologique France. Paris, 1929. 774 p.

21. *Goldstein A.* Cherts and novaculites of Quachita facies.— Soc. Econ. paleontol. and mineral., Spec. publ., 1959, № 7, p. 135—149.

22. *Folk R. L., Weaver Ch. E.* A study of the texture and composition of chert.— Amer. J. Sci., 1952, vol. 250, № 7, p. 498—510.

23. *Kaibara H.* A study of the microtexture of cherts.— Mem. College Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, 1964, vol. XXX, № 4.

Глава VII. КЛАССЫ ЖЕЛЕЗНЫЕ, МАРГАНЦЕВЫЕ И АЛЮМИНИЕВЫЕ ПОРОДЫ — ФЕРРИТОЛИТЫ, МАНГАНОЛИТЫ И АЛЛИТЫ. МАЛЫЕ ОКСИДНЫЕ ПОРОДЫ — ПОЛИОКСИДОЛИТЫ

Рассмотрение классификаций названных пород в рамках одной главы оправдано тесной парагенетической связью Fe — Mn — Al-пород. Обладая близкой подвижностью в зоне экзогенеза, названные элементы образуют минералы и горные породы в сходных или близких обстановках седиментации и вследствие этого имеют многие общие черты в структуре и текстуре. Это сближает и их структурно-вещественные классификации. К железным,

марганцевым и аллитовым оксидно-гидрооксидным породам относятся осадочные образования, содержание Fe — Mn — Al-ых минералов в которых соответственно равно или более 50%, а в составе последних оксидно-гидрооксидные минералы преобладают над другими минеральными формами. При преобладании в индикативной части других минералов — карбонатных, силикатных и др. — такие породы следует называть соответственно карбонатными, силикатными и т. д. Если индикативная железная, марганцевая или аллитная части составляют менее 50%, то породы — идиолитические или монолитические — также называют по составу того компонента, содержание которого превышает 50%. Если ни один из компонентов не достигает 50%-ного предела, порода относится к разряду смешанных.

VII-1. КЛАСС ЖЕЛЕЗНЫЕ ПОРОДЫ — ФЕРРИТОЛИТЫ

Содержат более 50% минералов железа при господстве в железной части ферриоксидных минералов. Железные руды могут содержать этих минералов и меньше (даже 20%), если из них экономически выгодно выплавлять металл, обычно с предварительным обогащением, поскольку в этих рудах помимо ферриоксидных минералов в тесных парагенезах участвуют силикатные, карбонатные и, в основном как вредная примесь, сульфидные, фосфатные и др. Перечислим наиболее важные минералы железа вместе с ферриоксидными (табл. VII-1).

Название железной породы может быть сокращенным, производным от наименования преобладающего минерала железа, например гетитолит, магнетитолит, либо полным. Во втором случае оно складывается из названия дополняющего, нежелезистого компонента и минералов железа, перечисленных в порядке возрастания их содержания (возможно, с указанием процентов). Например, гематитолит может расшифровываться как известковая (45%) шамозит (10%)-гётит (15%)-гематитовая (30%) порода; магнетитолит может представлять собой кварцевый (40%) гематит (25%)-магнетитовый (35%) джеспилит и т. д.

Второй петрографический признак ферритолитов отражен в структурной классификации (табл. VII-2), показывающей их большое структурное разнообразие как следствие полигенетичности.

Визуально незернистые ферритолиты пелитоморфны, т. е. землистые, реже стекловатые, афанитовые, бесструктурные. В шлифе они, однако, обнаруживают структурированность, выражающуюся в той или иной зернистости: сферо-агрегатной (микроолитовой, микросферолитовой или просто комковатой), обломочной (алевритовой), а также псевдо-, точнее ксеноморфной, наследующей структуру замещенной железной рудой породы (микролитовой, микробиоморфной и т. д.). Ясномикрозернистые, в той или иной степени перекристаллизованные ферритолиты приобретают микрогранобластовую структуру. Все же у большей части пород и руд не удается обнаружить и под микроскопом никакой неоднородности или зернистости: они сплошные, бесструктурные. Но и такие породы со временем приобретают зернистость, хотя и своеобразную: они разбиваются микротрещиноватостью — трещинами типа синерезиса — на полигональные участочки. Кроме того, электронный микроскоп часто позволяет обнаружить в микробесструктурных породах более тонкую, коллоидальную зернистость: это ультрамикроглобулярность, возможно, бактериальной природы, или кристаллитовая тонкофибровая и ультрамикрочешуйчатая структура, наблюдающаяся, например, в гематитолитах.

Яснозернистые визуально ферритолиты представлены по крайней мере семью подгруппами (родами). Наиболее разнообразна *сферо-агрегатная подгруппа*, виды которой различаются по внутреннему строению и размеру. Широко распространены оолитовые (0,05—2 мм), пизолитовые (2—5 мм), бобовые (5—10 мм) железные руды, состоящие из концентрически-слоистых сферических тел моно- или полиминерального состава. По существу это — конкреции, только мелкого размера. Под названием собственно конкреционных ферритолитов обычно рассматриваются более грубые (крупнее 10 мм) сферо-агрегатные накопления, которые могут не иметь внутренней концентрически-слоистой текстуры.

У конкреций сильно варьируют облик поверхности и степень отделенности от вмещающего осадка или соседних конкреций. Гладкая поверхность и резкая граница с вмещающим материалом свидетельствуют о ранней стадии (сингенетичной или диагенетичной) образования, когда вещество вмещающего осадка могло удаляться при росте конкреции (растворением или вытеснением). Этот осадок мог быть карбонатным, кремниевым или терригенным глинистым. В песках при росте конкреций обычно не происходит их значительного очищения от зерен осадка и поверхность обычно шероховатая, а форма чаще всего неправильная. Такие конкреции

Таблица VII-1

Основные железные минералы

Степень кристалличности	Минерал	Химические формулы
	А. Ферриоксидные минералы	
Аморфная	«Феррогель», «лимонит»	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ или $HFeO_2 \cdot nH_2O$
	Гидрогётит	$Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ или $2Fe(OH)_3$
«Полукристаллическая» (коллоидальная)	Лепидокрокит	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$ или $FeOOH$
	Гётит	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$ или $HFeO_2$
Полнокристаллическая	Гематит	Fe_2O_3
	Магнетит	Fe_3O_4 или $FeO \cdot Fe_2O_3$, или $FeFe_2O_4$
	Б. Карбонатные	
	Сидерит	$FeCO_3$
	Сидеродот	$CaCO_3 \cdot FeCO_3$
	В. Силикатные—лептохлориты	
	Лептохлориты	$(R^{2+}, R^{3+}{}_{2/3})_n [O_p(OH)_{8-2p}] \cdot [R^{3+}{}_n, Si_{4-n} O_{10}]$, где R^{2+}=Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ni, (Ca); R^{3+}=Al, Fe^{3+}, Cr, (Mn^{3+}); n=0÷2; p=0÷15.
	Тюрингит	$Fe_{3,5}$ (Al Fe)$_{1,5}$ [$Si_{2,5}$, $Al_{1,5}$ O_{10}][OH]$_8$ $\cdot nH_2O$
	Шамозит	Fe_5 Al (Si_3AlO_{10})(OH)$_8$ $\cdot nH_2O$
	Кронштедтит	$(Fe^{2+}, Mg)_2Fe^{3+}$ (Si, Fe^{3+})O_5(OH)$_4$
	Г. Фосфатные	
	Вивианит	$Fe^{2+}{}_3 (PO_4)_2 \cdot 8H_2O$
	Керчениты	(7÷3 FeO, CaO, MnO, MgO) (2÷3Fe_2O_3)× × $3P_2O_5 \cdot$ 21÷23H_2O
	Д. Сульфидные	
	Гидротроилит; троилит	$FeS \cdot nH_2O$; FeS
	Пирротин (магнитный колчедан)	$Fe_{6-11}S_{7-12}$
	Пирит, марказит	FeS_2
	Е. Самородное железо	
	Самородное железо	Fe

чаще описываются как желваки. При еще большей неотделенности сгустков вещества — конкрециеобразователя — руды называют комковатыми, сгустковыми и различают их по размеру — от тонкопесчаного до псефитового.

Сферолитовый тип руд — в целом подчиненный, сферолиты небольшие, песчаной размерности, изредка (в жеодовых) достигают 5—10 см (например, у керченитов), полигенетичные: одни из них первично формируются в виде радиально-лучистых агрегатов или друз, другие возникают вторично, при раскристаллизации оолитовых оболочек, третьи — в результате заполнения пустот (в жеодах). К сферо-агрегатным примыкают колломорфные руды, сочетающие в себе концентрически-слоистые текстуры почковидных, округлых выделений и натеков, с их сферолитовостью и кавернозностью, означающей переход к кавернозно-структурной подгруппе.

Обломочные структуры ферритолитов распространены широко и присущи большим объемам руд разных генетических типов. Они свидетельствуют о переотложении рудного

Таблица VII-2

Структурная классификация ферритолитов

Группа	Подгруппа	Вид
Визуально незернистая или пелитоморфная и афанитовая	Бесструктурная	«Сплошной» и микротрещиноватый
	Ультрамикрозернистая	Кристаллитовый, коллоидальный Ультрамикроглобулярный
	Микроглобулярная	Микроолитовый Микросферолитовый Микрокомковатый
	Микрообломочная, алевритовая	Тонко-, мелко-, средне- и крупноалевритовый
	Микропсевдоксеноморфная	Апомикролитовый, микробиоморфный
	Микрогранобластовая	Тонко-, мелко-, средне-, крупно- и микрогранобластовый
Фанеромерная, или яснозернистая	Сферо-агрегатная	Оолитовый Сферолитовый Пизолитовый Бобовый Конкреционный, желваковый Комковатый
	Обломочная	Песчаный, гравийно-дресвяный, щебенчатый, конгломератовый, конглобрекчиевый, брекчиевый, валунно-глыбовый
	Псевдоксеноморфная	Биоморфный: раковинный, коралловый, биокластовый, фитоморфный
		Апомагматитовый
		Апокластолитовый
	Гранобластовая Лепидобластовая	Тонко-, мелко-, средне-, крупно-, грубо- и гигагранобластовый
	Столбчатая (ризолитовая) Кавернозная	Грифоновый Гнездовый, очковый (окончатый)

вещества, сфероагрегатов и других тел. Обломочные руды классифицируются, как и другие кластолиты, по размеру обломков, их сортировке, форме и взаимоотношениям. Следует быть осторожным при отнесении конгломератовидных конкреционных накоплений к конгломератам: форма «обломков» обычно первично-округлая, конкреционная, а не приобретена в результате окатывания при переотложении. Наиболее грубыми, глыбовыми и блоковыми рудами являются обвальные накопления у подножий уступов из абрадируемых или эродируемых латеритных кор выветривания; неравномерно сцементированные сферо-агрегатные руды, особенно железные панцири — феррикреты — толщиной до 10 м, при обрушении дают такие грубые отложения. При перемыве этих обрушений прибоем или рекой возникают уже сортированные породы с окатанными обломками, нередко с косой или волнистой слойчатостью.

Псевдо- или *ксеноморфные руды и структуры* разнообразны, но сами руды распространены мало. Их структура унаследована от замещенной породы или осадка: гипербазитов, амфиболитов, базальтов, андезитов, известняков, доломитов, песчаников и других пород. Генетически чаще всего — это экзогенные метасоматиты, развивающиеся по породам с высоким содержанием железа.

Замещение карбонатных пород также происходит интенсивно и не требует обязательного повышенного содержания железа. Киммерийские пелециподовые ракушняки в керческих шамозит-гидрогётитовых рудах нацело замещены гидрогётитом, а внутренние полости выполнены оолитовой рудой, керченитом или шамозитом. Бакальские протерозойские сидериты заместили доломиты, от которых осталась лишь реликтовая слоистость, обозначенная органическим пигментом и разного размера кристаллами сидерита (от долей миллиметра до 1—2 см). Батские коралловые биогермы (высотой более 10 м), залегающие в мощных темно-серых глинах

в районе Судака (Крым), на 60—70% стали сидеритовой рудой без существенного метасоматоза кальцитовых стенок кораллитов, а только в результате заполнения первичного порового пространства биогерма. Структура таких сидеритолитов — коралловая биогермовая, местами — в сидеритизированных обломочно-шлейфовых фациях подножий биогермов — полибиодетритовая. Все необходимое железо мобилизовано в стадию диагенеза из окружающих темных глин. Ферритолиты таким образом приобретают биоморфную структуру, которая является для них чуждой, пассивно унаследованной от замещенного известняка. Такова же и фитоморфная структура железных руд, когда они замещают клеточную структуру дерева или строматолитовый известняк.

Гранобластовые структуры и руды железа распространены широко, в том числе в важнейших промышленных типах: в докембрийских магнетитовых, кварцево-магнетитовых (джеспилитовых) и сидеритовых ферритолитах. Кристаллы в таких породах могут достигать 1—2 см, т. е. они становятся не только крупно-грубозернистыми, но и гигакристаллическими, а по степени идиоморфности варьируют от гранобластовых до гипидиобластовых и гипидиоморфозернистых. Такие структуры свидетельствуют о глубоком эпигенезе, метаморфизме или о метасоматозе.

Лептохлоритовые железисто-силикатные породы имеют *лепидобластовую*, как правило микрочешуйчатую структуру, но нередко наряду с ней развивается песчаная сферо-агрегатная структура, хорошо известная по шамозитам и тюрингитам: агрегаты — мелкие конкреции часто вымыты из вмещающих материнских осадков и сконденсированы на месте или механически перемещены на какое-то, обычно небольшое, расстояние. В генетическом смысле по этой структуре их можно рассматривать в подгруппе обломочных эдафогенных образований.

Особую структурную, чаще всего мегаструктурную, группу образуют *столбчатые* и им подобные ферритолиты, состоящие из тел высотой в десятки сантиметров и первые метры, а иногда и более высоких («черные курильщики» на дне океанов в рифтовых долинах). Вертикальные макротела руды — ферриоксидные в иллювиальном горизонте латеритной коры выветривания (высота их до 10—15 м) или сульфидные в «черных курильщиках» — грифонах — отчасти переводят эту структуру из породных в разряд геологических. Но столбчатость начинается с малых, микроскопических, размеров: она хорошо известна в железо-марганцевых конкрециях (ЖМК) и корках, а также в железных панцирях латеритных кор, где возникает в результате вертикальной миграции вещества (вверх или вниз), а также по корням растений и ходам илоедов. Гомологом столбчатой структуры ферритолитов являются столбики и столбы строматолитов.

Кавернозная структура также различна по размеру каверн и межкаверновых участков руды (от долей миллиметров до сантиметров и больше) и по форме их. Она присуща метасоматическим рудам и корам выветривания, например развивающимся по сульфидным, сидеритовым и джеспилитовым рудам, а также обычна в латеритном горизонте тропических кор [45, с. 126, рис. 10.2.].

Гнездовые руды можно рассматривать как негатив кавернозных структур: руда в них заполняет гнезда в породе иного состава (каолиновой, карбонатной, силикатной, песчаной и т. д.), в которую она была иллювиирована сверху или привнесена иным способом. В таких гнездах часты натечные рудные формы, друзовые и другие выполнения, отражающие длительный полистадиальный процесс выполнения и генерации минералов. Рыхлая вмешающая порода обычно легко удаляется при обогащении, и руды становятся кондиционными даже при небольших содержаниях рудных гнезд.

Структурные типы ферритолитов не исчерпываются отмеченными, лучше изученными и более распространенными. Многие структуры неоднородны в пределах малых и больших участков. Одним из типов такой неоднородности является порфировидность, создаваемая рассеянными сферо-агрегатами, гнездами и линзами и т. д. Разнообразны ферритолиты и текстурно, но это уже другая, генетическая, сторона проблемы, которой мы не касаемся.

Данная классификация остается структурной, так как минеральный состав в ней не использован, а служит только для иллюстрации структурных видов. Структурно-минеральную классификацию ферритолитов предстоит еще создавать. Первый вариант ее предлагается в табл. VII-3. В ней выделены 62 поля, отвечающие реальным и возможным петротипам (разновидностям, разностям), заведомо невозможные отмечены прочерком. Число полей — петротипов — может быть увеличено или сокращено. Увеличение возможно по двум линиям: 1) при индивидуализации полукристаллических (коллоидальных по структуре) минералов, в табл. VII-3 показанных как один минеральный тип; 2) при выделении сложных, смешанных по минеральному составу и структурным типам ферритолитов. Первый путь пока не востребован наукой и практикой, поэтому все аморфные и криптокристаллические, т. е. по виду землистые ферритолиты, выделяются как бурые, или лимонитовые, железняки, для которых можно предложить более простой и рациональный термин — лимонитолиты. Их разновидности

Таблица VII-3

Структурно-минеральная петрографическая классификация ферритолитов

Минералы	Структуры										
	Незернистые визуально — микроструктуры					Зернистые визуально — макроструктуры					
	Микронезернистые	Микросферо-агрегатные	Микрообломочные	Микропсевдоморфные	Микрогранобластовые (лепидобласт.)	Сфероагрегатные	Обломочные	Псевдоморфные	Гранобластовые (лепидобластовые)	Столбчатые	Кавернозные
Ферригелитолиты											
Ферригель (ферригелит)	1	2	3	4	—	5	6	7	—	8	9
Коллоферритолиты или лимонитолиты											
Лимонит, ферроксигит, лепидокрокит, гидрогётит, гётит	10	11	12	13	14	15	16	17	—	18	19
Гематитолиты											
Гематит	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Магнетитолиты											
Магнетит	31	32	33	34	35	36	37	38	39	—	—
Сидеритолиты											
Сидерит	—	40	41	42	43	44	45	46	47	—	—
Шамозитолиты и другие силикалиты											
Шамозит и другие силикаты	48	49	50	—	51	52	53	—	—	—	—
Пиритолиты											
Пирит	54	55	56	57	58	59	60	61	62	—	—

Примечание. Петротипы 1—9 — ферригелитолиты (железные породы) бесструктурные, микросферо-агрегатные (микроолитовые, микрокомковатые и т. д.), микрообломочные (с алевритовой структурой), микролитовые псевдоморфные, микроклетчатые; оолитовые, бобовые, желваковые, песчано-, дресвяно-, гравийно-обломочные, брекчиевые, столбчатые, кавернозные; 10—19 — ферритолиты коллоидальные (коллоферритолиты), микросферо-агрегатные, микрообломочные (с алевритовой структурой — алеврито-гидрогётитовые и т. д.) и т. п.— аналогично 1—9. Названия других петротипов строятся по такой же схеме и также отражают структурный и минеральный виды и часто — степень кристалличности.

выделяются по структуре (поля 1—9 и 10—19 в табл. VII-3). Второй путь детализации осуществляется, хотя и не в полной мере: смешанные составы отражаются не существительными, а прилагательными к названию «бурый железняк» (например, «гидрогётит-гётитовый»), или, если будет принято, к термину «лимонитолит». Сокращение числа петротипов возможно (и обычно осуществляется) при объединении всех микроструктурных разновидностей гидроферриоксидных пород в один тип — землистых бурых железняков, или лимонитолитов. При этом исключаются мало реализующиеся в качестве пород феррисульфидолиты, которые целесообразнее относить к отдельной группе малых пород.

Более зрелые минералогически и кристаллически ферритолиты — гематитолиты, магнетитолиты, а также примыкающие к ним сидеритолиты, шамозитолиты, сульфидолиты — распознаются легче и увереннее даже макроскопически. Использование третьего петрографического признака — степени кристалличности — сильно усложнило бы петрографическую классификацию, так как потребовалась бы трехмерная система координат.

Рудами железа являются практически все ферритолиты, а также другие железосодержащие породы — карбонатные, кварцевые, кремниевые, глинистые и др.— с таким содержанием железа, которое позволяет экономически выгодно их разрабатывать. На Качканарском месторождении Среднего Урала разрабатываются малотитанистые магнетитовые руды со средним содержанием железа 16%, а «огромные по запасам месторождения бурых железняков в Приаралье со средним содержанием 35—40% отнесены за баланс» [38]. Вовлеченные с 60-х годов XX в. в промышленную разработку гагинтские и легкодоступные олигоцен-четвертичные латеритные природно богатые руды, особенно развитые на железистых кварцитах, с содержанием железа >60% («синька») позволили пока оставить за балансом многие месторождения с меньшим содержанием железа.

Второе требование к рудам железа — отсутствие вредных примесей (серы, фосфора, хрома, мышьяка, цинка и др.) или их малое содержание. Так, содержание серы не должно превышать 1,5—1,75%, фосфора — 0,02—0,10 при бессемеровском и мартеновском способах получения чугуна и 1,1 при томасовском процессе и т. д. Вредными могут быть кремнезем (в рудах его бывает 10—30%), глинозем (2—10%), CaO, MgO (до первых процентов). Полезными примесями являются Mn, Ni, V, Ti, Co, иногда Cu и др.

Д. П. Сердюченко и А. В. Глебов [35], обобщая классификации К. И. Богдановича [9], Н. И. Свитальского [34], М. А. Усова [46], Л. В. Пустовалова [30, 31], Н. М. Страхова [41], Б. П. Кротова [24], Д. П. Сердюченко и А. Л. Яницкого [36] предложили классификацию железных руд в виде генетической классификации их месторождений. Эта классификация может быть существенно дополнена на основе более строгого применения генетического признака (табл. VII-4). Промышленные классификации чаще всего строятся на основе генетических типов руд.

Для характеристики и классификации ферритолитов как руд полезно знать содержание железа в основных минералах (табл. VII-5). Как видно из таблицы, оксидные руды наиболее богаты железом, они часто мономинеральны, и это относится не только к элювиальным рудам, развитым на железистых кварцитах («синька»), но и к продуктам их ближайшего переотложения («канга»), содержащим до 60—70% железа, т. е. часто мономинеральным гематитовым ферритолитам [25—27]. Сами железистые кварциты с их коллосальными запасами железа редко содержат его более 40—45% а обычное среднее содержание 25—35%.

Россыпи магнетитов, титаномагнетитов и других минералов железа, распространенные по берегам Азовского и Черного морей, Курильских и других вулканических островов, а также во Флориде, в Бразилии, Канаде (в провинции Квебек), разрабатываются на Филиппинах. Автором они

Таблица VII-4

Генетические типы ферритолитов

I. ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ
1. Остаточные: 1) латеритные, 2) гальмиролитические
2. Панцири: 1) надлатеритные, 2) железные шляпы, 3) подводные
3. Инфильтрационные и иллювиальные
4. Ксеноморфные метасоматические

II. БИОХЕМОСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
5. Болотные, озерные, лагунные
6. Западинно-шельфовые
7. Пелагические

III. МЕХАНОГЕННЫЕ
8. Коллювиальные: 1) обвальные, 2) оползневые, 3) делювиальные
9. Аллювиальные, дельтовые
10. Карстовые, источниковые
11. Болотные, озерные, лагунные
12. Ветровой перлювий, речной перлювий
13. Морской перлювий
14. Россыпи
15. Западинно-шельфовые

IV. ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНЫЕ
16. Гидротермальные метасоматические
17. Гидротермальные седиментационные: 1) первично-восстановленные (сульфидные и др.) — а) хемотермовые (гриифоновые и др.), б) слоевые, 2) первично-окисленные (лимонитовые каскады, железо-марганцевые корки)

V. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
18. Преобразованные
19. Метасоматические
20. Перераспределенные, нередко жильные

Таблица VII-5

Содержание железа в промышленных минералах железных руд

Минерал	Содержание, %
Магнетит	72,4
Гематит	70,0
Гидрогематит	63—69
Гётит	62,9
Гидрогётит	48,6
Сидерит	48,3
Пирит	46,6
Лептохлориты:	
а) тюрингит	До 52,3
б) шамозит	До 36,9

наблюдались в девоне штата Новый Южный Уэльс в Австралии, где мощность черных титаномагнетитовых песчаников с кварцевым цементом превышает 10 м. Эти руды, особенно современные рыхлые пески, легко обогащаются.

Комплексные Fe-Mn-ые руды распространены широко и относятся к разным генетическим типам: подводноэлювиальным гальмиролитическим

(океанические железо-марганцевые конкреции и корки с содержанием до 21% Fe), гидротермально-осадочным кремневым (девон Южного Урала и палеозой Удско-Шантарской зоны Дальнего Востока России) и карбонатным (девон Атасуйской группы месторождений Центрального Казахстана).

VII-2. КЛАСС МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ — МАНГАНОЛИТЫ

Породы, больше чем наполовину состоящие из марганцевых минералов при преобладании манганооксидных соединений, называются *марганцевыми*, или *манганолитами*. Но как руды они могут содержать марганцевых минералов и меньше (15—30%), если экономически выгодно их разрабатывать, как правило, с последующим обогащением. В марганцевых породах и рудах обычны минералы кремнезема, железа и карбонаты, а также обломочные компоненты, нередко преобладающие и определяющие облик породы. Промышленные руды марганца, не требующие обогащения, должны содержать металла не менее 35—40% [26], что почти точно отвечает 50%-ному минимуму содержания марганцевых минералов, который необходим для отнесения данной руды и к марганцевой породе.

Наиболее ценны как руды породы, состоящие из кислородных минералов марганца (табл. VII-6). Второе место принадлежит карбонатным, а третье — силикатным минералам, причем последние — родонит, гранат спессартин — пока не используются для извлечения металла.

Оксидные и гидрооксидные минералы марганца, как и минералы алюминия и железа, а также и фосфатные, по степени кристалличности бывают любые: некристаллические — аморфные, полукристаллические и полнокристаллические, которые, однако, остаются чаще всего микрозернистыми и землистыми, если не считать карбонатных и силикатных минералов. Кроме того, они часто находятся в смесях друг с другом, обычно отражающих стадиальные превращения, что также сильно затрудняет широкое использование минерального состава для классификации манганолитов. Еще одно осложнение — изменчивый, непостоянный, химический состав: переменное количество воды и ее видов, меняющееся отношение Mn^{2+}, Mn^{3+} (трехвалентный марганец редок или вообще не встречается в седиманганолитах) и Mn^{4+}, а также обилие сорбированных Ba, Ca, Co, Ni, Sr и многих других элементов.

Тем не менее минеральный состав — важнейшая характеристика руд и их классификационный признак, особенно при подразделении на такие большие и резко различающиеся группы, как оксидные, карбонатные и силикатные. Для уточнения названий следует рассмотреть особенности минералов марганца. Прежде всего необходим термин для некристаллической фазы с большим и переменным количеством воды разных видов. Почти в каждом гидрооксидном минерале обычно выделяют марганцевую некристаллическую фазу, которую называют «гидровернадитом», что не совсем строго, или вадами, что также неопределенно, так как вады — мягкие, очень легкие пористые и порошковые разновидности гидрооксидов марганца [43] или просто — порошковые разности псиломелана [26]. Вады, таким образом,— неопределенная группа марганцевых минералов, уже надминеральное, но еще не породное понятие. Поэтому можно рекомендовать для аморфного гидрооксидного минерала (или минералов) название «манганогель», аналогично алюмогелю и феррогелю. В какой-то степени манганогелю был бы синонимичен термин «гидровады», так как такие минеральные массы подобны лимониту, спорогелиту, аллофану и коллофану. Манганогель, вернадит, манганиты, минералы группы псиломелана — вадов и пиролюзита — основные в седиманганолитах.

Использование минерального состава для классификации марганцевых руд (табл. VII-7) можно продемонстрировать на примере крупнейшего Никопольского бассейна [17].

Таблица VII-6

Основные марганцевые минералы

Степень кристалличности	Минерал	Химическая формула
Аморфная	«Манганогель», «гидровернадит», вады	$MnO_2 \cdot nH_2O$
	Вернадит	$MnO_2 \cdot mR_2O \cdot nRO \cdot pR_2O_3 \cdot qH_2O$ (R — одно-, двух- и трехвалентные катионы металлов)
Полукристаллическая (коллоидальная)	Гидроманганиты и манганиты: асболан, асболан-бузерит, бузериты I и II, тодорокиты, бёрнессит	$R^{+}_{2x}Mn_{1-x}[(O, OH)_2 \times (OH)(H_2O)_{6x}$ (R—Mn^{3+}, Na и др.)
(Полно) кристаллическая	Пиролюзит	MnO_2
	Браунит	Mn_2O_3
	Гаусманит	Mn_3O_4, или $2MnO \cdot MnO_2$
	Родохрозит	$MnCO_3$
	Олигонит	$(Fe, Mn)CO_3$
	Манганокальцит	$(Mn, Ca)CO_3$
	Родонит	$(Mn, Fe, Ca)SiO_3$
	Спессартин	$Mn_3Al_2 \cdot (SiO_4)_3$

Таблица VII-7

Минералогическая классификация марганцевых руд Никопольского бассейна

Оксидные руды	Карбонатные руды	Смешанные руды
Манганит-псиломелановая Пиролюзит-псиломелановая Манганит-пиролюзит-псиломелановая Манганитовая Пиролюзитовая Манганит-пиролюзитовая Псиломелановая Вернадитовая	Манганокальцит-кальциевородохрозитовая Манганокальцитовая Кальциевородохрозитовая	Манганокальцитовая с манганитовыми пизолитами и конкрециями Манганокальцитовая с включениями псиломелана

При метаморфизме карбонатных руд марганца их минеральный состав меняется мало, их структура становится более крупнокристаллической гранобластовой — «мраморной», а глинистые Mn-минералы превращаются, в частности, в Mn-стильпномелан. При более сильном метаморфизме Mn-минералы далее преобразуются в спессартин и другие силикаты, концентрация Mn в целом уменьшается, а месторождение деградирует и из промышленного становится забалансовым. Оксидные руды изменяются минералогически более значительно и при слабом метаморфизме: они становятся браунитовыми и гаусманитовыми (верхнедевонские месторождения Каражальское и др. в Атасуйском районе Центрального Казахстана, среднедевонские яшмово-марганцевые у западного борта Магнитогорского мегасинклинория и др.).

Структурная классификация манганолитов во многом аналогична классификации ферритолитов (табл. VII-8).

Таблица VII-8

Структурная классификация манганолитов

Группа	Подгруппа	Вид
Визуально незернистая или пелитоморфная и афанитовая	Бесструктурная под микроскопом	«Сплошной» и микротрещиноватый
	Ультрамикрозернистая	Ультрамикроглобулярный Коллоидальный
	Микроглобулярная, или микросферо-агрегатная	Микроолитовый Микросферолитовый Микрокомковатый
	Микрообломочная, или алевритовая	Тонко-, мелко-, средне- и крупноалевритовый
	Микрогранобластовая	Тонко-, мелко-, средне- и крупногранобластовый
Визуально зернистая или фанеромерная	Сферо-агрегатная	Оолитовый Сферолитовый Пизолитовый Бобовый Конкреционный, желваковый Комковатый Колломорфный, натечный
	Обломочная	Брекчиевый («кусковый»), конглобрекчиевый, дресвяный, гравийно-дресвяный, песчаный
Яснокристаллическая	Гранобластовая	Тонко-, мелко-, средне-, крупно-, грубо- и гигакристаллический
	Кавернозная	Гнездовый, кавернозный, жеодовый

Визуально незернистые манганолиты являются господствующими среди оксидной группы и нередки среди карбонатной и силикатной. Под микроскопом, однако, большей частью обнаруживается структурированность: оолитовая, сферолитовая, комковатая, обломочная, алевритовая или микрогранобластовая. Из-за первичной неоднородности и многоэтапности формирования и преобразования манганолиты часто весьма разнозернисты, порфировидны или неоднородны по участкам. Многие манганолиты остаются незернистыми и под микроскопом, но обнаруживают электронно-микроскопическую, т. е. ультрамикроскопическую, или коллоидальную структуру. По форме зернышек эта структура ультрамикроглобулярная, возможно большей частью биогенная, бактериальная и коллоидальнофибровая. Структуру манганолитов, не обнаруживающих зернистости даже при самых больших увеличениях под световым микроскопом, называют «сплошной», что означает микроскопическую бесструктурность, свойственную большинству аморфных пород. Когда же такие породы расчленяются микротрещинками синерезиса, можно говорить уже об их «зернистости», хотя и вторичной, и своеобразной, «микротрещиноватой».

Визуально зернистые манганолиты структурно также аналогичны ферритолитам. Выделяются, прежде всего, все основные типы сферо-агрегатных структур, из которых преобладают пизолитовые, бобовые, конкреционные, а также комковатые. Возможно, сюда относятся натечные, колломорфные и почковидные структуры. Широко распространены также обломочные структуры, хотя как таковые распознаются не всегда. По размеру обломки варьируют от брекчиевых (редко крупнее 10 см), конглобрекчиевых и гравийно-дресвяных до тонкопесчаных. Сортировка часто плохая или отсутствует, особенно в элювиальных рудах.

Яснокристаллические структуры — обычно гранобластовые, перекристаллизационные, реже участками (в гнездах) идиоморфнозернистые — редки и чаще всего свидетельствуют о метаморфизме. Более обычны они в карбонатных и силикатных, например, в гранатовых (из гондитовой формации докембрия), манганолитах. Несколько обособлены кавернозные структуры: «зернистость» породы выражена кавернами, гнездами, жеодами и прочими пустотами (в среднем 2—20 мм), часто заполненными марганцевыми или другими минералами. Эта структура нередко сочетается с натечностью, колломорфностью и друзовыми выделениями многих генераций. Все это — признак элювиальности и длительности формирования руд.

У руд марганца различают и цементационную структуру: марганцевые минералы служат цементом, чаще всего поровым, в песчаниках, брекчиях,

зернистых и биоскелетных известняках, оолитовых карбонатолитах и т. д. Петрографически эти породы почти всегда не манганолиты, так как минералов Mn в них меньше 50%. При преобладании их можно говорить о ксеноморфной структуре манганолита, чаще всего карбонатного и значительно реже оксидного.

Единая структурно-минеральная петрографическая классификация манганолитов (табл. VII-9) подобна аналогичным классификациям ферритолитов. В ней даны только чистые, мономинеральные и моноструктурные типы. В природе же преобладают смешанные, гибридные породы, отражающие прежде всего стадиальные преобразования и полигенерационность манганолитов, а также первичную неоднородность состава. В смесях участвуют в первую очередь соседние минеральные и структурные типы, что отражается в классификациях руд марганца (см. табл. VII-7, -8) и предсказуемо теоретически.

Манганолиты классифицируются также по примесям. Наиболее часты примеси ферриоксидных, карбонатных (кальцит, доломит, сидерит), кремниевых и обломочных кварц-силикатных зерен и глинистого вещества. Обычны глауконит, шамозит, пирит; более редки барит, гипс и другие сульфаты. Из биоскелетных компонентов часты спикулы губок и известковые биокласты. Иногда обнаруживаются ходы илоедов, хотя до биотурбационных текстур дело не доходит.

Промышленные классификации манганолитов помимо минерального состава и структур используют представления об их генетических типах, что чаще всего сводится к генетическим классификациям месторождений (табл. VII-10). Выделение генетических типов помогает лучше понять объективно устанавливаемые петро- и литотипы манганолитов, особенно их структуру и минеральный состав. Относительно легко распознаются субаэральные элювиальные манганолиты — по постепенному переходу в невыветрелые породы, отсутствию слоистости, сложным структурам — натечные, сферо-агрегатные, обломочные и кавернозные структуры — и по минеральному составу, свидетельствующему о высшей окисленности (пиролюзит, вернадит, минералы группы псиломелана, иногда манганит, а также лимонит).

Из подводных элювиальных манганолитов наиболее замечательны конкреционные (ЖМК) и иногда панцирные железо-марганцевые руды с Co, Ni и Cu, распространенные в красных, также элювиальных глинах на дне котловин Тихого и Индийского океанов и меньше в Атлантическом океане. Размер конкреций достигает 15 см. Нередко они сконцентрированы механически (перлювиальным процессом — вымыванием вмещающего полужидкого осадка). Запасы их огромны, хотя содержание Mn невысокое (редко превышающее 20—25%). Они образуются в результате гальмиролиза на окислительно-восстановительном геохимическом барьере, т. е. практически у поверхности осадка. Конкреции и панцири характеризуются землистыми и более крупными агрегатными, исключительно разнообразными (столбчатыми, почковидными, игольчатыми и т. д.) структурами и текстурами, указывающими на длительное (миллионы лет), прерывистое и очень медленное формирование.

Самостоятельный генетический тип — марганцевые панцири — развиваются по первично обогащенным марганцем породам или месторождениям, включая и сульфидные. Их часто называют марганцевыми шляпами; по существу, они являются аналогами пустынного загара, только более мощными и более богатыми марганцем. Их структуры и текстуры отличают сложность и богатство.

Инфильтрационные манганолиты образуют бедные, небольшие месторождения или только рудопроявления. Но они весьма разнообразны по минеральному составу, структурам и генетическим типам. Как гнезда и жилы, они формируются в латеритных и латеритоподобных корах вывет-

Таблица VII-9

Структурно-минеральная петрографическая классификация манганолитов

Минералы	Структуры								
	Незернистые визуально — микроструктуры					Зернистые визуально — макроструктуры			
	Микронезернистые	Коллоидальные	Микросфероагрегатные	Микрообломочные	Микробластовые	Сферо-агрегатные	Обломочные	Гранобластовые	Кавернозные
Манганогелитолиты									
Манганогели (манганогелиты)	1	2	3	4	—	5	—	—	6
Гидроманганитолиты									
Гидроманганиты	—	7	8	9	10	11	12	—	13
Пиролюзитолиты									
Пиролюзит	—	14	15	16	17	18	19	20	21
Браунитолиты									
Браунит	—	—	22	23	24	25	26	27	28
Гаусманитолиты									
Гаусманит	—	—	(29)	(30)	(31)	(32)	(33)	(34)	(35)
Манганокарбонатолиты									
Манганокарбонаты	—	36	37	38	39	40	41	42	—
Манганосиликатолиты									
Манганосиликаты	—	43	44	(45)	46	47	(48)	49	—

Примечания. 1. Названия структурных типов рекомендуется давать в форме прилагательного («микронезернистый», «коллоидальный» и т. д.), добавляемого к названиям пород (в форме существительного) по преобладающему минеральному составу. При невозможности установить последний землистые манганолиты можно называть вадолитами, а крепкие, афанитовые,— псиломеланолитами. 2. Номера петротипов в скобках — маловероятные породы. 3. Прочерк — нереализующиеся петротипы.

ривания, но шире распространены внекоровые карстовые и трещинно-полостные руды в других породах и осадках, например озерных.

Основные марганцевые руды на Земле — седиментационные, осаждавшиеся главным образом в затишных условиях верхней части шельфа при малой общей скорости седиментации, однако их можно встретить на всем профиле от озер и болот континентов до океанического дна, где тонкие корки седиментационных манганолитов встречаются как на поднятиях, так и в котловинах. Максимум концентрации и размера запасов падают на прибрежную зону различных окраинных морей (например, паратетисных олигоценовых в Никополе и Чиатуре, на Лабе и Мангышлаке и палеогенового моря в Западной Сибири).

Таблица VII-10

Генетическая классификация манганолитов и их месторождений

Ряды	Группы	Тип, подтип
Элювиальный химический	Остаточные	1. Латеритный 2. Гальмиролитический 3. Панцири наземные и подводные
	Инфильтрационные	4. Внутрикоровые 5. Внекоровые карстовые и трещинно-полостные в других породах и осадках
Биохемоседиментационный	Континентальные	6. Озерно-болотные
	Морские	7. Лагунные 8. Западинно-шельфовые 9. Подводных поднятий 10. Пелагические
Механогенный	Континентальные	11. Делювиальный 12. Тиховодные озерные, карстовые
	Морские	13. Перлювий (горизонты конденсации) 14. Флювиальные
Эффузивно-осадочный	Рифтово-геосинклинальные	15. Гидротермально-осадочные рифтовые (каражальского типа) 16. Геосинклинальные гидротермально-осадочные (уральского типа)
	Океанические	17. Корки седиментационные
Метаморфический	Метаморфизованные Метаморфические	18. Перекристаллизованные 19. Преобразованные в силикаты (гондитовый тип)

Эффузивно-осадочные манганолиты распространены широко, месторождения их крупные и богатые. Их можно разделить на два типа: рифтово-геосинклинальные и океанические. Первые, распространенные на континентальных блоках, представляют две группы: гидротермально-осадочные руды каражальского и уральского подтипов. На месторождении Каражал в Центральном Казахстане, в грабене, марганцевые руды ассоциируют с вулканитами фамена вместе с яшмами и карбонатолитами, магнетитовыми и гематитовыми железными рудами. Первичные оксидные минералы преобразованы в брауниты и гаусманиты, по которым, а также по манганокальцитовым рудам развились элювиальные псиломелановые и вернадитовые руды.

Таблица VII-11

Содержание Mn в промышленных минералах марганцевых руд [8, 26]

Минерал	Содержание, %
Пиролюзит (полианит)	55—63,2
Манганит	50—62,5
Вад—псиломелан	40—65
Вернадит	40—45
Браунит	60—70,7
Гаусманит	65—72
Родохрозит	47,8
Олигонит	32,2
Манганокальцит	35,5
Родонит	33—40
Спессартин	33,3
Алабандин	63

Океанические марганцевые корки гидротермального питания, которое, по А. П. Лисицыну, преобладает над экзогенным. Они малой, сантиметровой

толщины и тяготеют к базальтам. Это — землистые, сажистые, черные слоистые аморфные «гидрогелевые» или вернадитовые и гидроманганитовые породы, осажденные из очень разбавленных придонных растворов, возможно, в основном биогенным способом.

Минеральный состав и структуры коррелируются с генезисом манганолитов сложным образом. В целом генезис оказывается более вариабельным и разным, чем состав и структуры, которые во многом конвергентны. Для более точной оценки руд и их промышленной классификации следует привести содержания элементов в основных их минералах (табл. VII-11).

VII-3. КЛАСС АЛЮМИНИЕВЫЕ ПОРОДЫ — АЛЛИТЫ

Породы, более чем наполовину состоящие из глиноземных минералов, называются аллитами, или бокситами. Первый термин — рациональный, подобный ферритолитам и манганолитам, т. е. железным и марганцевым породам, составляющим с алюминиевыми рудную триаду, по Н. М. Страхову. Боксит — синоним аллитов — исторический термин: он происходит от деревни Бо (Boux) на юге Франции, в окрестностях которой в 1821 г. была изучена красная непластичная порода, сложенная глиноземом (52%), ферриоксидами (27%) и связанной водой (20%).

Основные алюминиевые минералы бокситов — гиббсит, бёмит и диаспор — гидрооксидные (табл. VII-12). Вместе с ними следует рассматривать и корунд — безводный глиноземный минерал Al_2O_3. Система минералов бокситов не будет полной без реально существующих образований неопределенного состава, лишенных кристаллической структуры, даже зародышевой. Этот максимально гидратированный минерал, или группу минералов, нередко называют алюмогелем или спорогелитом [6, 12, 13], часто по составу отождествляемым то с бёмитом и диаспором, то с гиббситом или их смесью.

Минеральный состав практически не используется для классификации бокситов, так как минералы невыразительны, обычно коллоидальны, находятся в тесном срастании друг с другом, отражающем стадии медленной трансформации одних минералов в другие. Статистически установлено, что древние, палеозойские, бокситы — в основном диаспоровые и бёмит-диаспоровые, а мезозойские и кайнозойские — гиббситовые и бёмит-гиббситовые. Однако имеется много исключений. Термальный метаморфизм, особенно под влиянием гранитных интрузий, ускоряет переход многоводных, трехводных минералов в моноводные и безводные, корундовые.

Основная петрографическая классификация бокситов — структурная. Структуры их разнообразны (табл. VII-13), дают возможность выделить множество структурных видов, образующих две группы: визуально незернистых и визуально зернистых пород.

Визуально незернистые породы пелитоморфны, т. е. землисты, бесструктурны. Иногда они близки к стекловатым, т. е. их можно назвать афанитовыми. Многие бокситы и в шлифе не обнаруживают какую-либо неоднородность, зернистость и остаются скрытозернистыми, как бы «сплошными». Часто подобные бесструктурные породы испещрены микротрещинками синерезиса, и это можно рассматривать как начало структурирования вещества, распадающегося на полигональные участки — «зерна» алевритовой размерности (< 0,05 мм). При более округлой форме микрозерен структуру можно назвать микрокомковатой и глобулярной; в последнем случае шарики уже четко оформлены, имеют заметные и резкие границы. Это — обычные структуры коллоидных веществ, которые при старении структурируются различными способами. Микрозернистость бокситов — часто отчетливо обломочная. Наконец, бокситы, развивающиеся по базальтам и другим породам с четкой микроструктурой и контрастным составом, сохраняют иногда эту первичную структуру в виде теней.

Яснозернистые, или фанеромерные бокситы имеют почти все отмеченные выше микроструктуры, только более крупные (крупнее 0,05 мм). Максимальный размер «зерен» — обломков или целиков — достигает 5 см и более.

Сферо-агрегатные бокситы и структуры — одни из распространенных и типичных. Размер округлых зерен и тел варьирует в широких пределах (0,05—1000 мм), и отдельные отрезки этого ряда получили свои названия: оолитовые (0,05—2 мм), пизолитовые (2—5 мм), бобовые (5—10 мм) и конкреционные, или желваковые (> 10 мм). Эти структуры предполагают

Таблица VII-12

Основные глиноземные минералы бокситов

Степень кристалличности	Минерал	Химическая формула
Аморфная	Алюмогель, или спорогелит	$Al_2O_3 \cdot nH_2O$ или $HAlO_2 \cdot nH_2O$
Полукристаллическая или кристаллическая	Гиббсит	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ или $2Al(OH)_3$
	Бёмит	$Al_2O_3 \cdot H_2O$ или $AlOOH$
	Диаспор	$Al_2O_3 \cdot H_2O$ или $HAlO_2$
(Полно) кристаллическая	Корунд	Al_2O_3

Таблица VII-13

Структурная классификация бокситов

Группа	Подгруппа	Вид
Визуально незернистая, или пелитоморфная	Бесструктурная	«Сплошной» и микротрещиноватый
	Микросферо-агрегатная	Глобулярный, микрокомковатый
	Алевритообломочная	Крупно-, мелкоалевритокластовый
	Псевдоморфная	Апобазальтовый микролитовый и т. д.
Яснозернистая, фанеромерная	Сферо-агрегатная	Оолитовый (тонко-, мелко-, средне-, крупно- и грубоолитовые) (0,05—2 мм) Бобовый и пизолито-бобовый (делятся по размеру в пределах 2—10 мм) Конкреционно-желваковый (> 10 мм)
	Обломочная	Песчаный, гравийно-дресвяный, щебенчато-галечный, брекчиевый, конгломератовый, глыбово-валунный
	Псевдоморфная	Теневые структуры коренных пород

наличие внутренней концентрически-слоистой текстуры, которая редко наблюдается во всем объеме шариков, а чаще присуща лишь внешней их части, иногда незначительной. Концентрические слойки группируются в серии, обозначающие прерывистость формирования наслоенных бокситовых оболочек. По оболочкам часто развивается сферолитовая текстура: аморфный глинозем раскристаллизовывается, а коллоидальные фазы перекристаллизовываются в игольчатые минералы, располагающиеся радиально.

Обломочные бокситы и структуры по распространенности не уступают сферо-агрегатным и представлены также всеми гранулометрическими классами. Это — бокситы песчаной, гравийно-дресвяной, щебенчато-галечной и глыбово-валунной структуры, как сортированные, так и разнозернистые, несортированные, мусорные.

Псевдоморфные, или «структурные», бокситы сравнительно редки. Они сохраняют реликты («тени») строения замещенной породы: габбро, амфиболита, порфирита, гранита, песчаника, конгломерата и т. д. Чаще структура первичной породы сохраняется в каолиновом или иллито-смектитовом горизонтах латеритного профиля, но иногда теневые структуры сохраняются и в боксите.

Бокситы не только породы, но и **руды**, и как таковые они особо определяются и классифицируются. Для определения бокситовой руды важны содержания не только Al_2O_3 (не менее 37%, по ГОСТ 972—74 или не менее 28%, как указывает Ю. К. Горецкий), но и кремнезема, серы, кальция, сидерита, железа (составляющих вредные примеси), а также щелочей (полезные примеси). В первую очередь руководствуются кремневым модулем: отношением глинозема к кремнезему (Al_2O_3/SiO_2), который меняется от 2 (низкосортный боксит, используемый лишь в мартеновском процессе) до 30 (высокосортный боксит, например, бокситы Гайаны, содержащие 55—58% Al_2O_3 и всего 1—2% SiO_2).

Согласно «Справочнику по литологии» высший сорт бокситов Б-00 должен содержать ≥ 50% Al_2O_3 при кремневом модуле >12 [39]; наинизший сорт Б-6 соответственно >37% и > 2. Содержание серы при этом должно быть ≤ 0,2, а P_2O_5 ≤ 0,6%. Для производства глинозема идет еще более низкий сорт бокситов (Al_2O_3 ≥ 28%), но с большим кремневым модулем (≥ 4,6).

Еще А. Лаппаран в 1930 г. к бокситам относил породы с Al_2O_3 ≥ 40%, Fe_2O_3 ≤ 30% и Al_2O_3/SiO_2 ≥ 1. Следует заметить, что кремневый модуль около 1, точнее 0,87, соответствует молекулярному соотношению глинозема и кремнезема в каолините. Чаще всего превышение 0,87 означает присутствие свободного глинозема. По кремневому или глиноземному модулю А. Лаппаран выделял бокситы высокоглиноземистые (>20%), глиноземистые (20—10), кремнистые (10—4) и высококремнистые (4—1); по содержанию Fe_2O_3 — многожелезистые (>25%), железистые (25—10) и маложелезистые (< 10). По преобладанию определенного минерала он выделял четыре типа бокситов: диаспоровый, бёмитовый, гиббситовый и каолинитовый (Al_2O_3 каолинита также извлекался и присоединялся к свободному глинозему).

Хотя единая, основанная как на минеральном составе, так и на структуре, петрографическая классификация аллитов, или бокситов не разработана (из-за невыразительности первого признака), попытки ее создания не должны прекращаться. В этом русле и следует рассматривать и предложенную ниже схему (табл. VII-14).

Полное название петротипов должно состоять из прилагательного, отражающего структуру аллита, и существительного, отражающего состав. В реальных аллитах состав обычно не мономинеральный, здесь очевидны смеси, большей частью отражающие стадиальные преобразования аллитового вещества и реже механическое смешение. Большинство аллитов также полиструктурны (аморфно-коллоидальные, коллоидально-микрокристаллические и т. д.).

В работе Г. И. Бушинского [12] приведены классификации бокситов А. К. Белоусова (1940 г.), Е. В. Рожковой и М. В. Соболевой (1947 г.), Д. Бордотти (1963 г.), С. И. Бенеславского (1963 г.), и других. Е. В. Рожкова и М. В. Соболева [33], в частности, выделили следующие минеральные виды бокситов:

I. Бокситы, содержащие моногидратный глинозем
- Диаспоровые
- Бёмит-диаспоровые (с преобладанием диаспора)
- Каолинит-диаспоровые
- Хлорит-диаспоровые
- Бёмитовые
- Каолинит-бёмитовые

II. Бокситы, содержащие тригидратный глинозем
- Гиббситовые (каменистые и рыхлые)
- Каолинит-гиббситовые (рыхлые и глинистые)
- Галлуазит-гиббситовые
- Аллофан-гиббситовые

III. Бокситы, содержащие моно- и тригидратный глинозем
- Гиббсит-бёмитовые

Из классификаций, рекомендованных Г. И. Бушинским [12], две представляют наибольший интерес. Первая (табл. VII-15) является литологической и рассматривает аллиты как составную часть ряда, включающего также гидрооксиды железа и глинистые минералы. Вторая классификация бокситов — промышленная (табл. VII-16), отражает их сортность и технологические аспекты переработки, зависящие от качества бокситов. В

Таблица VII-14

Классификация аллитов по минеральному составу и степени их кристалличности

Минералы	Структуры по степени кристалличности		
	Аморфная	Полукристаллическая	Полнокристаллическая
Алюмогель	1. Алюмогелитовые (алюмогелитолиты)	—	—
Гиббсит	2 ?	3. Коллоидально-гиббситовые (гиббситолиты)	4 ?
Бёмит	5 ?	6. Коллоидально-бёмитовые (бёмитолиты)	7 ?
Диаспор	—	8. Коллоидально-диаспоровые (диаспоролиты)	9. Микрокристаллически-диаспоровые
Корунд	—	10 ?	11. Крупнокристаллически-корундовые (корундолиты) (метаморфизованные аллиты)

Примечания. 1. Поля со знаком вопроса — возможные, но малораспространенные петротипы. 2. Прочерк означает отсутствие петротипа.

Таблица VII-15

Литологическая классификация аллитовых и аллитистых пород [12]

Порода	Аллитовые минералы, %	Оксиды и гидрооксиды Fe, %	Глинистые минералы, %
Аллит (богатый)	> 90	< 10	< 10
» глинисто-железистый	> 70—90	< 30	< 30
» железистый	> 70—90	10—30	< 10
» глинистый	> 70—90	< 10	10—30
» сильножелезистый	> 50—70	30—50	< 30
» сильноглинистый	> 50—70	< 30	30—50
Глинисто-железистая аллитистая порода	< 50	< 50	< 50
Железняк аллитистый	< 50	> 50	< 50
Глина аллитистая	< 50	< 50	> 50
Аллитисто-железистая порода	< 50	10—50	< 10
Аллитисто-глинистая порода	< 50	< 10	10—50

зависимости от способа переработки — байеровского, спекательного или других — выделяются одноименные сорта бокситов. Применение того или иного метода определяется содержанием глинозема, вредных примесей, кремневым модулем и минералогическим типом бокситов. Технические условия на боксит в СССР, а теперь, по-видимому, и в России нормированы госстандартами.

Г. И. Бушинским [12, с. 210—211] разработана также генетическая классификация бокситов, точнее их месторождений, в которой намечены все возможные генетические типы аллитов (бокситов), включая месторождения проблематичные и маловероятного генезиса (вулканогенно-осадочные, сульфидного метасоматоза). В несколько видоизмененном виде классифи-

Таблица VII-16

Промышленная классификация бокситов [12]

Сорт	Температура обработки, °С	Содержание Al_2O_3, %	Модуль $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	Вредные примеси, %	Минералогический тип	Месторождения, страна, район
Байеровский	100—105	> 46	> 6	CO_2<0,2; S<0,2	Гиббситовый маложелезистый	Гвиана, Индия
		> 28	> 4		Гиббситовый железистый	Ямайка, Гвинея, Гана, Югославия (Истрия)
Байеровский (автоклавный)	200—220	> 50	> 7	CO_2<1,3; S<1,0	Гиббситовый с бёмитом	Ямайка, Франция (Прованс), Югославия (Далмация), Венгрия
					Бёмитовый	Венгрия, Греция, Югославия (Черногория)
	230				Диаспоровый	Россия (Северный Урал), Франция (Пиренеи), Греция
Спекательный	1200—1300	> 28	> 4	CO_2 = 1,3÷10	Гиббситовый с каолинитом	Казахстан (Аркалык, Тургайский прогиб), Россия (Енисейский кряж)
		> 40	2,6—7,0	S<1,0	Гиббситовый или диаспоровый с каолинитом	Россия (Салаир), Средняя Азия, Греция (Наксос)
				S = 1÷10	Пиритный	Многие районы
Мартеновский (флюсовый)	1700	> 37	> 2,1	S<0,2; P_2O_5<0,6	Смешанный (разный)	То же
Абразивный	2000	> 50	> 9	CaO<8	То же	»
Огнеупорный (муллитовый)	1500	> 37	> 5	CaO<1,5; S<0,5; F_2O_3<4,0	»	»
Цементный	1400	> 46	> 6	S<0,5	»	»

кация Г. И. Бушинского приведена в табл. VII-17. Подавляющая часть (вероятно, до 99 %) бокситов относится к двум крупным генетическим типам: латеритным корам выветривания и продуктам их недалекого перемещения.

VII-4. МАЛЫЕ ОКСИДНЫЕ ПОРОДЫ — ПОЛИОКСИДОЛИТЫ

Кроме главных оксидно-гидрооксидных пород, сложенных соединениями железа, марганца и алюминия, существует, хотя и немногочисленная, группа малораспространенных пород, образованных минералами хрома, титана, ванадия и других элементов (табл. VII-18). Если содержание какого-либо

Таблица VII-17

Генетическая классификация (генетические типы) аллитов (бокситов)

Ряд	Группа	Подгруппа	Вид (генетический тип)
Элювиальный—латеритный	Хемоэлювий	Метасоматиты (псевдоморфные по структуре)	(Панцири) Хемоэлювий s. str.
		Внутреннего перераспределения	Панцири Хемоэлювий s. str.
	Механоэлювий (перлювий)	Горизонты конденсации при перемыве бокситов разных типов и в разных условиях	
Седиментационный	Механогенные	Коллювиальные	Обвальные Осыпные Оползневые Делювиальные
		Аллювиальные	Верховий ручьев и речек Среднего течения
		Тиховодные	Карстовые Болотно-озерные Западинно-шельфовые
	Хемогенные	При сернокислотном выветривании Гидротермальные (?)	Отложения ручьев типа р. Снейк (США, Скалистые горы) Кратерные озера, ручьи
Метаморфогенный			Разных первичных типов

Таблица VII-18

Оксидные минипороды и минируды осадочного генезиса

Металл	Основные минералы	Генетические и литологические типы
Хром	Магнохромит (Mg, Fe) Cr_2O_3 (Cr_2O_3 — 68 %)	Россыпи элювиальные
Титан	Рутил TiO_2 (Ti — 60%)	Россыпи морские
Ильменит	Ильменит $FeTiO_3$ (Ti — 31,6 %)	
Ванадий	Карнотит $K_2U_2(VO_4)_2O_4 \cdot 3H_2O$ (V_2O_5 — 20 %, UO_3 — 63 %) Ванадинит $Pb_5(VO_4)_3Cl$ (V_2O_5 — 19 %) Деклуазит $(ZnCu)Pb(VO_4)OH$ (V_2O_5 — до 23 %)	Коры выветривания Pb—Zn-руд; инфильтрационные — в песчаниках; ванадиеносные сланцы; биохимические и сорбционные
Кобальт Никель	Асболан $m(Co, Ni)O_2 \cdot nMnO_2 \cdot qH_2O$	Кора выветривания серпентинитов; ЖМК океанов
Олово	Касситерит SnO_2 (Sn — 78, 62 %)	Россыпи элювиальные, делювиальные, аллювиальные, прибрежно-морские и озерные
Уран	Уранинит (U, Th)O_2 (U — до 88 %) Настуран $UO_2 \cdot UO_3$ (U — до 86 %) Урановые черни $UO_{2,7}$ (U — до 81 %) Тюямунит $CaO \cdot 2UO_3 \cdot V_2O_5 \cdot 2H_2O$	Гидротермальные, инфильтрационные элювиальные, глубинной циркуляции вод, сорбционные органикой, фосфоритами, россыпи

из них превышает 50% по объему, порода относится к классу, соответствующему преобладающему минералу. Так выделяются магнохромитолиты, ильменитолиты и др.

Кроме пород, номенклатурно вписывающихся в общую систематику по принятым правилам, в природе существуют породы с более низким, чем 50%, содержанием оксидных минералов, которые относятся к рудам, если целесообразно их использование. Из табл. VII-18 видно, что многие руды данной группы представлены россыпями, т. е. зернистыми обломочными отложениями, которые мы уже рассматривали выше (см. гл. III) и причисляли к адъюнктивно-минеральной группе зернистых пород, в частности псаммитолитов. Если же последовательно придерживаться выбранного принципа систематизирования, принимая за признак первого порядка — состав, а не структуру, то, очевидно, эти породы правильнее рассматривать именно в данном параграфе.

В структурной классификации оксидных пород выделяются землистые пелитоморфные и зернистые классы или группы. Господствующие в ванадиевых, кобальтовых, никелевых и особенно урановых рудах пелитоморфные, визуально незернистые структуры охватывают аморфные, микролитовые и микрокристаллические виды, нередко микросферо-агрегатные.

Часто они, будучи рассеянной примесью, структурно не выражены. Кристаллические структуры характерны для хромитов, титановых минералов и касситерита — это обломочные, россыпные породы песчаной размерности. Кристаллическая структура — чешуйчатая или гранокристаллическая — свойственна древним урановым рудам, которые нередко переоткладывались, т. е. приобретали обломочную, песчаную, гравийно-дресвяную и галечно-щебенчатую структуры.

Малые оксидные образования изредка создают тела породного уровня (слои, линзы, гнезда, жилы и другие выполнения пустот и конкреции), но чаще они рассеяны в других породах как минеральная примесь либо не образуют собственных минералов, а входят в решетку других, либо просто адсорбируются гелями железа, марганца, глинистым и органическим веществом. Важнейшим оценочным критерием полиоксидолитов являются их промышленные качества.

Хромитолиты для металлургической промышленности должны содержать 37—40 % Cr_2O_3 при соотношении $Cr_2O_3/FeO > 2,5$ (в магнохромитолитах оно 3—4). Но выгодно разрабатывать и бедные руды с содержанием Cr_2O_3 = 12 %, если из них могут быть получены пригодные концентраты. Для производства огнеупоров и в химической промышленности используют руды с 32—35 % Cr_2O_3 и с Cr_2O_3/FeO не ниже 2.

Кондиционными на титан являются россыпи с содержанием более 20 кг/т в пересчете на условный ильменит. Современные россыпи по берегам морей Австралии, Индии, Цейлона, Бразилии, США — пески с ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом и другими минералами, которые образуют прослои (5—50 см) естественных концентратов (это уже ильменитовая рутиловая и т. д. или смешанная адъюнктивно-минеральная порода) в светло-серых песках, также разрабатываются как богатые россыпи. Ископаемые россыпи с ильменитом, лейкоксеном и рутилом рудных концентраций известны на Украинском массиве, в Казахстане и Австралии. Россыпные титановые месторождения классифицируются по запасам диоксида титана как очень крупные (>5000 тыс. т), крупные (5000—500), средние (500—50) и мелкие (50—25).

Рудные содержания ванадия формируются вместе с двухвалентным железом (в магнетите) и титаном. В окислительных условиях в виде легкоподвижного четырехвалентного аниона ванадий обогащает глинистые минералы (входя в их состав), гидрооксиды Al и Fe, при окислении полиметаллических руд образует концентрации ванадатов Pb, Zn, Cu, U и др. Ванадий концентрируется с углями, горючими сланцами, битумами,

асфальтами, нефтями. Кондиции для ванадия низкие: десятые доли процента (из осадочных Fe-руд, фосфоритов, бокситов, глин, золы углей и горючих сланцев) и даже 0,03% — при извлечении из нефти. Хотя ванадий практически не образует собственных пород, он обогащает диктионемовые (ордовик Прибалтики) и другие черные и бурые битуминозные сланцы (средний кембрий Казахстана, пермская формация Фосфория в Скалистых горах США). Например, в хр. Каратау ($Є_2$ Казахстана) в темных глинистых сланцах с содержанием $C_{орг.}$ 2—18% ванадия 1—2%. Промышленные горизонты в среднем содержат 1% V_2O_5; 0,02% Mo; до 0,5% Zn; 0,05—0,1% Pb; 0,1—0,2% Cu и меньше Mn, As, Ni, Ag.

Никель может добываться из оксидов и силикатов кор выветривания ультрабазитов, из золы каменных углей, содержащих его до 78 кг/т, а также из асболанов и других гидрооксидных марганцевых минералов ЖМК океанов. Вместе с никелем из кор выветривания добывают и кобальт. Их кондиции — сотые доли процента.

Олово добывается главным образом из касситеритовых россыпей элювия, делювия, аллювия, озерных и морских отложений. При гидравлической разработке предельное содержание касситерита 300 г/м^3 (т. е. сотые доли процента), а при дражной — 200 (при подземной — 800—850 г/м^3, но выемочная мощность должна превышать 1,6 м).

Уран в основном добывается из уранинита и других оксидных минералов, хотя практическое значение имеют около 100 урановых и ураносодержащих минералов и пород типа торфа, угля, фосфоритов, лимонитов, псиломеланов. Минимальное содержание урана в простых рудах около 0,1%, в очень крупных месторождениях — 0,05%, а при попутном извлечении с другими полезными компонентами — первые сотые доли процента. 90% урана добывается из осадочных и низкотемпературных близповерхностных, а также из внутрикоровых стратиформных месторождений, связанных с циркуляцией подземных вод. В группе чисто экзогенных руд инфильтрационные занимают ведущее положение, а из них — осажденные из грунтовых и глубоких подземных вод на восстановительных геохимических барьерах — растительных остатках, углях, битумах и т. д.

ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ ПО ФЕРРИТОЛИТАМ, МАНГАНОЛИТАМ И АЛЛИТАМ

АЛЛИТЫ — экзогенные (осадочные, включая и элювиальные) породы, больше чем наполовину состоящие из глиноземных минералов. Синонимы — глиноземные, или алюминиевые, породы, и бокситы. Расширительное понимание аллитов как пород с любым, тем более малым содержанием свободного глинозема нецелесообразно.

АЛЮМОГЕЛЬ (или АЛЮМОГЕЛИТ) — аморфный водный глиноземный минерал, один из основных в молодых бокситах. Синоним — спорогелит.

АЛЮМОГЕЛИТОЛИТ (или СПОРОГЕЛИТОЛИТ) — боксит существенно алюмогелевого состава.

АПО — частица, обозначающая «по» при метаморфическом и ином преобразовании состава и структуры породы, например «апоседиментиты», «апоэкзолиты» — метаморфиты, возникшие по осадочным породам.

БЕССТРУКТУРНЫЙ ФЕРРИТОЛИТ — железная порода без видимой при данном увеличении зернистости или иной неоднородности, т. е. его структура «сплошная», «плотная».

БОБОВАЯ СТРУКТУРА — вид сферо-агрегатной структуры с размером сферо-агрегатов-бобовин 5—20 мм.

БОКСИТЫ — экзогенные (осадочные, включая и элювиальные) породы, больше чем наполовину состоящие из глиноземных минералов. Синоним — аллиты. Бокситы как руда допускают иные нормы содержания глинозема, как больше, так и меньше 50%.

ВАДЫ — землистые черные смеси гидроманганитов, вернадита и манганогелей, аналогичны лимонитам, распространены широко в рудах Mn.

ГАЛЬМИРОЛИТИЧЕСКИЕ ФЕРРИТОЛИТЫ — железные породы и руды подводного выветривания.

ГИДРОТЕРМОЛИТЫ — осадки и породы гидротермного генезиса, возникающие на месте (вулканический элювий) из пропаренных гидротермальными растворами вулканических и других пород или в ручьях (лимонитовые каскады), реках и иных путях миграции как гидротермные осадки и отложения.

ГНЕЗДОВАЯ СТРУКТУРА — макроструктура породы или руды, неоднородность («зернистость») которой обусловлена гнездами, жеодами, пятнами и тому подобными первичными или вторичными пустотами, могущими быть заполненными веществом того или иного состава. Разновидности — кавернозная, окончатая, жеодовая порода, руда или структура.

ЖЕЛЕЗНЫЕ ПОРОДЫ И РУДЫ — см. ферритолиты, более чем наполовину сложенные железными минералами (породы) или содержащие столько железа, сколько делает их выгодными для промышленной разработки при данной технологии (руды).

ЖМК — железо-марганцевые конкреции, а также корки (панцири) — полигидроманганитовые гальмиролитические образования красных эвпелагических глин, содержат промышленные Co, Ni, Cu.

ИЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РУДЫ И ПОРОДЫ — образования, возникшие при вмывании (от лат. иллювиум — вмываю) сверху подвижных продуктов выветривания и залегающие в среднем или нижнем горизонте его профиля, реже — в подстилающей породе.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ РУДЫ или ПОРОДЫ — образования, возникшие при нисходящем перемещении подвижных компонентов в растворенном или суспензионно — и более грубодисперсном виде; близки к иллювиальным образованиям; почти всегда связаны с выветриванием, составляют кору выветривания, залегают обычно в остаточных, элювиальных образованиях, например в каолинах, и, как правило, являются подтипом элювия в широком понимании.

КАВЕРНОЗНАЯ СТРУКТУРА — макроструктура, выраженная кавернами — пустыми или заполненными рудным и другим веществом.

КЕРЧЕНИТЫ — феррифосфатные аморфные, полукристаллические и кристаллические минералы железных руд и фосфоритов, залегающие в виде рассеянных включений, гнезд или линз — керченитолитов.

КОЛЛОФЕРРИТОЛИТЫ — железные породы, сложенные ферриоксидными минералами коллоидальной (кристаллитовой) структуры.

КОМКОВАЯ СТРУКТУРА — микро- и макроструктура, выраженная комками или сгустками (сгустковая структура), нечетко отделенными от межкомкового вещества — цемента.

КСЕНОМОРФНАЯ СТРУКТУРА — микро- и макроструктура, унаследованная от первичной, материнской, замещенной породы. Синоним — псевдоморфная структура.

КСЕНОМОРФНЫЕ БОКСИТЫ — бокситы с чужой, замещаемой ими при выветривании структурой (базальтовой, гранитной, песчаной и т. д.). Синоним — псевдоморфная структура.

ЛАТЕРИТ (от лат. «латер» — кирпич). — 1) красная непластичная аллито-ферритная порода, формирующаяся во влажных тропиках в верхнем горизонте коры выветривания, получившей от нее название латеритной; 2) железная порода с преобладанием ферриоксидов над глиноземными минералами; 3) тропическая кора выветривания в целом или только ее верхняя рудная (Al, Fe) зона.

ЛЕПТОХЛОРИТЫ — магнезиально-железистые (хлоритовые) микрочешуйчатые минералы многих руд (например, керченских, юрских, тюрингских и др.): шамозиты, тюрингит, делессит, пеннантит, гониерит и др., отличающиеся от настоящих хлоритов меньшей кристалличностью и повышенным содержанием железа. Термин устаревает, тюрингит и некоторые минералы относятся к серпентинам, шамозит и некоторые другие — к хлоритам.

ЛИМНИТ (от греч. «лимнос» — болото, озеро) — ферритриоксидный аморфный (тогда это ферригель или его разновидность) или кристаллитовый минерал, один из основных в современных осадках и молодых рудах

ЛИМОНИТЫ — смесь гидроферриоксидных минералов, т. е. надминеральное (но еще не породное) понятие; термин удобен для обозначения всех ферригидрооксидных накоплений.

ЛИМОНИТОЛИТЫ — железные породы и руды лимонитового (гидроферро-ферриоксидного) состава, имеющие землистый, реже афанитовый стекловатый вид.

ЛИМОНИТОВЫЕ КАСКАДЫ — гидротермные отложения в ручьях, дренирующих склоны вулканов и сульфатарно-фумаррольные поля.

МЕТАСОМАТИТЫ — породы метасоматического генезиса, образовавшиеся при замещении осадков или пород иного состава, экзогенные (экзометасоматиты) и эндогенные (эндометасоматиты, или катаметасоматиты).

МИКРОСТРУКТУРЫ — структуры, зернистость которых различается под световым микроскопом, ее размерность 0,05—0,0001 или даже до 0,0005—0,0001 мм.

МОДУЛЬ КРЕМНЕВЫЙ (или КРЕМНИЕВЫЙ) — отношение глинозема к кремнезему в бокситах, показатель количества вредной примеси — кремнезема. Тот же модуль можно называть и глиноземным, если оперировать содержанием глинозема.

ООЛИТОВАЯ СТРУКТУРА — макро- и микроструктура, выраженная концентрически-слоистыми (хотя бы во внешней части) шариками икряного размера (2—0,01 мм и мельче). Синоним — икряная структура и порода.

ОСТАТОЧНЫЕ РУДЫ И ПОРОДЫ — оставшиеся на месте образования при выветривании.

ПАНЦИРИ ЖЕЛЕЗНЫЕ — крепкие надкоровые (над корой выветривания) железные гидрогётит-гётитового состава породы (феррикреты, феррикирассы), сформировавшиеся в основном капиллярно-поднимающимися при испарении грунтовыми водами с растворенными ферриоксидами. Их разновидности — «пустынный загар», подводные панцири.

ПЕРЛЮВИЙ — МЕХАНОЭЛЮВИЙ — остаточные накопления глубокого или тяжелого материала перемыва или перевевания рыхлого осадка: оолитов, желваков, конкреций, раковин и т. д. Синоним — горизонты конденсации.

ПСЕВДОМОРФНЫЕ БОКСИТЫ — бокситы со структурой замещенной, бокситизированной породы (базальт, гнейс и т. д.), по которой происходит образование псевдоморфоз. Синоним — ксеноморфные бокситы.

РОССЫПИ — остаточные после перемывания или перевеивания тяжелые рудные минералы: магнетитовые, титаномагнетитовые, ильменитовые и др. Многие из россыпей, материал которых не испытал значительного горизонтального перемещения, можно считать перлювием, другие — механогенными волновыми или флювиальными отложениями.

СТОЛБЧАТАЯ СТРУКТУРА — микро- и макроструктура, выраженная вертикальными или радиально направленными столбиками (от долей миллиметра до многих метров) с тончайшей слоистостью облекания столбиков. Характерна для элювиальных, пещерных и конкреционных ферритолитов.

ФЕРРИГЕЛЬ, ФЕРРИГЕЛИТ — аморфные водные оксидные минералы железа с переменным количеством воды, нередко называемые лимонитом, генетически различные: хемо- и био(бактериально)седиментационные, элювиальные (наземные и подводные, экзогенные и гидротермные) и диагенетические.

ФЕРРИГЕЛИТОЛИТЫ — железные породы ферригелевого состава.

ФЕРРОКСИГИТ — гидрооксидный коллоидальный или аморфный железный минерал молодых осадков и руд, железо-марганцевых конкреций и латеритов.

ЭКЗОЛИТЫ — экзогенные породы — общее название осадочных пород, как собственно осадочных (точнее, седиментационных), так и элювиальных и иных вторичных, метасоматических, не формировавшихся как осадки. Синоним — седилиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авалиани Г. А.* Генетические типы марганцевых месторождений Грузии.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., Наука, 1967, с. 225—237.
2. *Андрущенко П. Ф.* Минералогия марганцевых руд Полуночного месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1951. 98 с. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 150).
3. *Баранова Н. М., Басс Ю. Б., Богданович В. В.* и др. Никопольский марганцево-рудный бассейн. М., Недра, 1964. 535 с.
4. *Бардотти Д.* Карстовые бокситы. М., Мир, 1981. 455 с.
5. *Беляев В. В.* Минералогия и генезис бокситов Южного Тимана. Л., Наука, 1974. 183 с.
6. *Бенеславский С. И.* Минералогия бокситов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 170 с.
7. *Бетехтин А. Г.* Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946а. 315 с.
8. *Бетехтин А. Г.* Марганец.— В кн.: Курс месторождений полезных ископаемых/А. Г. Бетехтин и др. М.—Л., Гостоптехиздат, 1946б, с. 122—136.
9. *Богданович К. И.* Рудные месторождения. Т. 1. СПб., СПбУ, 1912. 293 с.
10. *Бокситы*/Под ред. Н. И. Орловой. М., Недра, 1980. 227 с.
11. *Бокситы*, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958. 488 с.
12. *Бушинский Г. И.* Геология бокситов. 1-е изд. М., Недра, 1971. 368 с.; 2-е изд. М., Недра, 1975. 415 с.
13. *Валетон И.* Бокситы. М., Мир, 1974. 213 с.
14. *Варенцов И. М., Рахманов В. П.* Месторождения марганца.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., Недра, 1978, с. 112—171.
15. *Гаврилов А. А.* Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М., Недра, 1972. 216 с.
16. *Горецкий Ю. К.* Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М., 1960. 257 с (Тр. ВИМС. Нов. сер., вып. 5).
17. *Грязнов В. И.* Типы и разновидности марганцевых руд. Описания минералов рудного пласта. Генезис марганцевых руд.— В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. М., Недра, 1964, с. 170—284.
18. *Железомарганцевые* конкреции Тихого океана. М., Наука, 1976. 301 с.
19. *Железомарганцевые* конкреции Мирового океана. М., Недра, 1984. 175 с.
20. *Каржавин Н. А.* Красная Шапочка. М., Недра, 1975. 158 с.
21. *Керченский* железорудный бассейн. М., Недра, 1967. 573 с.
22. *Кривцов А. И.* Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. В 2 ч. Л., Недра, 1967—1969. ч. 1. 1967. 357 с.; ч. 2. 1969. 327 с.
23. *Кривцов А. И.* Домезозойские бокситы СССР. Л., Недра, 1973. 382 с.
24. *Кротов Б. П.* Генетическая классификация гипергенных рудных месторождений.— ДАН СССР, 1953, т. 93, № 2, с. 335—338.
25. *Михайлов Б. М.* Железистые породы и железные руды.— В кн.: Справочник по литологии. М., Недра, 1983, с. 196—201.
26. *Михайлов Б. М.* Марганцовистые породы и марганцевые руды. Там же. 1983, с. 189—196.
27. *Михайлов Б. М.* Рудоносные коры выветривания. Л., Недра, 1986. 238 с.
28. *Момджи Г. С.* (ред.) Геологические основы и оценка железорудных месторождений. М., изд. ВИМС, 1977. 144 с.
29. *Новиков В. М.* Латеритные и осадочные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. М., Наука, 1980. 135 с.

30. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Т. 3. Таблицы. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. 63 табл.
31. *Пустовалов Л. В.* Краткая характеристика главнейших типов осадочных железных руд.— В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 17—33.
32. *Рабинович С. Д.* Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М., Недра, 1971. 262 с.
33. *Рожкова Е. В., Соболева М. В.* Химико-минералогическая классификация бокситов месторождений СССР.— Сов. геология, 1947, № 23, с. 54—77.
34. *Свитальский Н. И.* Курс рудных месторождений. Т. II. Месторождения выветривания, осадочные и метаморфические. М.—Л., Госнаучтехгорногеолнефтиздат, 1933. 167 с.
35. *Сердюченко Д. П., Глебов А. В.* Железо.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. Черные металлы. Цветные легкие металлы. М., Наука, 1964, с. 18—99.
36. *Сердюченко Л. П., Яницкий А. Л.* Осадочные железистые породы и железные руды.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 234—242.
37. *Скорнякова Н. С., Свальнов В. Н., Мурдмаа И. О.* и др. Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М., Наука, 1989. 223 с.
38. *Соколов Г. А., Григорьев В. М.* Месторождения железа.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. I. М., Недра, 1978, с. 100—111.
39. *Справочник* по литологии. М., Недра, 1983. 509 с.
40. *Старостина З. М.* Сидеритовая формация рифея западного склона Южного Урала. М., 1962. 106 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 7).
41. *Страхов Н. М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 266 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73).
42. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. В 3 т. М., Наука, 1960—1962. Т. 1. 1960. 212 с.; Т. 2. 1960. 574 с.; Т. 3. 1962. 550 с.
43. *Суслов А. Т.* Марганец.— В кн.: Металлы в осадочных породах. М., Наука, 1964, с. 100—170.
44. *Татаринов П. М.* и др. Курс месторождений твердых полезных ископаемых. Л., Недра, 1975. 631 с.
45. *Текстуры* и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.
46. *Усов М. А.* Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933. 87 с.
47. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., 1973. 167 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 250).
48. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993. 430 с.
49. *Ходак Ю. А., Рахманов В. П., Ерощев-Шак В. А.* Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1966. 107 с.
50. *Чиатурское* месторождение марганца/Ред. А. Г. Бетехтин. М., Недра, 1964. 244 с.
51. *Чудаев О. В.* Минералы марганца.— В кн.: Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М., Наука, 1986, с. 185—191.
52. *Шнюков Е. Ф., Белодед Р. М., Цемко В. П.* Полезные ископаемые Мирового океана. Киев, Наук. думка, 1979. 254 с.

Глава VIII. НАДКЛАСС ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ — ФОСФАТОЛИТЫ И ФОСФОРИТЫ

Классификации фосфатных пород многочисленны, но в подавляющем большинстве они генетические или смешанные и поэтому эклектические — литолого-генетические, а также промышленно-экономические, т. е. являющиеся классификациями руд как полезных ископаемых. Поэтому прежде всего необходимо разделить фосфатные образования на породы и руды. Собственно фосфатные породы — это осадочные образования, более чем на 50% сложенные фосфатными минералами или в пересчете на фосфорный ангидрит содержащие P_2O_5 более 19,5%. Выдерживая общий принцип наименований, их следует называть *фосфатолитами* или *фосфоролитами*. Другое общепринятое название — *фосфорит* — обычно применяют к породам, содержащим P_2O_5 в меньших количествах (начиная от 5%) и являющимися рудой на фосфор, если их выгодно разрабатывать, т. е. если они допускают сравнительно легкое обогащение. Фосфориты, таким образом,— это фосфорные руды, по существу являющиеся как фосфатолитами, так и песчаными, глинистыми, карбонатными, кремниевыми и другими породами. Изложенные ниже классификации являются по содержанию классификациями фосфоритов, так как накопленные в литературе сведения

освещают именно эти породы, а не фосфатолиты в петрографическом понимании, информация о которых разрозненна и не отделена от материалов по фосфатным породам и рудам в целом.

Фосфориты в минералогическом смысле образуют две неравнозначные группы. Обычно, называя фосфориты, имеют в виду породы, образованные минералами группы апатита, хотя кроме них существуют другие фосфатные породы, сложенные редкими минералами — брушитом, вивианитом, вавелитом и другими,— образующими экзотические породы, объединенные нами в группу малых фосфатолитов или полифосфатолитов (полифосфоролитов).

VIII-1. ФОСФОРИТЫ И ФОСФАТОЛИТЫ СОБСТВЕННО — АПАТИТОВЫЕ ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ

Образованы минералами группы апатита или более сложными компонентами, включающими эти минералы — створками беззамковых брахиопод, раковинами моллюсков и других беспозвоночных, костями рыб и других позвоночных, конкрециями и обломками более древних фосфоритов — фосфатными литокластами. Главные породообразующие минералы фосфоритов — кальциевые фосфаты, кальциофосфаты из подгруппы фторапатита: аморфные, объединенные общим названием «коллофон», скрытокристаллические («полукристаллические») кристаллитокальциофосфаты и, наконец, кристаллический («полнокристаллический») фторапатит $Ca_{10}P_6O_{24}F_2$ или его разновидности с частичным замещением F на OH и Cl — $Ca_{10}P_6O_{24}(OH, F, Cl)_2$ — фтор-хлор-гидроксилапатит.

Вторая подгруппа минералов группы апатита — карбонатапатиты, в которых фосфат-ион PO^{3-}_4 частично замещен карбонат-ионом. Наиболее распространенным минералом этой подгруппы является франколит $Ca_{10}P_{5,2}C_{0,8}O_{24}F(OH)$ или его высококарбонатная разновидность, названная Г. И. Бушинским [3] курскитом — $Ca_{10}P_{4,8}C_{1,2}O_{24}F(OH)$. Ю. Н. Занин для классификации минералов группы апатита использовал отношения CO_2/P_2O_5 и F/P_2O_5 (табл. VIII-1).

Фосфатные минералы чаще всего плохо раскристаллизованы, оптически невыразительны, близки друг к другу и обычно образуют тончайшие смеси, что сильно затрудняет использование минерального состава для классификации фосфатных пород. Поэтому основные петрографические классификации фосфоритов — структурные. Однако и этот принцип выдерживался редко, и главным отступлением от логики и четкости было введение генетического признака: тектонической позиции (фосфориты платформенные, геосинклинальные и др.), способа накопления, позволяющего выделять генетические типы фосфоритов, или условий, обстановок формирования, по которым выделялись фациальные типы фосфоритов. По нашему мнению, по этим признакам должны строиться самостоятельные классификации [30, 31]. Кроме того, деление фосфоритов на геосинклинальные и платформенные неверно по существу: фосфориты образуются при самом пассивном, сугубо «платформенном» режиме (и это выражается ничтожной мощностью вмещающих формаций (обычно немногие десятки метров), а если месторождения оказываются внутри подвижных складчатых поясов, то они обозначают устойчивые, платформенные структуры или соответствующие стадии развития этих поясов. Активный тектонический режим, сильный вулканизм и большие скорости осадконакопления противопоказаны формированию фосфоритов.

Из классификаций фосфоритов наиболее известны созданные Г. И. Бушинским [4], М. С. Швецовым [33], Б. М. Гиммельфарбом [6], Н. А. Красильниковой и Ю. М. Шмельковой [15], А. М. Тушиной [29], В. Л. Либровичем и Л. М. Мызниковой [17], Ю. П. Казанским и А. В. Ваном [14]. Все классификации, за исключением последней (табл. VIII-2), не являются

Таблица VIII-1

Основные минералы группы апатита [9, 10, 11]

CO_2/P_2O_5	Фтор абсолютно преобладает $F/P_2O_5 \geq 0{,}09$	Совместное нахождение фтора и гидроксила $F/P_2O_5 = 0{,}02 \div 0{,}09$	Гидроксил абсолютно преобладает $F/P_2O_5 \leq 0{,}02$
>0,02	1. Карбонатфторапатит. Относительно редок	2. Карбонатгидроксилфторапатит (франколит). Часто встречается 3. (Курскит)	4. Карбонатгидроксилапатит (даллит). Встречается на островах океанов, в пещерах и корах выветривания
<0,02	5. Фторапатит. Редок	6. Гидроксилфторапатит. Редок	7. Гидроксилапатит. Редок (кости, зубы, раковины животных)

Таблица VIII-2

Минерально-петрографическая классификация фосфатных пород [14]

Семейство	Группа	Тип		
		Основной	Сложный	Смешанный
Биоморфные	Раковинная	Ракушняковые Губковые	По размерам раковин	—
	Пеллето-строматолитовая	Пеллетовые	По размерам пеллет	—
		Строматолитовые	—	—
	Костная	Костные	—	—
	Древесно-фосфатная	Фосфатизированная древесина	—	—
Граноморфные	Кальций-фосфатная	Зернистые	—	Вавеллит-фосфатные, FeAl-фосфатные
	Алюмофосфатная	Аугелитовые Паллит-миллситовые Крандаллитовые Вавеллитовые	Крандаллит-миллситовые	
	Железофосфатная	Вивианититы Керченититы Босфорититы	Вивианит-керченитовые и керченито-босфоритовые	
Кластоморфные	Псефитовая	Фосфоритовые брекчии Фосфоритовые галечники Фосфоритовые гравийники	Разнообломочные брекчии, галечники, гравийники	Разнообломочные псефитовые пески и псаммитовые псефиты
	Псаммито-алевритовая	Фосфоритовые пески Монацитовые пески	По размерам обломочных зерен	

выдержанными петрографическими, они эклектичны и в основном базируются на генетических признаках.

Хотя классификация Ю. П. Казанского и А. В. Вана не во всем последовательна (группы выделены то по структуре, то по минеральному составу и поэтому перекрывают друг друга), неудачны некоторые термины (брекчии, конгломераты и т. д. вместо «брекчиевые фосфориты» и т. д.) и включает россыпи, не относящиеся к фосфоритам (монацитовые), тем не менее она может служить основой современной петрографической классификации. Как ценную заготовку для разработки структурной классификации следует рассматривать сделанный Ю. Н. Заниным [12] детальнейший перечень текстурно-структурных типов фосфоритов и их фосфатных компонентов, выделенных на макро-, микро- и ультрамикроскопическом уровнях.

В. Т. Фроловым [31] предложена структурная классификация фосфоритов (табл. VIII-3), дополненная ясно кристаллическими, вероятно апофосфоритовыми метаморфическими апатитовыми породами, изученными М. С. Сахаровой, И. С. Делициным, А. И. Смирновым, Н. И. Юдиным и др. [5, 8, 13, 34—36]. В предлагаемой классификации выделены практически все, кроме малораспространенных псевдоморфных, типы фосфоритов, различимые макроскопически и под световым микроскопом. Ультрамикроскопические структуры у всех или у многих типов фосфоритов почти одинаковы [1, 12, 13] не специфичны для макро- и микротипов и поэтому в классификацию не включены.

Пять иерархических уровней классификации выделяются в обоих структурных надгруппах фосфоритов — в визуально незернистых, пелитоморфных, и визуально яснозернистых, фанероморфных, в которых размер зерен больше 0,05 мм. Каждая надгруппа объединяет по три группы фосфоритов: биоморфные, парабиоморфные (почти биоморфные) и абиоморфные, расчленяющиеся в третьем иерархическом уровне на пять подгрупп в пелитоморфных и на восемь в фанероморфных фосфоритах. Каждая подгруппа в свою очередь подразделяется на моно- и поликомпонентные виды и подвиды.

Впервые в высоком ранге подгруппы выделяются специфические, но широко распространенные фосфориты, состоящие из фосфатизированных копролитов или фосфатизированных биотурбитовых, например нанопланктонных (меловых), илов. Биоморфны в них только форма и размер минеральных агрегатов, «нарезка», или квантирование, которых происходила в кишечнике биофильтраторов или илоедов. Может быть, привьется дающееся здесь им общее название — «парабиоморфные» фосфориты (от греч. «пара» — рядом, возле), обозначающее, что они стоят рядом с биоморфными.

Абиоморфные фосфориты разнообразны, богаты структурными видами, которые в обоих надгруппах имеют много общего: сферо-агрегатные, обломочные и кристаллические структуры в ранге подгруппы или вида. Резко доминируют обломочные фосфориты, особенно песчаной размерности, которые всеми, начиная с Л. Кайё, выделяются как «зернистые» фосфориты — их основной промышленный тип. Обломки в них представлены другими биоморфными фосфоритами, или интракластами известкового ила, так что по компонентам многие обломочные фосфориты биоморфны и биогенны. Зерна часто одеваются оболочками более кристаллического и чистого фосфата, что позволяет называть такие фосфориты оолитовыми или сферолитовыми, хотя в действительности они комбинированные, сложные по структуре. Так что деление фосфоритов на сферо-агрегатные и обломочные во многом условно, и часто реальные породы можно отнести и к тем и к другим — по преобладанию признаков.

Гранулометрическое деление обычное, принятое для обломочных пород [30]. Пизолиты имеют размер гороха (2—5 мм), бобовины крупнее (5—10 мм), а желваки или конкреции — еще крупнее, до 15—20 см. Разница между желваками и конкрециями условна, так как желваки — те же конкреции, только менее обособленные от вмещающей породы (переходы

Таблица VIII-3

Структурная классификация фосфоритов

Надгруппы	Группа	Подгруппа	Вид	Подвид
Визуально незернистый, пелитоморфный и афанитовый	Биоморфные	Монобиокомпонентная	Радиоляриевый Водорослевый Бактериевый Фораминиферовый Спикуловый	Диатомовый, хлорофитовый, кокколитовый, цианофитовый, бактериевый
		Полибиокомпонентная	Различные смеси монокомпонентных	
	Парабиоморфные	Копролитовая	Разный — по биоте	
		Биотурбитовая	То же	
	Абиоморфные	Микронезернистая	Бесструктурный («сплошной») Трещинно-зернистый	
			Микросферо-агрегатный: моно- и полисферо-агрегатный	Микроолитовый—сферолитовый, комковатый—глобулярный
			Микрообломочный (алевритокластовый)	Мономикрообломочный, полимикрообломочный
			Микрогранобластовый метаморфитовый	
Визуально яснозернистый, фанеромерный	Биоморфная	Монобиокомпонентная	Раковинный	Брахиоподо-створковый, аммонитовый, пелициподовый
			Губковый	Вентрикулитовый, спикуловый
			Водорослевый	Строматолитовый, онколитовый
			Костяной	Рыбный, поликостяной
		Полибиокомпонентная	Полираковинный, поливодорослевый, полибиокластовый	
	Парабиоморфная	Копролитовая	Моно- и поликопролитовые	
		Биотурбитовая	Моно- и полибиотурбитовые	
	Абиоморфная	Сферо-агрегатная: моно- и поли-	Оолитовый Сферолитовый Пизолитовый Бобовый Желваковый Конкреционный	Грубо-, крупно-, средне-, мелко- и тонко-
		Парасферо-агрегатная	Колломорный Кавернозный	
		Обломочная (кластовая)	Псефитовый	Брекчиевый, конгломератовый (галечный), конглобрекчиевый
			Гравелито-дресвяный	Дресвяный, гравийный (гравелитовый) и дресвяно-гравийный
			Псаммитовый	Грубо-, крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистый
			Гетерокластовый (разнообломочный)	Смешанные по окатанности, размеру и типу
		Гранобластовая	Метасоматитовый Метаморфитовый	По кристалличности разные

часто постепенные) и менее правильные, часто относимые к полуконкрециям (по А. В. Македонову). Конкреционные фосфориты почти всегда состоят из переотложенных конкреций. Конкреции in situ редко образуют месторождения: конкрециеносность составляет обычно менее 5%. Только их перемывание и сгружение создают рудный пласт.

В зернистых и желваковых фосфоритах фосфатны не только зерна, но часто и цемент, состоящий из фосфата многих генераций, что еще больше усложняет состав фосфоритов. Они обычно гетерокластовые: наряду с окатанными слагаются и угловатыми обломками разных типов и поколений фосфоритов, «обломками в обломках», очень часто несортированными по размеру. Все это свидетельствует о длительности формирования рудных концентраций фосфоритов на месте, без существенного горизонтального перемещения по дну, т. е. в результате чередования фаз гальмиролиза и механического конденсирования [30].

Минералогические классификации фосфоритов разрабатываются [9, 13 и др.], однако неясно, будут ли они рабочими, применяемыми при широких литологических исследованиях, так как не накоплен материал по связи минерального состава с литотипами фосфоритов, которыми оперируют геологи, литологи — ученые и практики. Деление фосфоритов на кальци-, алюмо- и феррифосфатные не имеет большого значения, поскольку, вероятно, 99% всех разрабатываемых фосфоритов — кальцифосфатные.

Прежде чем дать минерально-структурную, или петрографическую, классификацию фосфоритов (табл. VIII-4), надо уточнить некоторые минералогические понятия и термины. Для понятий «аморфные», «скрытокристаллические» и «полнокристаллические» кальцифосфаты предлагаются термины «коллофаны», «кристаллитокальцифосфаты», или «франколиты» в широком смысле (s. l.), и апатиты, точнее фторапатиты (F-апатиты). Возведение «франколита» в ранг группового термина оправдывается его разнообразным и широким химическим составом и практикой понимания его за рубежом. Следовательно, и «коллофан», по Г. И. Бушинскому, аморфная разновидность франколита, может объединять все некристаллические кальцифосфаты и называться «коллофанами», а коллофановые породы — «коллофанолитами», как франколитовые породы — «франколитолитами».

Первый опыт полной петрографической классификации (табл. VIII-4) привел к выделению 49 петротипов фосфоритов, что, конечно условно, так как число их без труда можно увеличить или сократить. Особенно сильно увеличивает число петротипов выделение в качестве самостоятельных диатомовых, кокколитовых, радиоляриевых, фораминиферовых, цианофитовых (строматолитовых и онколитовых), хлорофитовых, бактериальных, брахиоподовых, пелециподовых, аммонитовых и других моллюсковых, губковых, а также разных монокомпонентных или смешанных биоморфных фосфоритов; оолитовых, псевдоолитовых, сферолитовых, бобовых, пизолитовых и других сферо-агрегатных; обломочных разной размерности, формы и сортированности, а также различных метасоматических колломорфных, псевдоморфных (прямо не отмеченных в табл. VIII-4) фосфоритов. Выделение петротипов по каждому из фосфатных минералов, но особенно — по их всевозможным и многочисленным смесям и по нефосфатным примесям еще больше увеличило бы их число.

Пока же можно ограничиться коллофанолитами (поля 1—10) и франколитолитами (11—22) с их разнообразными структурами, более редкими курскитолитами (23—25, в основном биоморфных и сферо-агрегатных структур), даллитолитами (26, 27), становящимися породообразующими преимущественно в конкрециях; гидроксилапатитолитами (28, 29) и гидроксилфторапатитолитами (30, 31), главным образом биоморфными, и просто апатитолитами (фторапатитолитами), преимущественно метаморфогенными (34, 37), но иногда и катаметагенетическими, обычно немономинеральными. Существует не меньшее число двух-, трехкомпонентных смесей и фосфоритов

Таблица VIII-4

Структурно-минеральная (петрографическая) классификация фосфоритов

Минералы		Структуры											
		Незернистые визуально-криптоморфные						Зернистые визуально-фанероморфные					
		Биоморфные	Парабиоморфные	Микронезернистые	Сферо-агрегатные	Обломочные	Микрогранобластовые	Биоморфные	Парабиоморфные	Сферо-агрегатные	Парасферо-агрегатные	Обломочные	Гранобластовые
Коллофаны		1	2	3	4	5	—	6	7	8	9	10	—
Кристаллито-кальцифосфаты или франколиты	Франколит	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	(22)
	Курскит	23+	—	—	24+	—	—	25+	—	+	—	—	—
	Даллит	—	—	—	26+	—	—	—	—	27+	—	—	—
	OH-апатит	28+	—	—	—	—	—	29+	—	—	—	—	—
	OHF-апатит	30+	—	—	—	—	—	31+	—	—	—	—	—
Апатит (F-апатит)		32+	—	—	33+	—	34	35+	—	36+	+	+	37
Алюмофосфаты		—	—	38+	39+	—	40	—	—	41+	42+	43+	+
Феррифосфаты		44+	+	45	46	—	—	47+	+	48+	—+	49+	—

Примечания. 1. Цифрами обозначены реальные или наиболее вероятные петротипы; цифры и знак «плюс» — менее вероятные, но возможные петротипы; знак «плюс» без цифр — менее вероятные типы; прочерк — невозможные типы или составы, о которых ничего неизвестно. 2. Названия петротипов рекомендуется строить на основе минерального состава с добавлением окончания «лит»: «коллофанолит», «франколитолит», «курскитолит», «даллитолит»; «апатитолит», дополненного частью слова «седи-» (осадочный), т. е. можно говорить «седиапатитолит», или «фосфоритоапатитолит», если известна его осадочная природа. Аналогичны названия «алюмофосфатолит», «феррифосфатолит», «аугелитолит», «вивианитолит», «керченитолит» и т. д.

более сложного состава и разнообразной структуры, нередко видимой даже в пределах одного шлифа.

Предлагаемые названия петротипов фосфоритов, выделенных в табл. VIII-4, следующие.

1—10 — ***фосфориты коллофановые***, или ***коллофанолиты:*** *1* — микробиоморфные: а) бактериевые, или бактериеморфные (кокковидные, стрептококковидные, палочковидные и др.), б) цианофитовые, или цианофитоморфные (ультрамикроонколитовые, микроонколитовые, нитевидные и др.), в) хлорофитовые, или хлорофитоморфные, г) диатомовые, д) кокколитовые, е) фораминиферовые, ж) радиоляриевые и др., з) спикуловые, и) полимикробиокомпонентные — множество типов (видов); *2* — парамикробиоморфные: а) копролитовые, или пеллетовые разных типов и размеров; б) микробиотурбитовые, или микроихнитолитовые, моно- и полибиотные; *3* — микронезернистые: а) «сплошные», бесструктурные, б) микротрещинно-зернистые; *4* — микросферо-агрегатные: а) ультрамикроглобулярные, б) микроглобулярные, в) микрокомковатые; г) микроолитовые, д) микросферолитовые, е) микропсевдоолитовые и др.; *5* — микрообломочные, алевритовые разной размерности (0,05—0,001 мм и мельче); *6* — (макро)биоморфные: а) раковинные — «ракушняковые» — 1) брахиоподо-створковые, цельностворковые и створково-кластовые, 2) аммонитовые, 3) пелециподовые; 4) гастроподовые и др., 5) полибиораковинные — ряда типов; б) губковые — 1) вентрикулитовые, 2) полиспонгиевые, 3) спикуловые; в) водорослевые (алгифитовые) — 1) онколитовые, 2) строматолитовые разных видов и др.; г) костяные — 1) рыбные, 2) поликостяные; д) полибиокомпонентные, включающие коралловые и многие другие типы и смеси; *7* — парабиоморфные: а) монокопролитовые, б) поликопролитовые, в) монобиотурбитовые и г) полибиотурбитовые; *8* — сферо-агрегатные: а) сферолитовые, б) оолитовые, в) пизолитовые, г) бобовые, д) желваковые, е) правильноконкреционные, ж) псевдоолитовые, з) комковатые и др.; *9* — парасферо-агрегатные: а) колломорфные, почковидные,

натечные, б) корковые, в) кавернозные; *10* — обломочные (кластоморфные): а) брекчиевые, б) конглобрекчиевые, в) конгломератовые; г) гравелито-дресвяные; д) песчаные (песчаной структуры); е) разнообломочные, несортированные — многих типов.

11—21(22) — фосфориты франколитовые, или франколитолиты: *11* — микробиоморфные многих типов, аиалогичных соответствующим типам коллофанолитов (см. выше); *12* — парамикробиоморфные, также аналогичные соответствующим коллофанолитам; *13* — микронезернистые, но обычно коллоидально-кристаллические (кристаллитовые): а) «сплошные», или бесструктурные под микроскопом, б) микротрещиноватые; *14* — микросферо-агрегатные — типы аналогичны соответствующим коллофанолитам (поле *4*); *15* — микрообломочные — алевритовые и более тонкие; *16* — микрогранобластовые — раскристаллизационные и перекристаллизационные, реже первично-кристаллизационные (из растворов), изометричнокристаллические и удлиненно(волокнистые) кристаллические фибровые, ката-, метагенетические и начально-метаморфические; *17* — макробиоморфные — тех же типов, как и на поле *6*; *18* — парабиоморфные — копролитовые и биотурбитовые (аналогично полю *7*); *19* — сферо-агрегатные, как на поле *8*; *20* — парасферо-агрегатные, как на поле *9*; *21* — обломочные, как на поле *10*; условно *22* — микрогранобластовые, стоящие на грани с кристаллитовыми структурами и из них вызревающие при начальной перекристаллизации.

23—25 — редким фосфорит-курскитовым, или курскитолитам, чаще свойственны биоскелетные (*23* и *25*) и отчасти конкреционные (*24* и макроконкреционные) петротипы.

26 и 27 — фосфориты даллитовые, или даллитолиты, также редки, чаще всего сферо-агрегатные.

28—31 — фосфориты гидроапатитовые (гидроапатитолиты) и гидрофторапатитовые (гидрофторапатитолиты), редкие, наиболее обычно биоморфные.

32—37 — фосфориты фторапатитовые, или фосфорито-фторапатитолиты, перекристаллизационные, обычно гранобластовые изометрично- или удлиненнозернистые, чаще всего метаморфогенные апофосфоритовые с биоморфной (водорослевой и иной), сферо-агрегатной и другой структурами. Редки, в нижнем протерозое встречаются яснокристаллические диопсид-апатитовые породы с примесью других силикатов.

38—43 — фосфориты алюмофосфатные, или алюмофосфатолиты микронезернистые (*38*), глобулярные и другие сферо-агрегатные (*39* и *41*), гранобластовые (*40*) и иные кристаллические в пределах гнезд, колломорфные, кавернозные (*42* и др.), а также обломочные породы, развитые главным образом в корах выветривания фосфатсодержащих карбонатных и силикатных пород.

44—49 — феррифосфатолиты, редко образуют геологические тела породного уровня, но широко распространены среди фосфоритов разного типа, особенно алюмофосфатных, в железных рудах и торфяниках в форме гнезд, жил, прослоев, линз фито- или иных биопсевдоморфоз — часто микронезернистых, сферо-агрегатных и парасферо-агрегатных; реже они обломочные. Бо́льшая часть феррифосфатолитов должна рассматриваться в группе малых пород.

Фосфориты редко бывают мономинеральными, преобладают полифосфатолиты, сочетающие в себе, кроме того, разные структуры. Такие смешанные по составу и структуре породы бесчисленны, между ними существуют совершенно постепенные переходы. Их бессмысленно выделять в качестве петротипов. Эти реальные фосфатные породы могут рассматриваться как *литотипы*, выделяющиеся не только по двум петрографическим признакам (минеральному составу и структуре), но и по текстуре, форме тела, примесям и другим литологическим признакам. Литотипы подводят геолога, с одной стороны, к выделению промышленных типов, а с другой — к расшифровке генетических типов фосфоритов.

Фосфориты часто содержат нефосфатную примесь. Поэтому важно их классифицирование по примесям, схемы которого не сильно разнятся между собой. На основе их обобщения предложена следующая классификация фосфоритов по примесям [31].

А. Чистые (примесей <5%)

Б. Кремнистые (примесей кремневых минералов 5—20%) и сильнокремнистые, или кремниевые (20—50%)

В. Карбонатные: известковистые (5—20%) и известковые (20—50%); доломитистые и доломитовые, сидеритистые и сидеритовые (нормы примесей те же, что и для известняковых)

Г. Глинистые и сильноглинистые

Д. Песчанистые и песчаные (нормы примесей те же): глауконитовые, кварцглауконитовые, кварцевые и реже иные

Е. Углеродистые: битумные, углистые

К литологической тесно примыкает классификация фосфоритов по форме тела или по форме залегания, обобщенный вариант которой имеет следующий вид.

А. Рассеянно-микрозернистые, микритовые и тончайшие смеси с вмещающим материалом

Б. Рассеянно-зернистые: оолитовые, копролитовые, конкреционные, желваковые, раковинные, фосфорито-кластовые и иные

В. Линзовидные, гнездовые, жильные

Г. Пластовые: пелитоморфные, зернистые, желваковые, панцирные, конкреционные, дресвяно-брекчиевые, раковинные, створковые, губковые, водорослевые, костяные, моно- и поликомпонентные, слабо- и сильносгруженные, рыхлые и разной крепости

Разрабатываются и применяются промышленные классификации фосфоритов [3, 5, 14, 15, 23, 28]. Одна из наиболее признанных в нашей стране — классификация Н. А. Красильниковой и Ю. М. Шмельковой [15], дающаяся как классификация месторождений (табл. VIII-5).

Если не считать условность и даже ошибочность отнесения ряда фосфоритов к геосинклинальным (геосинклиналям практически противопоказано фосфоритообразование — см. выше), невыдержанность принципов деления таксономических групп (в одних случаях по тектонической позиции, в других — по способу образования) и трактовки вмещающих слоев как формаций (это в лучшем случае лишь литоформации), то классификация Н. А. Красильниковой и Ю. М. Шмельковой правильно наметила основные промышленные типы фосфоритов. Более поздние классификации А. М. Тушиной [29], В. Л. Либровича и Л. М. Мызниковой [17] лишь дополняют ее

Таблица VIII-5

Классификация промышленных типов фосфоритовых месторождений [15]

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Вид	Фосфоритоносная формация	Примеры бассейнов или месторождений
Экзогенная	Осадочная	Геосинклинальная	Афанитовый	Кремнисто-карбонатная — эвгеосинклиналей	Алтае-Саянский
			Оолитово-микрозернистый	Кремнисто-карбонатная — миогеосинклиналей	Каратауский, «фосфория», Хубсугульский
		Платформенная	Зернистый	Терригенно-карбонатная	Ближневосточный, Северо-Африканский, Среднеазиатский, США (восток)
			Ракушечный	Терригенно-глауконитовая	Прибалтийский
			Желваковый	То же	Вятско-Камский, Актюбинский, Подмосковный
			Галечниковый	Терригенная	Флорида
	Выветривания	Остаточно-инфильтрационная	Остаточный	Кора выветривания	Мак-Кок — верхние горизонты
			Остаточно-инфильтрационный		Карстовые: Сейбинское, Белкинское, Ашинское, Флорида, Сенегал
			Инфильтрационный		«Пещерные» и «островные»
Метаморфогенная			Метаморфизованный	Фосфоритоносные	Тешиктас, Чулактау, Мак-Кок
			Метаморфический	—	Слюдянское, Хайчжоу

сведениями о мощностях пластов, их числе, содержанию P_2O_5, геологическому возрасту, тектонической позиции месторождений.

Минерально-компонентный состав, структурно-текстурные и другие литологические особенности, геохимия и экономическая ценность, а также теоретическая информативность фосфоритов определяется их происхождением — способами и условиями образования, современные знания которых сведены в табл. VIII-6.

Подавляющая часть фосфоритов — чистые экзолиты, формирующиеся на поверхности литосферы или в непосредственной близости к ней в условиях открытой термодинамической системы. Из двух групп основных способов образования — седиментационной и элювиальной — в настоящее время трудно отдать предпочтение какой-то одной, пока надо принять их равноценный вклад. Из трех седиментационных способов такая же трудность встает при решении вопроса о доминировании биогенного или механогенного способа накопления вещества фосфоритов (а хемогенный способ в настоящее время считается явно второстепенным, если вообще он совершается). Парадокс в том, что механическим способом фосфатное вещество не создается, но большинство фосфоритов механогенны, т. е. являются обломочными породами фосфатного состава. Поэтому в первичной фиксации фосфора у биологического процесса нет конкурентов (химическая садка из пересыщенных растворов почти невероятна), что определяется не столько тем, что фосфор — необходимый биоэлемент, а главным образом тем, что он из мягких и скелетных частей организмов в определенных условиях (слабовосстановительных и сразу, почти мгновенно после смерти организма, т. е. когда он «еще не остыл», а его вещество не рассеялось в среде) не удаляется, а наоборот фиксируется и натягивает дополнительные количества из верхней пленки осадка и биологической слизи. Организмы неравноценны

Таблица VIII-6

Генетическая классификация фосфоритов (классификация способов образования, выражающихся генетическими типами)

А. Супракрустальные (надкоровые)
- I. Седиментационные
  - 1. Биогенные:
    - 1) бактериальные, 2) цианофитовые, 3) брахиоподово-створковые, 4) костяные, 5) «гуановые».
  - 2. Хемогенные:
    - 1) экзогенно-апвеллинговые, 2) тиховодно-западинные, 3) гидротермальные (?).
  - 3. Механогенные:
    - 1) коллювиальные, 2) аллювиальные, 3) западинные (карстовые и др.), 4) волновые, 5) доннофлювиальные.
- II. Элювиальные
  - 1. Субаэрально-элювиальные:
    - 1) остаточные, 2) панцири, 3) инфильтрационные, 4) метасоматические.
  - 2. Подводноэлювиальные:
    - 1) гальмиролитические, 2) панцири, 3) развалы, 4) метасоматические.

Б. Интракрустальные
- I. Седиментационные
  - 1. Хемогенно-карстовые
  - 2. Механогенно-карстовые
- II. Диагенетические
- III. Катаметасоматические
- IV. Метаморфические
  - 1. Метаморфизованные
  - 2. Метаморфические

по фиксации фосфора, и наибольшими фиксаторами и концентраторами в настоящее время считаются многие бактерии [21], а также цианофиты.

Беззамковые брахиоподы из родов Obolus, Lingula и других только в кембрии и ордовике дали промышленные залежи створковых фосфоритов, в которых фосфатные створки были сингенетично перемыты и сконденсированы донными течениями: до рудных концентраций доводил их и перлювиальный процесс, например в ордовике Прибалтики. Костяные фосфориты также в значительной мере сконденсированы механическим перемывом осадков с костями рыб, динозавров и других морских животных. Фосфориты на основе скоплений птичьего помета (гуано) в аридных странах невелики, сложны, многостадийны по генезису и сопровождаются метасоматической фосфатизацией известняков, т. е. хемоэлювиированием.

Хемоседиментационные фосфориты, к которым еще недавно относилась бо́льшая часть пелито- и абиоморфных зернистых пород (по гипотезе А. В. Казакова, 1937 г.), в настоящее время воспринимаются почти как миф, особенно те, которые якобы формировались за счет гидротермальных источников. Тем не менее полностью исключить хемоседиментационное образование фосфоритов пока нельзя, тем более что зафиксированы повышенные против кларка концентрации фосфатов в зонах апвеллинга и тиховодных западинах на закрытом шельфе, как это имело место в Северной Африке в позднем мелу и палеоцене—эоцене [31].

Бо́льшая часть первичных накоплений фосфатов оказывается перемытой и образует вторичные, механогенные накопления в виде зернистых, желваковых или конкреционно-галечных фосфоритов разных генетических типов. При этом вещество как рассеивается и разубоживается, так и концентрируется.

Выветривание, или элювиирование, конкурирующее по роли с первичной фосфатофиксацией и механическими процессами, разнообразно по проявлениям. На суше формируются остаточные (при выносе карбонатных и иных первично-сопутствовавших компонентов), инфильтрационные (чаще всего в закарстованные карбонатолиты) и метасоматические фосфориты, а также венчающие коры фосфатные панцири, которые могут образовываться и глубже на геохимических барьерах. Аналогичны типы и в подводных корах выветривания, но они более разнообразны (обычны каменистые развалы панцирей и очень широко развит перлювий) и масштабны, особенно механогенные накопления на месте и при перемещении по дну.

Фосфориты формируются в стратисфере как седиментационными способами: механическим замывом из кор выветривания в карстовые полости и трещиноватые зоны и вероятным заносом туда концентрированных растворов фосфатов, — так и постседиментационными преобразованиями на стадиях диагенеза (микро- и макроконкреции, линзы и пласты), катагенеза (метасоматоз карбонатолитов), метагенеза (перекристаллизация) и при глубоком метаморфизме — образованием апатитоносных кристаллических метаморфитов.

VIII-2. МАЛЫЕ ФОСФАТОЛИТЫ — ПОЛИФОСФАТОЛИТЫ

Гипергенных фосфатных минералов больше 100 (Дж. Дэна и др., 1954 г.). Это — простые безводные кислые и нормальные, водные кислые и нормальные, сложные безводные и водные фосфаты, гидроксил- или галогенсодержащие соединения разнообразных катионов Ca, Mg, Mn, Na, K, Cl, Al, Fe, Pb, Zn, Cu, Li и др. Больше двадцати из них образуют малые породы, минипороды и микропороды, из которых основные показаны в табл. VIII-7.

Малые фосфатные минералы образуют малые фосфатолиты — обычно это минипороды, бо́льшая часть которых приурочена к месторождениям фосфоритов, железным и другим рудам, чаще всего к их зонам окисления

Таблица VIII-7

Классификация главных минералов малых фосфатных пород и руд

Элемент или катион	Минерал и его формула	Основные лито- и генотипы
Ca	Монетит $CaH(PO_4)$	Корки, сталактиты в фосфоритах, залегающих в известняках, перекрываемых гуано
	Брушит $CaHPO_4 \cdot 2H_2O$	Корочки и выцветы, инкрустации костяных фосфоритов
Ca, Fe^{2+}	Анапаит $Ca_2Fe(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$ (таманит)	Конкреции, жилы в Fe-руде
Mg, NH_4	Струвит $Mg(NH_4)(PO_4) \cdot 6H_2O$	Линзочки, жилки, гигакристаллы (до 25 см) в гуано, торфе, пещерах
Fe^{2+}	Вивианит $Fe^{2+}{}_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (керчениты, босфорит)	Кристаллы, налеты, корки, почковидные, конкреции, жилки фосфоритов, Fe-руд, торфяников
Fe^{3+}	Штренгит $Fe^{3+}{}_3(PO_4) \cdot 2H_2O$	Друзы, корки, лучистые агрегаты
Al	Варисцит $Al(PO_4) \cdot 2H_2O$	Опало- и халцедоноподобные массы, желваки, корки, жилки
	Аугелит $Al_2(PO_4)(OH)_3$	Пелитоморфные массы, гнезда, линзы, жилы в элювии
	Вавеллит $Al_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$	Пелитоморфные массы, гнезда, сферолиты
Al, Ca	Крандаллит $CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$	То же
Al, Ca, Na	Миллисит $(Na, K)CaAl_6(PO_4)_4(OH)_9 \cdot 3H_2O$	То же
Al, K	Таранакит $K_2Al_6(PO_4)_6(OH)_2 \cdot 18H_2O$	Пелитоморфные отложения, пустоты в гуано, фосфатоэлювии
Cu, Al	Бирюза $CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$	Пелитоморфные и афанитовые жилы, гнезда, линзы, конкреции, сталактиты
	Тагилит $Cu_2(PO_4)(OH) \cdot H_2O$	Землистые, корочки, конкреции, натеки
Cu, U	Торбернит $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot (8+12)H_2O$	Землистые и чешуйчатые в пустотах, жилках
Ca, U	Отунит $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot (10+12)H_2O$	То же
Cu	Псевдомалахит $Cu_5(PO_4)_2(OH)_4 \cdot H_2O$	Гнезда, жилы, натеки, сферолиты
Pb	Пироморфит $Pb_5(PO_4, AsO_4)_3Cl$	Натечные, сферические формы, псевдоморфозы
Pb, Al	Плюмбогуммит $PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$	Корки, сталактиты, натеки
Fe	Диадохит $Fe_2(PO_4)(SO_4)(OH) \cdot 5H_2O$	Землистые, почковидные, сталактитовые

и другого элювиирования, а также к ореолам гуано, торфяников, углей и других скоплений органического вещества.

Структуры малых фосфатолитов разнообразны. Их распространение и связь с минеральными видами малых фосфатолитов показаны в табл. VIII-8.

Генетическая классификация (табл. VIII-9) малых фосфатолитов демонстрирует их обеднение генотипами прежде всего за счет практически полного отсутствия седиментационных фосфатолитов. Супракрустальные фосфатолиты представлены только элювиальными типами, переходными к интракрустальным. Это — образования гипергенных изменений фосфоритов, железных, сульфидных руд, а также алюмосиликатных пород при воздействии на них органических и ортофосфорной кислот.

Таблица VIII-8

Петрографическая (структурно-минеральная) классификация малых фосфатолитов

Минерал	Структуры										
	Незернистые визуально					Зернистые визуально					
	Коллоидальные	Микрокристаллические		Сферо-агрегатные	Друзовые	Идиоморфнозернистые	Кристаллобластовые	Сферо-агрегатные	Сталактитовые	Друзовые	Псевдоморфные
		Идиоморфные	Гранобластовые								
Брушит	+	+	—	?	+	+ (до 2 см)	—	—	(+)	+	—
Монетит	+	+	(+)	+	+	+	(+)	+	+	+	—
Анапаит	(+)	+	(+)	+	+	+	+	+	—	+	—
Струвит	+	+	—	(+)	+	+(до 25 см)	?	?	—	+	—
Вивианит	+	+	?	+	+	+	?	+	(+)	+	—
Керченит	+	+	?	+	+	+(до 10 см)	?	+	—	+	+
Штренгит	+	+	?	+	+	+	?	+	+	+	—
Варисцит	+	+	?	+	+	+	?	+	+	+	—
Аугелит	+	+	(+)	?	+	+	?	?	—	+	—
Вавеллит	+	+	(+)	+	+	+	(+)	+	+	+	—
Крандаллит	+	+	+	+	+	+	(+)	+	—	+	+
Миллисит	+	+	(+)	+	?	+	—	+	—	+	—
Таранакит	+	+	—	—	+	—	—	+	(+)	—	—
Бирюза	+	+	(+)	+	+	(+)	?	+	+	+	+
Тагилит	+	+	?	+	+	(+)	?	+	—	+	—
Торбернит	+	+	—	?	+	+	—	?	—	(+)	+
Отунит	+	+	—	?	+	+	—	?	—	+	(+)
Псевдомалахит	+	+	?	+	+	(+)	—	+	+	+	—
Пироморфит	+	+	?	+	?	+	—	+	—	?	+
Плюмбогуммит	+	+	—	+	+	+	—	+	+	+	—
Диадохит	+	+	—	+	(+)	(+)	—	+	+	?	(+)

Примечания. 1. Встречаемость: частая +, редкая (+), возможная ?; отсутствие петротипа —.2. В скобках цифры — максимальные зафиксированные размеры кристаллов.

Таблица VIII-9

Генетическая классификация малых фосфатолитов

А. Супракрустальные

1. Апофосфоритовые: вивианитолиты, керченитолиты, босфоритолиты, тагилитолиты, штренгитолиты.
2. Апоферритолитовые: вивианитолиты, керченитолиты, босфоритолиты, анапаитолиты, штренгитолиты.
3. Апоалюмосиликатные, апоаллитовые: варисцитолиты, аугелитолиты, вавеллитолиты, крандаллитолиты, миллиситолиты, таранакитолиты, бирюза.
4. Инфильтрационно-метасоматические биохемогенные: монетитолиты, брушитолиты, струвитолиты, вивианитолиты, таранакитолиты, костяная бирюза.
5. Апосульфидные: бирюза, тагилитолиты, торбернитолиты, отунитолиты, псевдомалахитолиты, пироморфитолиты, плюмбогуммитолиты, диадохитолиты.
6. Апоуранорудные, торбернитолитолиты, отунитолитолиты.

Б. Интракрустальные

1. Диагенетические: анапаитолиты, вивианитолиты, варисцитолиты, миллиситолиты, бирюза, тагилитолиты.
2. Пещерные: брушитолиты, струвитолиты, бирюза.

Названия малых фосфатолитов строятся на основе названия минерала, к которому добавляется окончание «-лит», за исключением «бирюзы», которую можно трактовать и как название минерала, и как название породы. Структура фосфатолита в его наименовании не отражается. Незначительное развитие гранобластовых структур можно объяснить «молодостью» известных образований фосфатолитов, бо́льшая часть которых формируется у нас на глазах, а иногда и внутри живых организмов как вредные камни, которые еще не успели перекристаллизоваться.

Условия накопления малых фосфатолитов не отличаются разнообразием, что позволяет ограничиться их перечислением. Это прежде всего субаэральность. Хотя возможны и подводные фосфатолиты, но из-за хорошей растворимости большинства минералов они редки. Это свойство исключает нахождение как больших их масс, так и просто большинства минералов в гумидных условиях, за исключением нединамичных, застойных обстановок (болота, торфяники, карст); подавляющая часть малых фосфатолитов возникла в аридных и семиаридных условиях. Малые фосфатолиты почти не связаны с активным вулканизмом, они накапливаются не только в условиях платформ, но и при довольно расчлененном рельефе и умеренно активном тектоническом режиме. Определяющими для них являются водный режим и климат.

ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ ПО ФОСФАТОЛИТАМ

АПАТИТОЛИТЫ — общее название кальцифторапатитовых пород: фосфатолитов, фосфоритов экзогенных и эндогенных апатитовых.

БЕССТРУКТУРНАЯ ПОРОДА — порода, при заданном увеличении сплошная, однородная, «плотная», без любой неоднородности или зернистости.

БИОТУРБИТЫ — породы с биотурбитовой структурой, пропущенные через кишечник илоедов (ихнофауны) и приобретшие соответствующую «шнурковую» зернистость и потерявшие первичную текстуру, в том числе слоистую. Синоним — ихнитолиты.

ГУАНО — природно (элювиально) преобразованные птичьи экскременты и другие органические и органо-минеральные накопления, длительно скапливающиеся на одном и том же месте в аридных, особенно в прибрежных зонах Земли, например в Чили.

КОЛЛОФАН — аморфная разновидность франколита.

КОЛЛОФАНОЛИТЫ — породы коллофанового состава, почти всегда темные, бесцветные, коричневые и другого цвета за счет примесей.

КРИСТАЛЛИТОКАЛЬЦИФОСФАТЫ и **КРИСТАЛЛИТОКАЛЬЦИФОСФАТОЛИТЫ** — фосфоритовые минералы и породы с коллоидальной или микролитовой структурой («полукристаллические»). Синоним — франколитолиты.

ПАНЦИРИ — элювиальные корки на поверхности осадков, пород или кор выветривания как на суше (кирасы, креты, эолиниты), так и под водой (твердое дно); образуются при вертикальной миграции растворов, главным образом при капиллярном их поднятии.

ПАРАБИОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ — биотурбитовые (ихнитовые, ихнитолитовые) и копролитовые структуры, в которых структурные элементы — «зерна» — отвечают размерам кишечника илоедов или планктонофильтраторов.

ПАРАСФЕРО-АГРЕГАТНЫЕ СТРУКТУРЫ — колломорфные, натечные, почковидные, гнездовые, окончатые и другие, возникшие при заполнении пустот, жил и т. д.; в них структурными элементами являются сложные агрегаты кристаллов, обычно округлые по форме и сферолитовые по строению.

ПЕЛЛЕТЫ — литифицированные экскременты песчаной размерности и сходные с ними зерна, что делает термин менее определенным по сравнению с близким — копролитами.

ПЕРЛЮВИЙ — механический элювий, возникающий при перемыве (или перевевании) осадков, удалении мелких или легких компонентов и сгружении на месте крупных и тяжелых. Синоним — горизонты конденсации.

РАЗВАЛЫ КАМЕНИСТЫЕ — физический элювий на суше и под водой: продукты расчленения панцирей и других крепких пород на блоки, щебень и дресву организмами, химическими и физическими процессами; обломки нередко округляются за счет более скорого разрушения углов и ребер.

ФОСФАТОЛИТЫ — породы, больше чем наполовину сложенные фосфатными минералами осадочного происхождения. Синонимы — фосфоролит.

ФОСФОРИТЫ — породы, содержащие P_2O_5 в количестве, достаточном для промышленного использования (5% и более); руда на фосфор.

ФРАНКОЛИТ СОБСТВЕННО (s. str.) — карбонатгидроксилфторапатит, коллоидальный или микрокристаллитовый; основной минерал многих или большинства фосфоритов. Это дает право рекомендовать термин для наименования всей группы коллоидальных, т. е. криптокристалли-

ческих минералов апатитовой группы. Можно понимать франколиты и в широком смысле (s. l.) — вместо общего термина «карбонатгидроксилфторапатит».

ФРАНКОЛИТОЛИТЫ — фосфориты франколитового состава и преобладающей коллоидальной структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Батурин Г. Н., Дубинчук В. Т.* Микроструктуры океанских фосфоритов. М., Наука. 1979. 199 с.

2. *Блисковский В. З.* Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М., Недра. 1983. 200 с.

3. *Бушинский Г. И.* Апатит, фосфорит, вивианит. М., Изд-во АН СССР. 1952. 87 с.

4. *Бушинский Г. И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР. 1954. 307 с.

5. *Бушинский Г. И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М., Наука, 1966. 196 с.

6. *Гиммельфарб Б. М.* Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., Недра, 1965. 307 с.

7. *Детковский С. А.* О проблеме классификации и выделения горно-промышленных типов фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района.— В кн.: Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992, с. 19—25.

8. *Еганов Е. А.* Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., Наука. 1968. 228 с.

9. *Еганов Е. А., Советов Ю. К.* Каратау — модель региона фосфоритонакопления Новосибирск, 1979. 190 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 427).

10. *Занин Ю. Н.* Геология фосфатоносных кор выветривания и связанные с ними месторождения фосфатов. М., Наука, 1969. 160 с.

11. *Занин Ю. Н.* Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. Новосибирск, 1975. 112 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 195).

12. *Занин Ю. Н.* Петрография фосфоритов. Новосибирск, Наука, 1992, 191 с.

13. *Занин Ю. Н. и др.* Ультрамикроструктуры фосфоритов (атлас фотографий). М., Наука. 1987. 224 с.

14. *Казанский Ю. П., Ван А. В.* Фосфатные породы.— В кн.: Осадочные породы. Новосибирск, Наука, 1987, с. 120—130.

15. *Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф.* Петрографические типы фосфоритов и их промышленные месторождения.— Тр. ГИГХС, 1975, вып. 31, с. 5—27.

16. *Либрович В. Л.* Фосфориты.— В кн.: Справочник по литологии. М., Недра, 1983. с. 202—209.

17. *Либрович В. Л., Мызникова Л. М.* Фосфориты.— В кн.: Критерии промышленной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1978, с. 547—556.

18. *Литология* и генезис фосфоритоносных отложений СССР. М., Наука, 1980. 236 с.

19. *Литология* фосфоритоносных отложений/Отв. ред. А. С. Соколов. М., Наука, 1976. 183 с.

20. *Наумов В. А.* Оптическое определение компонентов осадочных пород. М., Недра. 1989. 347 с.

21. *Риггс С. Р.* Петрология третичной фосфоритовой системы Флориды. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Мир, 1983, с. 35—84.

22. *Седаева К. М.* О бактериальной природе фосфоритов.— ДАН СССР, 1994, т. 336, № 1, с. 88—92.

23. *Смирнов А. И.* Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., Недра, 1972. 96 с.

24. *Соколов А. С.* Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья.— Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3, с. 108—129.

25. *Соколов А. С.* Основные проблемы изучения вещественного состава фосфоритов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1979, с. 4—10.

26. *Теодорович Г. И.* Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР. 1958а. 225 с.

27. *Теодорович Г. И.* Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958б. 572 с.

28. *Тушина А. М.* Литогенетические типы фосфоритов Каратау.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1964, т. 39, № 3, с. 71—85.

29. *Тушина А. М.* Литологические особенности фосфоритов, определяющие геолого-технологические типы руд.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., Наука, 1976 с. 162—171.

30. *Фролов В. Т.* Палеогеографические условия накопления фосфоритов Алжиро-Тунисского бассейна.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 5, с. 144—151.

31. *Фролов В. Т.* Литология. В 2 кн. М., Изд-во МГУ, 1992—1993. Кн. 1. 1992, 336 с. Кн. 2. 1993. 430 с.

32. *Фролов В. Т., Покрышкин В. И.* Условия образования фосфоритов северной части Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии.— В кн.: Литология и генезис фосфоритоносных отложений СССР. М., Наука, 1980, с. 216—228.

33. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

34. *Юдин Н. И.* Докембрийское фосфатообразование. В кн.: Проблемы экзогенного породо- и рудообразования. М., Наука, 1985, с. 174—187.
35. *Юдин Н. И.* Экзогенное фосфатонакопление в раннем докембрии.— В кн.: Проблемы геологии фосфоритов. М., Наука, 1991, с. 35—41.
36. *Юдин Н. И., Арсеньев А. А.* Фосфоритоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М., Наука, 1970. 123 с.
37. *Яншин А. Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л., Наука, 1988. 39 с.
38. *Cook P. I., Shergold J. H.* Proterozoic-Cambrian Phosphorites. Canberra, 1979. 106 p.

Глава IX. НАДКЛАСС КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ — КАРБОНАТОЛИТЫ

Надкласс объединяет породы, более чем на 50% сложенные минералами — солями угольной кислоты. Среди них наиболее распространены кальцит (реже арагонит) и доломит, образующие главные породы этой группы: известняки (кальцитолиты) и доломиты (доломитолиты). Часто встречаются также переходные к глинистым породам разности — глинистые известняки и доломиты, мергели и глинистые мергели. Другие карбонатные породы — сидеритовые, магнезитовые, содовые — существенно более редки. И наконец, весьма редки родохрозитовые, стронцианитовые, давсонитовые и некоторые другие. Редкие карбонатные породы мы объединяем в одну группу малых карбонатолитов или поликарбонатолитов, дополняющих основную группу известняково-доломитовых пород.

IX-1. ИЗВЕСТНЯКИ И ДОЛОМИТЫ

Мы сохраняем указанные названия, следуя сложившейся традиции, хотя правильнее называть породы, образованные кальцитом и доломитом, соответственно кальцитолитами и доломитолитами. Следуя традиции, мы часто также применяем термин «карбонатные породы» в узком смысле для известняков и доломитов, без поликарбонатолитов, поскольку в сознании геологов название «карбонатные породы» ассоциируется в первую очередь с известняками и доломитами, с которыми обычно им приходится иметь дело.

На долю карбонатных пород приходится по разным подсчетам от 16 до 29% от общего объема осадочных пород. Наиболее достоверные цифры 21—22%. Как и любая другая, карбонатная порода характеризуется тремя показателями: составом, структурой и текстурой. Последние два показателя отражают строение или сложение породы и в зарубежной литературе обычно называются одним общим термином: «fabric» в английской и «gefüge» в немецкой, который на русский переводится как «сложение». Именно три названных показателя являются необходимыми и достаточными для выделения и описания породы как субъекта более высокого уровня организации, чем минерал.

Для карбонатных пород характерны широкий диапазон изменений составов, структур и текстур и их взаимоотношений, наличие массы переходных разновидностей, что определяется двумя главными обстоятельствами. Во-первых, это обусловлено полигенетичностью рассматриваемого типа осадочных образований как с точки зрения механизмов, так и обстановок накопления [21, 28, 30, 31]. Карбонатное вещество переходит в твердую фазу и осаждается в результате хемогенного и биохемогенного синтеза, биогенной аккреции и физической аккумуляции под действием гидродинамических факторов, причем происходит это в весьма разнообразных обстановках: от сугубо континентальных до морских разной глубины, вплоть до океанической абиссали, и в достаточно широком диапазоне изменения температуры и солености. Во-вторых, высокая геохимическая подвижность

карбонатного материала, его легкая растворимость, отложение, перекристаллизация, трансформация карбонатных минералов, например, арагонита в кальцит, замещение кальцита доломитом и, наоборот, дедоломитизация, аутигенное минералообразование, начинающиеся в диагенезе и продолжающиеся в процессах ката- и гипергенеза, ведут к полному или частичному преобразованию первичных структур и текстур и появлению принципиально новых.

Абсолютное большинство классификаций карбонатных пород строится на основе их состава и структуры. Породы и их разновидности, описанные преимущественно по структурным показателям, обоснованность и индивидуальность которых достаточно определяется их структурой, могут быть названы структуротипными. Таковы, например, биоморфные и кристаллические известняки и доломиты. В системе структуротипных пород обособляются как бы несколько подсистем. Одна из них — это ряд от иловых к зернистым разновидностям, различающимся по соотношению тонкой микритовой или шламовой массы с зернами — скелетными обломками и иными форменными элементами, например, оолитами,— с разной степенью обработки, окатанности и отсортированности. Вторая подсистема — ряд весьма различных биоморфных, в том числе каркасных биогермных структур. Третья подсистема — ряд от биоморфных структур через детритовые к шламовым. Такие подсистемы сложно взаимодействуют, интерферируют, что в итоге определяет разнообразие структурных видов и разновидностей пород, поэтому далеко не всегда однозначно отнесение конкретной разновидности к той или иной классификационной «клеточке».

Для некоторых карбонатных пород ведущим, определяющим показателем, в том числе свидетельствующим об их происхождении, является текстура. Так, термин «ламинит» означает известняк или доломит микрозернистый, с тонкой правильной слоистостью, образовавшийся в условиях спокойного гидродинамического режима. «Лоферит» — микрозернистый известняк или доломит с текстурой «птичий глаз», возникший в приливно-отливной зоне. Подобные породы могут быть названы текстуротипными. Среди них находится многочисленная группа пятнистых карбонатных пород, являющихся результатом биотурбации, механического перемешивания осадков, неравномерно протекавших процессов доломитизации, перекристаллизации и т. п. Все они характеризуются изменчивостью текстуры, минерального состава и структуры.

По аналогии со структуро- и текстуротипными карбонатными породами возможно, видимо, выделение группы «фантомотипных» разновидностей, испытавших полную перекристаллизацию или замещение с сохранением первичных структурно-текстурных признаков в виде реликтов, теней — «фантомов». В некоторых случаях вторичные доломиты настолько четко сохраняют структуру и текстуру замещенных известняков, что ими характеризуются породы при описаниях в обнажениях и в штуфах.

Наконец, в некоторых названиях карбонатных пород отражены не только их петрографический вид, но и геологическая форма проявления. Так, термин «биогермный известняк» в первичном понимании [43] означает не только изначально твердое образование, сформированное скелетами колониальных и нарастающих друг на друге организмов, находящихся в положении роста и не испытавших перемещения — узкое и более позднее определение В. П. Маслова [15],— но и холмовидную форму нахождения такого известняка. В какой-то степени понятие «строматолит» означает известняк или доломит определенной структуры и внутренней текстуры, имеющий специфическую форму залегания.

Заканчивая беглый обзор принципов классификации карбонатных пород, следует подчеркнуть, что наиболее распространенными являются классификации по вещественному составу, структуре и происхождению, которые и рассмотрены ниже.

Классификация карбонатных пород по вещественному (минеральному) составу. Основная классификация карбонатных пород проводится по содержанию и соотношению породообразующих карбонатных минералов: кальцита (арагонита) и доломита. Большинство исследователей к чистым, монолитическим, разновидностям относили породы с содержанием основного минерала 95% и более (табл. IX-1). В последние годы выявилась тенденция к снижению границы «чистых» пород до 90%, что принято в настоящем издании (табл. IX-1).

Подобные подразделения применимы в полной мере лишь к двухкомпонентным породам известняк—доломит, которые, строго говоря, встречаются редко, так как почти всегда имеются какие-нибудь некарбонатные примеси.

Собственно терригенные обломочные примеси в виде алевритовых, песчаных и более крупных зерен встречаются довольно редко и в относительно небольших количествах. Поэтому при их наличии к основному названию добавляется соответствующее прилагательное: алевритистый (песчанистый) известняк или доломит, если содержание обломков от 10 до 25%, и алевритовый (песчаный) известняк или доломит, если обломки составляют от 25 до 50%. Что касается глинистого материала, то он присутствует в карбонатных отложениях довольно часто и нередко в значительных количествах, обусловливая даже появление глинисто-карбонатной породы — мергеля, где наряду с карбонатным содержится от 25 до 75% глинистого материала. Для типичных мергелей характерно не просто наличие определенных количеств глинистого и карбонатного вещества, но и пелитоморфная или микрозернистая, реже неясносгустковая структура последнего.

При классификации глинисто-карбонатных пород обычно используется упрощенная схема С. Г. Вишнякова (рис. IX-1). Как и любая формальная схема, эта классификация имеет ряд недостатков. В частности, асимметрия выделения полей ведет к тому, что граничные значения между отдельными группами пород оказываются различными. Так, если в породе нет нерастворимого остатка, т. е. она чисто карбонатная, чего практически не бывает,

Таблица IX-1

Классификации известково-доломитовых пород по химико-минералогическому составу

Порода	Содержание, %		CaO/MgO
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	
По С. Г. Вишнякову [6]			
Известняк	95—100	5—0	50,2 и более
Известняк доломитистый	75—95	25—5	9,1—50,2
Известняк доломитовый	50—75	50—25	4,0—9,1
Доломит известковый	25—50	75—50	2,2—4,0
Доломит известковистый	5—25	95—75	1,5—2,3
Доломит	0—5	100—95	1,4—1,5
По В. Г. Кузнецову			
Известняк	90—100	10—0	24,6 и более
Известняк доломитистый	75—90	25—10	9,1—24,6
Известняк доломитовый	50—75	50—25	4,0—9,1
Доломит известковый	25—50	75—50	2,3—4,0
Доломит известковистый	10—25	90—75	1,7—2,3
Доломит	0—10	100—90	1,4—1,7

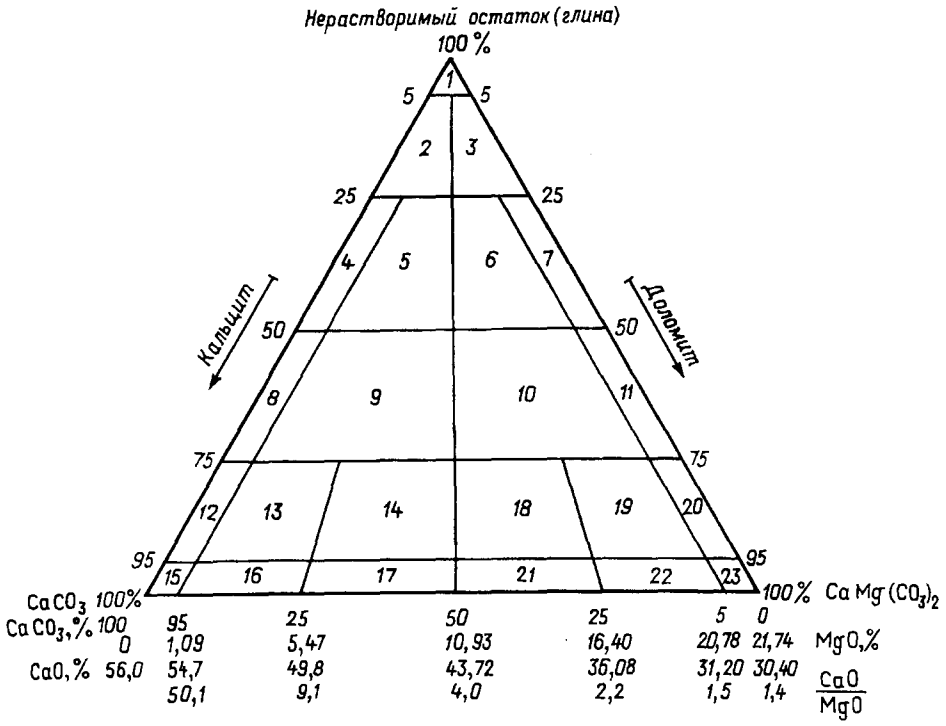


Рис. IX-1. Классификация карбонатных и глинисто-карбонатных пород [6].

1 — глины; *2*, *3* — карбонатные глины; *4—7* — глинистые мергели; *8—11* — мергели; *12—20* — глинистые известняки и доломиты; *15—23* — известняки и доломиты. Цифры под рисунком показывают границы классификационных полей в ряду известняк—доломит.

то нижний предел содержания кальцита в чистом известняке составляет 95%. Если же в породе присутствует до 5% примеси, то этот предел изменяется до 90%. То же самое относится и к чистому доломиту. Дело в том, что поле чистых глин — равносторонний треугольник с высотой, соответствующей 5%-ному содержанию компонента, а поля чистых известняков и доломитов — ромбы, длинная ось которых вдвое больше 5%-ного уровня. Аналогичным образом линия, разделяющая известняки доломитисто-глинистый и доломитово-глинистый не параллельна стороне кальцит—глина, т. е. граничные значения между этими породами при разных соотношениях глины различны: при 5%-ном содержании глины — около 23% доломита, а при 25%-ном — 18% доломита.

Избежать подобных несоответствий и выдержать единый принцип количественных соотношений можно, используя симметричное разделение классификационного треугольника, где границы отдельных полей будут параллельны сторонам треугольника. Для этого, исходя из общего принципа подразделения и классификации осадочных пород, следовало бы внутрь основного треугольника встроить другой треугольник, сторонами которого являлись бы линии 50%-ного содержания компонентов, а его вершины упирались бы в центры сторон основного треугольника (рис. IX-2). Образовавшиеся в вершинах основного треугольника поля должны соответствовать глинам, известнякам и доломитам.

Поле вписанного треугольника включает смешанные породы, в которых содержание ни одного из компонентов не превышает 50%. Однако это формально правильное построение противоречит определению мергеля как

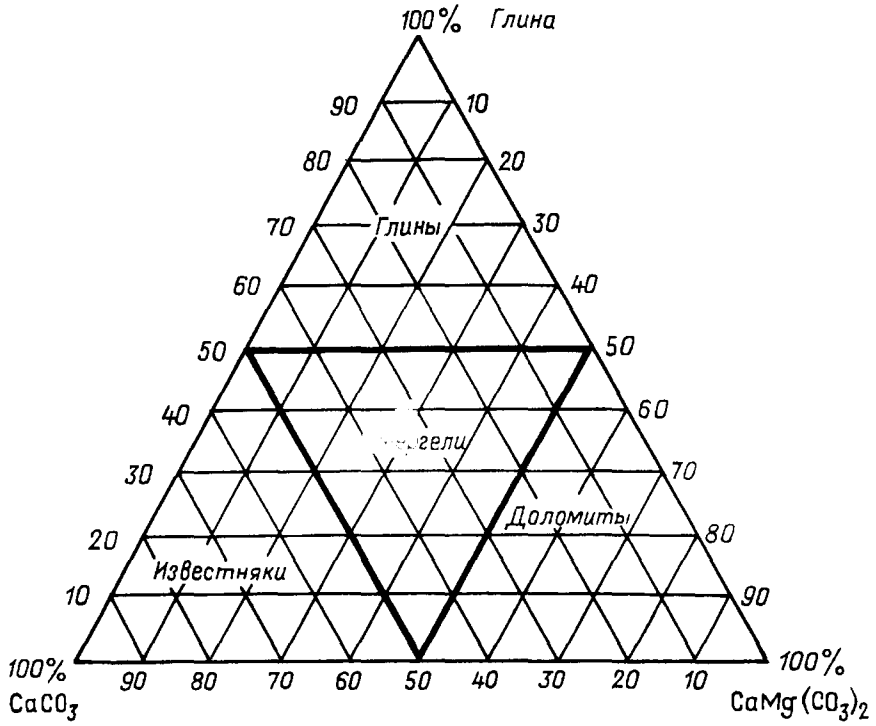


Рис. IX-2. Возможная (гипотетическая) схема подразделения карбонатных пород по их химическому составу.

породы, в которой не менее 25% глинистого материала, так как в центральном — «мергельном» — поле расположатся и породы, в которых содержание глин — единицы процентов. Именно это обстоятельство — 25, а не 50%-ная граница — прежде всего предопределяет необходимость асимметричного разбиения классификационного треугольника. Второе обстоятельство, нарушающее симметрию, заключается в резком различии числовых значений, разграничивающих породы по содержанию примесей: 10, 25 и 50%. Наконец, в трехкомпонентных системах, как указывалось выше, нередки варианты, когда ни один из компонентов не превышает 50%-ного содержания. Исходя из формальных положений, например, породу с содержанием кальцита 48, доломита 44 и глинистого материала 8% нельзя было бы отнести к известнякам или доломитам, что, разумеется, неверно.

В подобных ситуациях при названии пород, видимо, следует ориентироваться, во-первых, на те компоненты, содержание которых наибольшее, и, во-вторых, на то, что точнее использовать не абсолютные значения, а отношение CaO/MgO. Так, при CaO/MgO > 4 (точнее 3,97) порода относится к известнякам разной степени доломитности при содержании глин не более 25%, при меньших, чем 4 — к доломитам, опять-таки разной степени известковистости.

Для создания классификации трехкомпонентных пород, в данном случае глинисто-карбонатных, видимо, следует придерживаться некоторых основных принципов.

1. Все «чистые» монолитические породы содержат 90% и более основного компонента.

2. Все породы с примесями, имеющими суффикс «-ист» (известняки доломитистые, глины известковистые и т. д.), должны содержать не менее 75% основного компонента. При бо́льших содержаниях примесей количество основного компонента не всегда будет более 50%.

3. Учитывая разницу граничных значений для выделения мергелей с одной стороны, известняков и доломитов — с другой, дальнейшее дробное разделение этих групп может быть основано на разных количественных показателях.

Приняв эти положения, в вершинах основного классификационного треугольника необходимо отделить равносторонние треугольники с 90%-ным содержанием основного компонента, т. е. выделить поля известняков, доломитов и глин в виде треугольников, а не ромбов, как это сделано у С. Г. Вишнякова. Далее линиями 75%-ного содержания основного компонента следует отделить поля с «-истыми» содержаниями примесей, подобно

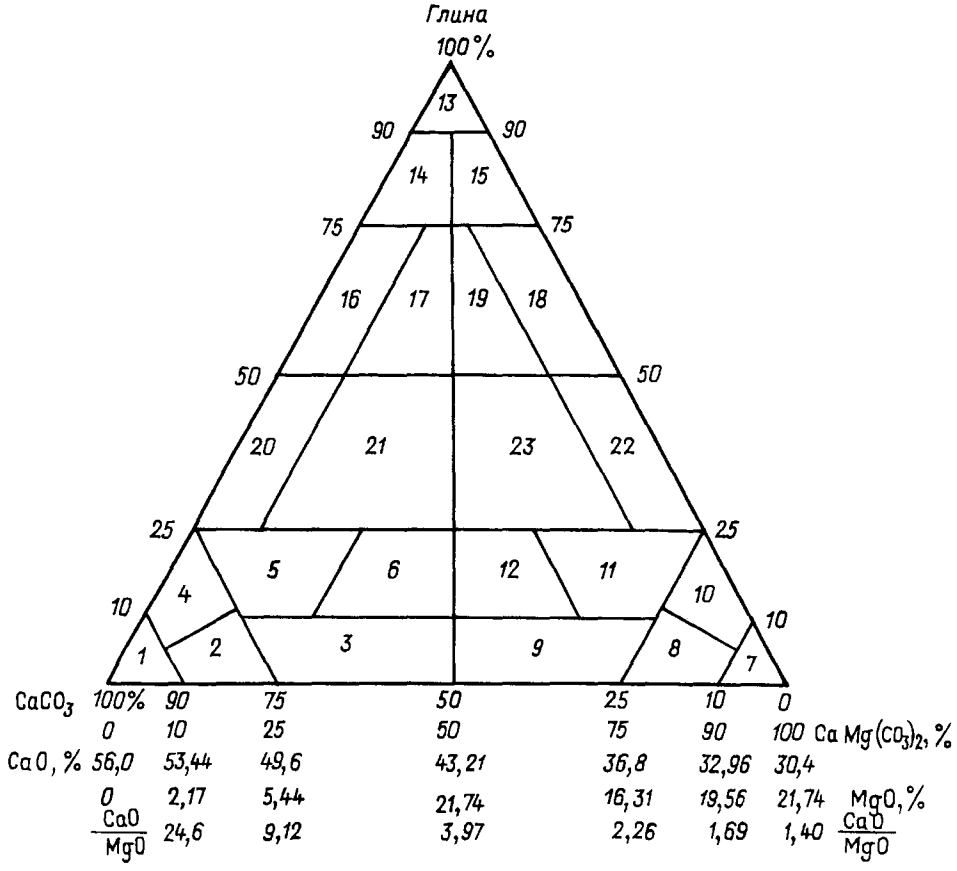


Рис. IX-3. Рекомендуемая схема классификации глинисто-карбонатных пород.

Поля: *1—6* — известняки: *1* — известняк; *2* — известняк доломитистый, *3* — известняк доломитовый, *4* — известняк глинистый, *5* — известняк глинистый доломитистый, *6* — известняк глинистый доломитовый, *7—12* — доломиты: *7* — доломит, *8* — доломит известковистый, *9* — доломит известковый, *10* — доломит глинистый, *11* — доломит глинистый известковистый, *12* — доломит глинистый известковый, *13—15* — глины: *13* — глина, *14* — глина известковистая, *15* — глина доломитистая; *16—23* — мергели: *16* — мергель глинистый (глина известковая), *17* — мергель глинистый доломитистый (глина известковая доломитистая), *18* — мергель глинистый доломитовый (глина доломитовая или сильнодоломитистая), *19* — мергель глинистый известковистый доломитовый (глина известковистая сильнодоломитистая), *20* — мергель, *21* — мергель доломитистый, *22* — мергель доломитовый (домерит), *23* — мергель доломитовый известковистый (домерит известковистый).

тому как это сделано для глин. Более дробное подразделение этих групп должно быть однотипным.

С учетом этих принципов и замечаний предлагается вариант классификации глинисто-карбонатных пород, представляющий собой модификацию приведенной выше схемы С. Г. Вишнякова (рис. IX-3). В нем устранены некоторые явные недостатки, хотя отдельные частные несоответствия вследствие указанных выше объективных причин сохранились. Так, известняк доломитистый из-за присутствия третьего компонента — глины — может содержать и менее 10% доломита (до 5%). В то же время сюда могут попадать породы с содержанием глины более 10% (примерно до 12—13%).

Эти замечания касаются всех аналогичных полей классификационного треугольника (поля *4, 8, 10, 14, 15*). Еще большие отклонения содержаний возможны в известняках глинистых доломитистых, где содержание доломита может оказаться существенно ниже 10%. Аналогична ситуация и в поле доломита глинистого известковистого.

Надо, однако, иметь в виду, что дробные подразделения и столь точное определение возможны лишь при наличии результатов химического анализа. При массовых петрографических исследованиях, когда содержание компонентов определяется в шлифах и приблизительно (с точностью не более 5—10%), сами названия пород также определяются приблизительно.

В завершение пояснения предлагаемой классификационной схемы — несколько слов о мергелях. Во-первых, в типичных мергелях карбонатное вещество представлено кальцитом, поэтому прилагательное «известковый» является излишним. Если же карбонат представлен доломитом, прилагательное уже необходимо. Для доломитовых мергелей предложен удачный термин «домерит» и им целесообразно пользоваться. Во-вторых, к чистым мергелям относят обычно породы с содержанием глинистого вещества 50—25 и соответственно карбонатного 50—75%. При обратных соотношениях породу называют либо глиной известковой (доломитовой), либо мергелем глинистым. В-третьих, при наличии двух карбонатных минералов допустимы два варианта названий: мергель доломитовый известковистый или мергель известково-доломитовый. В первом варианте относительное содержание карбонатных минералов выражается в их названии суффиксами, во втором — порядком расположения, причем минерал с бóльшим содержанием ставится в конце наименования.

Структурные и структурно-генетические классификации карбонатолитов

1. Принципы и сложности структурных классификаций. Как отмечено в гл. I, первой классификацией карбонатных пород, по существу структурно-генетической, была классификация А. Грабау 1904 г. В 1916 г. Л. Кайе опубликовал классификацию карбонатных породообразующих компонентов [42]. В 1911 г. В. Ильин дал первое подразделение подмосковных каменноугольных известняков по структурным признакам на две группы: органогенные и кристаллически-зернистые. Весьма подробную структурную классификацию известняков и доломитов разработал Г. И. Теодорович [28, 29]. Поскольку многие структуры достаточно ясно и определенно указывают на происхождение осадочного материала, а иногда и на условия его образования, отчетливо проявилась тенденция дополнять структурные классификации генетическими, а затем и принимать последние за основу. Таковы в большинстве своем отечественные классификации карбонатных пород [7, 12, 14, 38 и др.]. Достаточно удачный вариант подобной классификации, представленный в матричной форме, где учтены состав и структура пород, предложен И. В. Хворовой [33].

Не останавливаясь на недостатках тех или иных генетических классификаций, считаем необходимым отметить, что многие из них были ясны и

их авторам, поэтому практически во всех классификациях были выделены группы пород неясного генезиса — криптогенных. Сюда включали микрозернистые и зернистые — вторично измененные, где первичные седиментационные структуры не сохранились, а собственно структурная часть — основа классификации,— как правило, разрабатывалась наиболее детально.

При классифицировании карбонатных пород, видимо, следует идти по двум направлениям, разрабатывая две формально независимые, но по сути внутренне связанные между собой схемы. Одна из них — чисто структурная, «объективистская», в основу которой положены только наблюдаемые и однозначно устанавливаемые показатели: структурные компоненты и их соотношения. В то же время, как уже неоднократно отмечалось, происхождение указанных структурных компонентов и их сочетаний в ряде случаев установлено достоверно (к примеру, биоморфная структура имеет органическое происхождение) и было бы неразумно отбрасывать и не использовать уже полученные знания. Поэтому вторая схема должна быть структурно-генетической и включать характеристику и систематику не просто структурных, а структурно-генетических компонентов.

Прежде чем перейти к характеристике предлагаемых и частично существовавших классификаций, следует указать на ряд сложностей, которые, по-видимому, исключают возможность разработки всеобъемлющей схемы, охватывающей все существующие разновидности карбонатолитов.

1. Разнообразие как органических остатков с карбонатным скелетом, поставляющих материал в осадок, так и зерен — форменных элементов, слагающих карбонатные осадки и породы.

2. Наличие, как правило, сложной смеси структурообразующих компонентов. Это касается как смешения разнообразных биоморфных и зернистых компонентов, так и, что особенно важно, их сложных и разнообразных сочетаний с кристаллическими (кристалломорфными) компонентами.

3. Важная роль обломочных компонентов, образованных из собственного карбонатного материала, и их разнообразные смеси с другими компонентами. По сути дела органогенно-обломочные и шламовые структуры являются сложными биоморфно-кластоморфными.

4. Чрезвычайная подвижность карбонатного вещества, частые и интенсивные вторичные изменения — перекристаллизация, доломитизация, дедоломитизация и др.,— которые не только уничтожают первичные структуры, но и ведут к появлению сложных структур, причем расположенных резко неравномерно, часто даже в пределах одного шлифа, а не только штуфа.

2. Структурные классификации карбонатных пород. Указанные выше обстоятельства не позволяют составить общую и, главное, всеобъемлющую схему, подобную, например, классификации силицитов А. Д. Петровского, где в координатах структура—минеральный состав в каждой клетке была бы указана конкретная порода (или отсутствие породы в принципе). Поэтому в предлагаемом варианте (табл. IX-2) указаны лишь основные структуры. Предложенная схема достаточно проста и не требует подробного описания. Ограничимся лишь несколькими краткими комментариями.

Во-первых, она не включает в себя огромного разнообразия «смешанных» разновидностей, скажем, гастроподово-оолитовых, криноидно-фораминиферовых, полибиогермных и других видов известняков, а также различного сочетания структур зернистых (граноморфных) и кристаллических (кристалломорфных).

Во-вторых, и известняки, и доломиты, не говоря уже о промежуточных разновидностях, могут иметь все указанные в заголовке таблицы структуры. Известны первичные доломитовые биогермные структуры, в частности строматолитовые в докембрии; описаны полностью доломитизированные коралловые известняки с сохранением структуры кораллов. И хотя последние образования явно вторичные, по объективным структурно-вещественным

признакам — это уже не известняки коралловые, а доломиты коралловые, как ни необычно звучит это сочетание. Другое дело, что количественные соотношения структур разного типа в известняках и доломитах различны. Для первых преобладающими являются биоморфные и граноморфные структуры, для вторых — кристаллические. Это, в частности, определяет и разработку узко специальных более дробных классификаций доломитов.

Среди зарубежных классификаций карбонатных пород, обзор которых можно найти в литературе [2, 36, 37], наиболее распространены схемы Р. Фолка [49] и Р. Данхема с дополнениями А. Эмбри и Дж. Кловена [46, 47]. Первая в значительной мере применима для микроскопических исследований пород в шлифах, вторая — как при полевом описании, так и при изучении шлифов. Обе они исходят из чисто структурных показателей: наличия и типа форменных элементов или зерен (аллохем, по Р. Фолку) — раковин, оолитов, пеллет и т. д., и их соотношения с цементирующей массой (ортохем, по Р. Фолку), которая может быть микритовой или яснокристаллической — спаритовой. В качестве дополнительных показателей А. Эмбри и Дж. Кловен вводят морфологию органических остатков биогермных известняков — баундстоунов и через них механизмы улавливания и фиксации карбонатного небиогермного материала.

Несмотря на непривычную для русской литологии терминологию американских авторов, отдельные типы пород имеют аналоги в отечественных классификациях или, по крайней мере, несложно сопоставляются с принятыми у нас названиями. Например, ооспарит представляет собой оолитовый известняк с яснокристаллическим цементом, биопелмикрит — органогенно-сгустковый известняк с микрозернистым цементом. Уже эти примеры показывают, что в название породы обязательно включается структура цемента, микрокристаллическая или яснокристаллическая, что, как правило, отсутствует в отечественных классификациях. Кроме того, фиксируются количественные соотношения зерен — оолитов, пеллет и т. д. В то же время, в отличие от отечественных традиций, в англоязычных названиях не фигурируют типы органических остатков (известняк фораминиферово-криноидный, коралловый и т. д.), как это принято в русской литературе.

Схема Р. Данхема, А. Эмбри и Дж. Кловена (табл. IX-3) принята практически в подавляющем большинстве международных изданий, приводя к унификации терминологии и однозначному описанию пород. Первое самое крупное подразделение проводится по наличию (сохранности) или отсутствию первичных структур, и в этом отношении аналогично первому делению в схеме М. С. Швецова [38]. Отдельные же конкретные типы пород далеко не всегда имеют прямые аналоги в отечественных названиях. Так, баундстоуны по сути дела являются синонимом применяемого у нас термина «биогермный известняк». Его разновидности уже не столь очевидно сопоставляются с терминами, принятыми в нашей литературе. Фреймстоуны можно сопоставить с каркасными известняками. Сложнее дело обстоит с байндстоунами, так как строматолитовые известняки (доломиты) составляют лишь часть этого понятия; термины для других возможных типов известняков-байндстоунов в отечественной литературе отсутствуют. То же в полной мере относится к бафлстоунам. Термины «мадстоун» и частично «вакстоун» можно сопоставить с русским «микрозернистый известняк», содержащий то или иное количество форменных элементов. Аналогов же терминам «пакстоун», «грейнстоун», «флаутстоун» и «рудстоун» в русской литературе нет, так как они характеризут породы, состоящие из зерен разного размера с разным характером цемента, но не указывают тип зерен, что является главным в отечественной петрографии, ибо мы прежде всего говорим об известняке фораминиферовом, оолитовом, обломочном и т. д. Некоторые сопоставления возможны после микроскопического изучения и расшифровки общих чисто структурных терминов. Так, оолитовый доломитовый пакстоун

Принципиальная схема подразделения карбонатных

Структуры / Примеры пород	Биоморфные (состоящие из целых остатков организмов в положении роста)				Зернистые	
	Биогермные (зоо- и фитобиогермные)			Цельнораковинные	Скелетные	
	Ветвистые	Пластинчатые	Обволакивающие (и цементирующие)			
Известняки (доломиты)	Коралловые, мшанковые, строматолитовые, эпифитоновые, серпуловые и др.	Палеоаплизиновые и др.	Строматолитовые и др.	Ракушняки: фораминиферовые, устричные, птероподовые, гастроподовые, тектакулитовые, сферовые и т. д.	Органогенно-обломочные (детритовые): состоят из определимых обломков органических остатков размером обычно более 0,1 мм	Шламовые: состоят из неопределимых обломков органических остатков размером обычно менее 0,1 мм
	Полибиогермные, полифитовые				Включая мел	

* Применяемые в этих случаях термины «гомеобластовая» и «гетеробластовая» не совсем

можно сопоставить с доломитом оолитовым с микрозернистым цементом базального и порового типов.

По-видимому, существует несколько причин быстрого и широкого распространения указанных выше классификаций, особенно схемы Р. Данхема. Во-первых, это относительная простота и возможность использования ее уже при полевых описаниях. Во-вторых, ее объективность, что позволяет практически однозначно выделять и описывать породы. В-третьих, хотя это и не столь очевидно и прямолинейно, она имеет и прикладное значение, прежде всего в геологии нефти и газа — важнейших полезных ископаемых, связанных с карбонатными отложениями. Дело в том, что первичные коллекторские свойства пород, тип пустотного пространства и степень пористости, а также тип вторичных преобразований и характер возникающей при этом вторичной пористости во многом определяются первичной структурой. Они различны для биогермных известняков — баундстоунов, зернистых пород — пакстоунов, грейнстоунов, флаутстоунов и рудстоунов, причем тип зерен имеет сугубо подчиненное значение, и, наконец, микрозернистых — мадстоунов и вакстоунов.

Классификация Р. Данхема содержит определенный генетический момент, косвенно характеризуя динамику среды отложения. Так, мадстоун, вакстоун и частично пакстоун и флаутстоун — образования спокойных вод,

Таблица IX-2

пород по их структуре

(граноморфные)	Кристаллические (кристалломорфная, кристаллитовая)		Обломочные (кластоморфные, кластолитовые)	Реликтовые
Не скелетные (форменные)	Равнозернистые (равнокристаллические, гомеомерные, гомеометрические, гомеометрически-зернистые)*	Разнозернистые (разнокристаллические, гетероморфные, гетерометрические, гетерометрически-зернистые)*	По размеру и частично по окатанности карбонатных обломков	
Пизолитовые, оолитовые, псевдоолитовые, онколитовые, комковатые, сгустковые, пеллоидные, пеллетовые, сферолитовые, копролитовые, желваковые и т. д.	Пелитоморфные <0,005 мм Микрозернистые (кристаллические) 0,005—0,05 мм Тонкозернистые (кристаллические) 0,05—0,1 мм Мелкозернистые (кристаллические) 0,1—0,25 мм Среднезернистые (кристаллические) 0,25—0,5 мм Крупнозернистые (кристаллические) 0,5—1,0 мм Грубозернистые (кристаллические) 1,0—2,0 мм Гигантозернистые (кристаллические) > 2,0 мм	Разнозернистые, в том числе порфировидные и др.	Известняковые (доломитовые) брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты	Породы с преобладанием кристаллических (обычно разнозернистых) структур, на фоне которых сохраняются реликты или тени биоморфных, зернистых или обломочных структур
	Включая туфы и травертины, имеющие крустификационную структуру (точнее текстуру, т. к. она характеризуется взаимным расположением кристаллов в пространстве)			

удачны, так как являются разновидностью кристаллобластовой структуры метаморфических пород.

где возможно осаждение тонкого микритового материала. Грейнстоун и рудстоун формируются в обстановке активной гидродинамики, где тонкий материал осаждаться не может.

Поскольку авторы главы не прилагают к ней терминологического словаря, редактор счел полезным завершить приведенный текст словарем терминов, используемых в англоязычной геологической литературе. Термины даны не в алфавитном, а приблизительно в хронологическом порядке их введения; рядом указаны либо авторы терминов, либо те, кто применили их одними из первых.

КАЛЬЦРУДИТ (А. Грабау, 1904) — порода, сложенная на 50% и более кальцитовыми интракластовыми обломками (аллохемами) диаметром более 2 мм.

КАЛЬКАРЕНИТ (А. Грабау, 1904) — порода, состоящая на 50% и более из кальциевых интракластовых обломков (аллохем — литокластических и (или) биокластических) песчаной размерности (0,06—2 мм).

КАЛЬЦСИЛТИТ (А. Грабау, 1904) — порода, сложенная на 50% и более кальциевыми интракластовыми обломками [литокластами и (или) биокластами] алевролитовой размерности (0,01—0,06 мм).

КАЛЬЦЛЮТИТ (А. Грабау, 1904) — порода, включающая 50% и более кальциевых обломков алевритовой и пелитовой размерности (0,01—0,06 и мельче 0,01 мм), для которых предполагается интракластовое происхождение.

Таблица IX-3

Классификация карбонатных пород по их структуре и происхождению Р. Данхема [46], А. Эмбри и Дж. Кловена [47] в интерпретации В. Г. Кузнецова [12]

Первичные осадочные структуры могут быть установлены							Первичные структуры не могут быть установлены
Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения				Первичные компоненты были связаны между собой в процессе осаждения	Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения		Подразделяются по физическим показателям структурных элементов: размеру и морфологии кристаллов и т. д.
Форменные элементы (зерна) имеют алевролитовую и песчаную размерность (<2 мм)				Баундстоун — автохтонный известняк, первичные компоненты которого связывались организмами в процессе осаждения; остатки организмов находятся в положении роста	Более 10% форменных элементов имеют размер > 2 мм		
Содержится илистый материал пелитовой и мелкоалевритовой размерности			Илистого материала мало				
Зерна не соприкасаются друг с другом и заключены в илистом материале		Зерна соприкасаются и поддерживают друг друга			Содержится илистый материал, образующий цемент порового и базального типа	Илистого материала мало, зерна соприкасаются друг с другом	
Зерен менее 10%	Зерен более 10%						

Мадстоун — микро- или тонкозернистый известняк с незначительным содержанием форменных элементов размером <2 мм	Вакстоун — микро- и тонкозернистый известняк с достаточно обильными (до 40—50 %) форменными элементами размером <2 мм	Пакстоун — известняк, состоящий из форменных элементов размером <2 мм с тонкомикрозернистым цементом порового и базального типа	Грейнстоун — известняк, состоящий из форменных элементов размером <2 мм с ясно-кристаллическим (спаритовым) цементом порового и базального типа	Бафлстоун — автохтонный известняк, в котором первичные компоненты осадка улавливались и осаждались между стеблевидными организмами; последние уменьшали скорость движения воды, что служило причиной осаждения	Байндстоун — автохтонный известняк, в котором пластинчатые и таблитчатые организмы покрывали, инкрустировали и тем самым связывали первичные компоненты осадка; остатки организмов могут составлять не более 15% общего объема породы	Фреймстоун — автохтонный известняк, в котором массивные формы ископаемых организмов образуют во время осадконакопления прочный трехмерный остов. Следовательно, остатки организмов образуют опорный каркас, промежутки которого могут заполняться карбонатным материалом иной структуры	Флаутстоун — известняк, состоящий из форменных элементов, в том числе гравийной (рудитовой) размерности с микро-тонкозернистым цементом порового и базального типа	Рудстоун — известняк, состоящий из форменных элементов, в том числе гравийной (рудитовой) размерности, с яснокристаллическим (спаритовым) цементом порового типа

Примечания. 1. Название породы образуется сочетанием типа форменных элементов, состава и структуры, например остракодовые известковые мадстоуны, оолитовые доломитовые пакстоуны и т. д. 2. Русская транскрипция терминов приведена согласно принятой при переводе книги Дж. Уилсона, [30].

БИОЛИТИТ (А. Грабау, 1904) — известняк с каркасом из рифостроящих организмов или из карбонатных скелетных частиц, оставшихся на месте обитания организмов и связанных в жесткое сооружение.
ЗООГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ (А. Грабау, 1904) — породы, образованные карбонатными остатками животных.
ФИТОГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ (А. Грабау, 1904) — породы, сформированные карбонатными остатками растений.
БИОКЛАСТИЧЕСКАЯ ПОРОДА (А. Грабау, 1904) — порода, состоящая из обломков, образовавшихся в результате разрушения ранее существовавших пород (любых, в том числе небиогенных) как следствие жизнедеятельности организмов. В более поздней трактовке — порода, сложенная обломками раковин.
ДОЛОСТОН (Р. Шрок, 1948) — доломит или доломитит — порода, состоящая более чем на 50% из карбонатных минералов с преобладанием доломита.
АЛЛОХЕМЫ (П. Крынин, 1948) — компоненты любых пород химического или биогенного происхождения, образовавшиеся внутри бассейна седиментации, но претерпевшие перенос (интракласты, оолиты, биокласты и др.).
ОРТОХЕМЫ (П. Крынин, 1948) — компоненты любых пород химического происхождения, не претерпевшие переноса (биолититы карбонатов, микрокристаллический галит, ангидрит и т. д.).
КЛИНТИТ (Ф. Петтиджон, 1949) — биогермный известняк, состоящий из остатков бентонных организмов, образующих жесткий каркас.
СПЕРГЕНИТ (Ф. Петтиджон, 1949) — калькаренит, сложенный оолитами и органогенным детритом.
КОКУИНОИДНЫЙ ИЗВЕСТНЯК (Ф. Петтиджон, 1949) — известняк из грубого, несортированного и часто неразрушенного ракушечного материала, накопившегося на месте обитания организмов без последующего перемещения.
СПАРИТ (Р. Фолк, 1959) — шпатовидный кальцит. Межзерновой компонент известняков, образованный кристаллическим, крупнее 0,01 мм (или 0,003 мм), кальцитом (или арагонитом), отложившимся при накоплении осадка или принесенным позднее.
МИКРИТ (Р. Фолк, 1959) — мелкокристаллическая (с кристаллами размером менее 0,003 мм) полупрозрачная карбонатная масса, выполняющая роль матрикса в карбонатных породах. Принято считать результатом химического осаждения тонкого карбонатного ила. Микритом также называют породу, образованную микритовой массой и содержащую менее 1% аллохем.
ДИСМИКРИТ (Р. Фолк, 1959) — микрит, содержащий неправильной формы включения кристаллов кальцита.
ИНТРАКЛАСТЫ (Р. Фолк, 1959) — отторгнутые и переработанные фрагменты осадков и осадочных пород, накопившихся несколько раньше в том же бассейне седиментации.
КАЛЬКЛИТИТ (Р. Фолк, 1959) — известняк (или известняковый песчаник), состоящий на 50% и более из обломков более древних известняков песчаной размерности (экстракластов, в отличие от калькаренитов, сложенных интракластами).
БИОКОНСТРУИРОВАННЫЙ ИЗВЕСТНЯК (А. Кароцци, 1960) — известняк, образованный колониальными формами организмов — водорослями, строматопорами, кораллами.
БИОАККУМУЛИРОВАННЫЙ ИЗВЕСТНЯК (А. Кароцци, 1960) — известняк, образованный неколониальными сообществами — моллюсками, криноидеями, харовыми водорослями и др.
МАДСТОУН (Р. Данхем, 1962) — микро- и (или) тонкозернистый известняк с содержанием частиц песчаной или гравийной размерности менее 10%.
ВАКСТОУН (Р. Данхем, 1962) — микро- и (или) тонкозернистый известняк с содержанием частиц песчаной размерности 10—40% и гравийной менее 10%.
ПАКСТОУН (Р. Данхем, 1962) — калькаренит, возможно с гравием менее 10%, сложенный зернами, соприкасающимися между собой, и поровым пространством, заполненным карбонатным тонко-микрозернистым цементом.
ГРЕЙНСТОУН (Р. Данхем, 1962) — то же, что пакстоун, но со спаритовым цементом или со свободными порами, не заполненными цементом.
БАУНДСТОУН (Р. Данхем, 1962) — эквивалент термина биолитит в понимании А. Грабау (1904) и Р. Фолка (1959).
ФЛАУТСТОУН (А. Эмбри и Дж. Кловен, 1971) — кристаллический известняк, образующий основную массу с плавающими в ней аллохемами, среди которых частиц крупнее 2 мм более 10%.
РУДСТОУН (А. Эмбри и Дж. Кловен, 1971) — порода из аллохемов, опирающихся друг на друга, среди которых зерен крупнее 2 мм более 10% (разновидность калькрудита А. Грабау).
БАФЛСТОУН (А. Эмбри и Дж. Кловен, 1971) — биолитит с органическими остатками стеблевидной или дендритовой формы, образующими сетку, и тонкозернистым заполнителем пор.
БАЙНДСТОУН (А. Эмбри и Дж. Кловен, 1971) — биолитит, сложенный таблитчатыми или пластинчатыми органическими остатками, образующими корочки.
ФРЕЙМСТОУН (А. Эмбри и Дж. Кловен, 1971) — биолитит, в котором массивные окаменелости слагают жесткую постройку на месте обитания, а полости заполняются матриксом и цементом или остаются пустыми.

3. Структурно-генетические компоненты карбонатных пород. Более полно генетическое значение структурных признаков учитывается в структурно-генетических классификациях карбонатных пород. Рассмотрение породы как композиции структурно-генетических компонентов

Таблица IX-4

Структурно-генетическая классификация карбонатных пород

Структурно-генетические группы	Структурные компоненты							
	Крустификационно-инкрустационный карбонат	Криптокристаллически-сгустковый микрит	Аккреционные «нескелетные» зерна	Биоморфный «скелетный» материал	Зерновой карбонатный материал	Иловато-микрозернистая масса	Карбонатный цемент	Кристаллическая масса
Туфо-структурные известняки (известковый туф, травертин, натечные формы...)	—	- - -	- - -					
Водорослево-структурные известняки, доломиты (криптоводорослевые ламиниты, тромболиты, строматолиты...)	- - -	—	—	- - -	- - -			
Биоморфно-структурные известняки (каркасные, органогенно-желвачковые, ракушняковые, ветвисто-органогенные...)		- - -	- - -	—	- - -	- - -	- - -	
Граноструктурные известняки, реже доломиты: лито-, био-, оо-, интраграноструктурные (от «иловых» до «зернистых»)		- - -	- - -	- - -	—	—	—	
Микроструктурные известняки: биохемо-, алломикроструктурные				- - -	- - -	—	- - -	
Грано-кристаллоструктурные известняки (бич-рок, цементит...)				—	—		—	- - -
Кристаллоструктурные известняки, доломиты, их переходные по составу разновидности (различаются по размерам и форме кристаллов, сложению их агрегатов)							- - -	—

Примечание. Сплошная линия — структурные компоненты данной группы; штриховая линия — возможные сопутствующие второстепенные компоненты.

придает классификации системный характер. Предлагаемая структурно-генетическая классификация структуротипных карбонатных пород (табл. IX-4) базируется на типических структурно-генетических компонентах, образующих ряд, который охватывает генетический цикл карбонатообразования: от синтеза карбонатного минерального вещества в условиях земной поверхности к процессам его дезинтеграции, переотложения и аккумуляции и затем к новообразованиям, перекристаллизации и замещению карбонатов на разных стадиях диагенеза, катагенеза, гипергенеза как функции p—T-условий и воздействия метеорных и подземных вод.

Понятие типического структурно-генетического компонента близко к тому, что подразумевалось Г. Чаталовым [35] под «частями строения известняков», связанными с «генетическими моментами» формирования карбонатной петрографической разновидности. В качестве типических выделены следующие структурно-генетические компоненты.

Крустификационно-инкрустационный кристаллический карбонат, кальцит—арагонит — продукт осаждения из вод источников и наземных потоков. Он формирует известковые туфы, травертины, натечные формы, в генезисе которых физико-химические процессы в разной степени сочетаются с биохимическими. Этот карбонат представлен кристаллами от мельчайших изоморфных до волокнистых разного размера. Он часто развивается по растительным остаткам, сохраняя следы замещенных нитей, веточек, трубочек, образуя также неотчетливо- и облаковидно-сгустковые структуры и сопровождаясь фестончато-слойчатыми нарастаниями.

Криптокристаллически-сгустковый микрит — продукт бактериально-водорослевой активности, формирующий различные водорослевые, сгустковые и облаковидно-сгустковые известняки и доломиты. Он может быть массивным и слойчатым. Наиболее характерной формой его геологического бытия являются строматолиты. Но вместе с тем он выступает как связующая масса в скелетно-обломочных и рифовых известняках. Это — наиболее распространенная и древняя форма биохимического синтеза карбонатов на земной поверхности в условиях крайнего мелководья, морского и озерного, где создавались и сейчас создаются условия для развития бактериально-водорослевых покровов (матов). Водорослевые карбонаты отличаются быстрой кристаллизацией и превращением в плотную породу, которая подвергается раздроблению.

Аккреционные «нескелетные» зерна, преимущественно кальцит,— также результат биохимического синтеза, осуществляющегося в форме сгустковых зерен — пеллет, ооидов, онколитов, пизолитов, желваков с крипто- и микрокристаллической структурой, иногда заключающей остатки нитей водорослевой природы, а также с различно выраженным слоисто-концентрическим и радиально-лучистым строением. Встречаются также агрегированные зерна — грейпстоуны, представляющие собой сросшиеся сферические зерна; лампы — агрегированные зерна в комках со сглаженными краями; ботриодальные зерна — грейпстоны или лампы с наружным оолитоподобным покрытием. Особую группу нескелетных зерен составляют микритизированные обломочные (скелетные) зерна. Такого рода образования можно рассматривать частично как микропроблематику, частично как микрофитолиты. Их систематика со структурно-биотической точки зрения рассмотрена Э. П. Радионовой [8]. В ее основу положена форма желвачков: разнообразная, часто неправильная — неправильно-эллипсоидальная,— правильная, овально-округлая. К. Кендалл [55] приводит систематику нескелетных зерен в форме диаграмм, показывающих зависимость их от гидродинамической активности среды по ее связи с приливно-отливной зоной, лагуной, открытоморским мелководьем и с интенсивностью осаждения карбоната кальция. В целом нескелетные зерна формируются в более широком диапазоне обстановок прибрежного и открытого морского мелководья, чем водорослевые покровы, являясь структурным компонентом как водорослевых, так и зернистых осадков. Пизолиты и онколиты больше характерны для приливно-отливных зон, пеллеты — для огражденного мелководья, грейпстоуны — для морского мелководья с умеренной гидродинамической активностью у дна, оолиты — для морских отмелей.

Биоморфный «скелетный» материал — результат биогенного синтеза карбонатов: кальцита, магнезиального кальцита, арагонита. Это — целые скелетные образования, зоо- и фитогенные, включая желваки корковых водорослей и мшанок, трубки червей и т. п., несущие прежде всего информацию биогенетического характера. В фанерозое биогенный синтез является наиболее продуктивным процессом карбонатообразования в условиях морского мелководья, но диапазон его обстановок очень широк: от озер до морских глубин 3 км. Биоморфный материал является исходной формой для карбонатных компонентов, связанных с динамическими процессами карбонатной седиментации.

Зерновой карбонатный материал — из кальцита или доломита, включает в себя био- и литокласты, нескелетные зерна, биоморфы в виде раковин, водорослево-мшанковых желвачков, мелких колоний и т. п., вовлеченные в гидродинамический, эоловый, гравитационный процессы перемещения и обработки: раздробление, окатывание, сортировка. Сюда относятся аллохемы по Р. Фолку [49]. Это — карбонатный материал, формирующийся и осаждающийся по принципам механической седиментации. Однако на его седиментационное поведение большое влияние оказывают специфические гидравлические свойства скелетных обломков, так же как специфика дробления скелетных остатков. Механическое раздробление и истирание скелетных

образований, их биогенная и спонтанная деструкция приводят к тому, что в процессы физической седиментации вовлекается материал широкого гранулометрического диапазона, включая пелитовую и тонкоалевритовую фракции, разносящиеся во взвеси и накапливающиеся в форме иловатой микрозернистой массы.

Иловато-микрозернистая масса, микрит — представлена преимущественно кальцитом, часто арагонитом и магнезиальным кальцитом, реже доломитом, продукт осаждения взвесей путем «дождя частиц» в затишных обстановках экранированного мелководья или относительно глубоководных впадин. По седиментологическим характеристикам это — аналог тонкого алеврита и пелитовых частиц. Генезис микритовых частиц может быть разным: от нанопланктона, связанного с поверхностной биопродуктивностью, до тончайших кристаллов, возникающих также у поверхности вод в результате биохимических процессов и эвапоритизации. Большинством исследователей к микриту относятся карбонатные частицы размером менее 4 мкм. Сложность возникает в случае тонких иголочек арагонита и тончайшего шлама, у которых удлинение частиц может быть бо́льшим. Особенностью микритового материала является его реакция на изменяющиеся физико-химические параметры среды и относительно быстрая растворимость в условиях, где карбонат неустойчив, в частности глубже лизоклина в океанических бассейнах. У карбонатных частиц микритовой размерности наиболее ярко проявляется метастабильность минеральных фаз, из которых наиболее устойчив низкомагнезиальный кальцит. Поэтому иловато-микрозернистый компонент карбонатных пород, не несущий признаков перекристаллизации, представлен, как правило, этим минералом.

Карбонатный цемент — заполняет пустотное пространство осадков и пород, являясь постседиментационным, чаще всего раннедиагенетическим образованием. Более поздний цемент может быть связан с явлениями избирательного растворения структурных компонентов. Цементирующий кристаллический карбонат представлен всеми минеральными фазами в ряду кальцит—доломит. Он чрезвычайно разнообразен в структурном отношении и соответственно информативен относительно стадий и условий постседиментационных процессов, связанных с влиянием морской среды и проникновением метеорных вод на только что отложенные и неглубоко захороненные осадки, с влиянием подземных вод и возрастающих температуры и давления на отложения, претерпевающие погружение на глубину в сотни и тысячи метров, а также в связи с выщелачиванием и закарстованностью при их поднятии и субаэральной экспозиции. Последовательность цементов разной генерации исследуется с использованием катодолюминисценции.

В приповерхностных обстановках цемент образуется в формах микрита, агрегатов волокнистых и пластинчатых кристаллов. При захоронении карбонатных отложений на более или менее значительные глубины погружения возникают яснокристаллические мозаичные и призматические цементы, так же как цементы синтаксиального нарастания или регенерационные. Последний тип цементации развивается при частичной перекристаллизации осадочного материала вокруг зерна, являющегося центром роста нового кристалла. В классификации карбонатных цементов [64] они подразделяются по размеру, форме и сложению кристаллических агрегатов — изопаховых, менисковых, друзовых и т. п.

Кристаллическая масса — из кальцита и доломита, а также сидерита, анкерита, родохрозита, формируется путем разрастания кристаллов, перекристаллизации, замещения в результате кристаллохимических процессов, контролируемых температурой и давлением, так же как интерстициальными флюидами. Кристаллохимический карбонат возникает на разных стадиях преобразования осадков и пород, начиная от сингенеза, характеризуясь кристаллической огранкой структурных элементов. Скопления кристаллов могут быть разной плотности. Дж. Фридман [51] приводит номенклатуру структур и сложения кристаллических осадочных пород, прежде всего известняков и доломитов. Отдельные кристаллы могут быть ангедральными, субгедральными, эвгедральными; структуры — равномерно- и неравномернозернистыми, с другой стороны (как сложение — fabric), идиотопными, гипидиотопными, ксенотопными, а также порфиротопными или пойкилотопными. Шкала размерности кристаллов градуирована по десятичной системе от микрометрового (0—10 мкм), деци- и сантимикрометрового размера к миллиметровому (1—10 мм), сантиметровому (10—100 мм). Структуры могут быть тонко- (100—250 мкм), средне- (250—500 мкм) и крупнокристаллическими (500—1000 мкм).

4. Структурно-генетическая классификация карбонатных пород. Если структурно-генетическую разновидность породы рассматривать как композицию структурно-генетических типов, классификацию таких разновидностей можно представить рядом их характерных типов, который адекватен ряду типических компонентов и соответственно генетическому циклу карбонатообразования. Она охватывает практически все структуротипные карбонатные образования, в том числе относительно мало распространенные. Классификация строится как диаграмма (табл. IX-4) с координатными осями, одна из которых — ряд структурно-генетических компонентов, другая — ряд структурно-генетических видов. Эти виды состоят из нескольких компонентов, из которых один (реже два) является ведущим, другие — характерными, генетически связанными с ведущими. Если вся классификация может рассматриваться как система

структуротипных карбонатных образований, то структурно-генетические виды — как их подсистемы, объединяющие разновидности, связанные единством происхождения структурных признаков. Для каждой такой подсистемы созданы и эффективны частные структурные или структурно-генетические классификации. Кстати, все получившие широкое распространение классификации известняков, базирующиеся на соотношении зерно—вмещающая масса или цемент с яснокристаллическим карбонатом, спаритом, в качестве одного из конечных членов, являются частными, охватывающими разновидности выделенных ниже как вид граноструктурных карбонатных пород. Все попытки расширить эти классификации, включив в них как биоморфные, в том числе биогермные, каркасные петрографические разновидности, так и кристаллоструктурные карбонаты, нельзя признать удачными, поскольку новые классификационные схемы приобретают отчетливо эклектичный характер, например, у В. Райта [66].

Системная структурно-генетическая классификация позволяет отнести реальную структуротипную разновидность к определенному виду или установить ее структурно-генетическую неоднородность, закрепив это комбинированным названием породы. Классификационный ряд составляют следующие структурно-генетические видовые группы.

Туфо-структурные известняки — являются в основе своей крустификационно-инкрустационными кристаллическими карбонатами, в составе которых заметную роль играют криптокристаллически-сгустковый микрит преимущественно бактериального происхождения и «нескелетные» зерна — оолиты и пизолиты. Это — различные известковые туфы, травертины, натечные формы, связанные с источниками, водными потоками, высачиваниями вод, пещерами и т. п. Их классификация [65] производится по признакам связи с различными видами растительности, обстановкам и месту образования, а также по проявлению обломочности, по включениям биотического материала и т. п.

У источников пресных вод известковые туфы обычно характеризуются отчетливыми признаками инкрустации окружающей растительности тончайшим низкомагнезиальным кальцитом. У горячих сероводородных источников, по описанию Р. Фолка и др. [50] возникают травертины с разнообразными кристаллическими формами, с корками из радиально-лучистых кристаллов длиной свыше 1 м и цемента с арковидными, шипообразными и винтообразными кристаллами. Туфоструктурные карбонаты отличаются от некарбонатных примесей чистотой состава, но они могут содержать включения органического вещества.

Эта структурно-генетическая группа карбонатных образований достаточно широко распространена на континентах в современную геологическую эпоху. Встречаются травертины в миоцене, реже в палеогене в комплексах континентальной молассы. Известны находки карбонатного туфа в мезозое. Имеются данные о девонских травертинах Минусинского межгорного прогиба среди эффузивных образований копьевской серии [24].

Водорослево-структурные известняки и доломиты — представляют собой различные формы выделения карбоната в результате жизнедеятельности низших растений и бактерий. В своей основе это — криптокристаллическая и сгустково-криптокристаллическая масса и аккреционные нескелетные зерна (пелоиды, онкоиды, пизолиты). Характерно присутствие некоторых биоморф, обычно плохой сохранности: водорослевых остатков, остракод, а также моллюсков, брахиопод и ряда других.

Дж. Айткин [40] приводит классификацию «криптоводорослевых» известняков как продуктов жизнедеятельности нескелетных водорослей. Он различает криптоводорослевые ламиниты — плоскослойчатые образования — и тромболиты, лишенные слойчатости, а также криптоводорослевые биолититы, включающие в себя строматолиты и онколиты. Выделена также группа криптоводорослевых фрагментированных карбонатов: рудиты, калькарениты, кальцсилтиты, брекчированные ламиниты.

Водорослевые сгустково-криптокристаллические карбонаты — ламиниты и тромболиты — могут характеризоваться пропластками остракодовых остатков и аутигенной брекчии, системами строматолитовых швов и тонких трещин с карбонатным заполнением. В некоторых случаях им свойственны глазковые текстуры, являющиеся признаком лоферитов.

Сгустки пелитоморфного карбоната на фоне относительно слабо и неравномерно раскристаллизованной известковой массы, содержащей преимущественно остракоды и гастроподы, а также интенсивно микритизированный скелетный детрит, являются показателем водорослево-сгусткового известняка. Водорослево-сгустковый карбонат выступает также связующей массой некоторых ракушняков, скелетно-обломочных и рифовых каркасных известняков.

Порода, в которой более 30% нескелетных зерен, являющихся основным форменным компонентом, может быть названа микрофитолитовой, оиколитовой, желвачковой и т. п. в зависимости от характера этих зерен.

Строматолит — понятие более широкое, чем петрографический вид, что хорошо показано В. П. Масловым [16]. Он подчеркивал, что обычно — это сложносоставное образование, в общем случае включающее в себя водорослевые постройки, форма которых подчеркивается

слойчатостью, и разделяющие их микрофации — часто обломочные и содержащие повышенные концентрации терригенной примеси. Но могут быть и микростроматолиты, проявляющиеся со всеми своими атрибутами в масштабе петрографического шлифа, в том числе в виде наростов на другие, относительно крупные структурные элементы.

Водорослево-структурные известняки и доломиты, яркими представителями которых служат строматолиты,— наиболее древняя петрографическая форма карбонатообразования, сохраняющаяся среди формирующихся осадков до сих пор. Они характерны для фаций карбонатных литоралей и крайнего мелководья, встречаясь в обстановках с перегретыми водами и соленостью, резко отличающейся от нормально-морской. Такие обстановки в геологическом прошлом, особенно в докембрии, были распространены гораздо шире, чем в поздние геологические эпохи, и занимали более широкие площади. Они характеризуются чрезвычайно большой изменчивостью условий и режима седиментации, что отражается также в большей изменчивости структурно-петрографических форм водорослево-структурных карбонатов. Их систематика тесно сопряжена с систематикой фаций и эволюцией бассейнов.

Биоморфно-структурные известняки — выделяются по ведущей роли в их сложении биоморфных компонентов, которые формируют рифовый каркас или образуют «заросль», будучи погружены в связующий (зернистый, иловатый или водорослево-сгустковый) материал, и частично цементированы кристаллическим карбонатом. К этой же структурно-генетической группе относятся ракушняки, возникшие на месте поселения биотических форм. Биоморфный компонент должен составлять не менее 30% породы. Поскольку окружающий или заключающий его материал формируется путем стабилизации или улавливания скелетных фрагментов, зерен и тонких частиц, он чаще всего разноразмерный и разнообразный. В общем случае для идентификации биоморфно-структурных известняков петрографических шлифов недостаточно.

Термин биоморфно-структурный применительно к данной петрографической группе корректнее, чем биоморфный, поскольку биоморфными могут быть только структурные компоненты. Тем не менее термин «биоморфный известняк» достаточно широко употребляем. Он присутствует, в частности, в классификации Г. И. Теодоровича [29], относившего к биоморфным разновидностям карбонатные породы, в которых преобладающим компонентом являются целые остатки организмов. Эти разновидности разделены на стереофитровые или твердорастущие, гемистереофитровые — органогенно-желвачковые, астерофитровые — ракушняковые, фораминиферовые и т. п. Они более дробно дифференцируются по отдельным биотическим формам.

С биоморфной структурно-генетической группой тесно сопряжены каркасные и биоструктурные известняки, часть из которых по формальным структурно-петрографическим признакам выходит за ее рамки, поскольку в генетическом отношении может быть идентифицирована только путем реконструкции процесса образования или исходя из формы построек. В классификации биоструктурных известняков [42] указаны их разновидности: глобулярная, решетчатая, раковинная, биосцементированная, ветвисто-органогенная, корковая, органогенно-связанная и некоторые другие.

Хотя биоморфно-структурные известняки казалось бы наиболее полное развитие получают в рифовых комплексах, в самих органогенных постройках их признаки не всегда могут быть установлены однозначно. В то же время биоморфно-структурными являются, по существу, многие карбонатные осадки относительно холодных вод, где фауна с карбонатным скелетом имеет тенденцию формировать плотные скопления и часто представлена прикрепляющимися формами: барнаклы, мшанки, литотамниевые водоросли и др.

Изменчивость и неоднозначность признаков биоморфно-структурных карбонатных образований связаны с тем, что они слагают аккумулятивные формы под разрушительным воздействием окружающей среды, в условиях потоков обломочного материала и нередко интенсивного проявления ранних постседиментационных процессов.

Граноструктурные известняки, реже доломиты — образованы преимущественно зерновым материалом — лито-, био- и интракластами, нескелетными зернами, округлыми раковинами, мелкими колониями, вовлеченными в физические процессы седиментации. Формирующиеся осадки могут характеризоваться четкой слойчатостью, в том числе градационной, параллельной и косой, признаками заполнения промоин, донных аккумулятивных форм в виде ряби и антидюн, эолианитов и т. п. Граноструктурные карбонатные осадки слагают турбидиты и зерновые потоки.

По структурным особенностям и их связи с факторами осадконакопления различают группы лито-, био-, интраграноструктурных породных разновидностей. Отдельную группу составляют осадочные образования из нескелетных зерен: это, как правило, ооиды, являющиеся в данном случае ведущим структурным компонентом оограноструктурных осадков и пород.

Литограноструктурные разновидности генетически связаны с дезинтеграцией плотных карбонатных образований и проявляются в виде гранулометрических аналогов терригенных осадков и пород, дифференцируясь также по степени сортировки и окатывания частиц. Это — различные известняковые, доломитовые, смешанные известняк-доломитовые алевриты, пески, гравий, галечники, конгломераты, брекчии, в литифицированном состоянии — алевролиты, песчаники и т. д.

Биограноструктурные карбонатные осадки и породы состоят из раздробленных, иногда цельных, например фораминиферовые скелетных остатков, в разной степени сортированных и окатанных, цементированных яснокристаллическим карбонатом или погруженных во вмещающую иловатую массу. Связующей массой может быть сгустковый микрит разной степени перекристаллизации. Формирование биограноструктурных карбонатов во многом определяется хрупкостью и гидравлическими свойствами скелетных остатков и экологической обстановкой

на дне. В условиях более устойчивой придонной подвижности вод возникают скелетные пески, отмытые от иловых частиц, после цементации яснокристаллическим карбонатом превращающиеся в карбонатные скелетные песчаники — цементированные песчанобиоструктурные известняки.

Эта линия структурного развития карбонатов отражена в их классификациях, связывающих структурные разновидности с энергетическим уровнем режима осадконакопления [46, 47, 49, 63]. В классификациях учитываются два основных параметра: соотношение зерен с вмещающей иловатой массой и размер зерен ≤ 2 мм. Структурный каркас из соприкасающихся зерен может быть цементирован яснокристаллическим карбонатом. Близкий подход использован в классификации известняков силура Эстонии, среди которых выделялись зернистые, илистозернистые, иловые, скрыто- и микрокристаллические, биогермные [26].

Более соответствуют структурно-генетическим особенностям карбонатов такие термины, как «плотный, разреженный и иловатый биограноструктурный известняк» — аналог англоязычных терминов — «пакстоун», «вакстоун» и «мадстоун».

Синонимом цементированного биограноструктурного известняка может быть грейнстоун. Его структурно зрелая разновидность — песчано-биоструктурный известняк.

Известняки, в которых ведущим зерновым компонентом являются ооиды, могут называться оограноструктурными. Цементированный оограноструктурный известняк — синоним оолитового карбонатного интракластового песчаника.

Интрагранострактурные карбонаты представляют собой карбонатные разновидности интракластовых осадочных образований, в составе которых интракласты обладают признаками вовлечения в динамические процессы седиментации. Таковы пластинчатые брекчии или плоскогалечный конгломерат из полулитифицированного материала или «мягких галек». Эта группа структурно-генетических разновидностей находится в одном ряду с породами смешения осадков или с пятнистыми, относящимися к категории текстуротипных пород.

Интрагранострактурные карбонаты наиболее часто характеризуются плотной пригонкой граноструктурных компонентов друг к другу. Такие разновидности пород, практически без цемента и связующей массы, называются переуплотненными.

Предлагаемая номенклатура карбонатных пород на структурной основе весьма вариабельна и позволяет найти адекватную замену таким терминам, как «пакстоун», «вакстоун» и другим, относящимся, скорее, к сленгу, чем к научному языку (см. [37]).

Микроструктурные известняки — сложены микритом, дисмикритом, биомикритом, формирующимися осаждением взвесей. Они накапливаются как илы во впадинах или огражденных участках мелководья, а также в небольших обособленных водоемах. Их представителями являются глубоководные наноилы, находящиеся на разных стадиях уплотнения и перехода в микрозернистые известняки, и мел. Сюда могут относиться и карбонатные осадки бассейнов с хемогенной — эвапоритовой — продукцией осаждающихся частиц, но они большей частью имеют метастабильный минеральный состав, что сопровождается процессами ранней перекристаллизации или неоморфизма.

С иловатой микритовой массой часто ассоциируют взвешенные в ней мелкие планктонные формы: фораминиферы, радиолярии, кальцисферы, тинтиниды и т. п. Но иногда — как в некоторых мелах — встречается бентосная фауна. Микроструктурные карбонаты часто имеют горизонтальную слойчатость и иногда смяты в оползневые складки. Ряд характерных особенностей микроструктурных, скорее наноструктурных, карбонатов связан с их замедленной литификацией. Примесь к карбонатным планктонным формам кремневых остатков в процессе седиментогенеза отражается в окремненности мелов и микрозернистых известняков.

К микроструктурным карбонатам относятся такие яркие по своим признакам образования, как раннемеловая майолика, юрские и триасовые красные известняки аммонитико-росса, юрские литографские и сублитографские известняки. В них с той или иной степенью определенности установлена ведущая роль нанопланктона в накоплении микрозернистой массы.

В палеозойских микрозернистых известняках с признаками пелагической седиментации, в том числе по комплексам ископаемых остатков, и мелоподобностью микрит связан, скорее всего, с биохемогенной продуктивностью поверхностных вод.

Отдельную группу микроструктурных известняков образуют тонкошламовые разновидности — из тонкоперетертого скелетного детрита. Их формирование связано с переотложением взмученного донного осадка, что могло вызываться штормами, сейсмическими толчками и т. п.

В целом микроструктурные карбонаты можно дифференцировать на биомикроструктурные, состоящие из нанового материала, хемомикроструктурные, образованные в результате биохемогенной продуктивности, и алломикроструктурные, или шламовые.

Отдельную группу структурно-генетических разновидностей составляют известняки иловых холмов из микрита с разрозненными остатками биотических форм, создававших заросли, которые стабилизировали взвеси. Такие известняки предлагается называть биоморфно-микроструктурными, в чем отражается их промежуточное классификационное положение.

Грано-кристаллоструктурные известняки — их отличает то, что в качестве ведущего или важного структурного компонента выступает карбонатный цемент, составляющий более 50% от объема породы. Это — цементированные карбонатные песчаники, у которых зерна оказываются раздвинутыми цементирующим кальцитом, и породы с обильными первичными или вторичными полостями, инкрустированными или заполненными яснокристаллическим карбонатом. Таковы, с одной стороны, некоторые бич-роки, а с другой — каркасные известняки. Возможны другие варианты развития яснокристаллического цемента, на фоне которого проявлены зерновые структурные компоненты. Сюда относятся известняки, пронизанные выделе-

ниями яснокристаллического кальцита, заполняющего пустоты от растворения оказавшихся неустойчивыми структурных компонентов. При этом кальцитовые новообразования могут быть шире самих утраченных компонентов и относительно слабо соответствовать их очертаниям. Это чрезвычайно характерные для карбонатов структурно-генетические разновидности, которые часто затруднительно отнести к тому или иному типу в существующих классификациях.

Кристаллоструктурные известняки, доломиты — переходные по составу разновидности, сложены кристаллическими массами, формирующимися в процессах кристаллизации, перекристаллизации, замещения одной минеральной модификации другой. Это — в разной степени выдержанные кристаллические пластовые тела, линзы, конкреции, жилы. Их генезис протекает при разных p—T-условиях среды и определяется ими на разных стадиях осадко- и породообразования, а также связью с водами бассейна, влиянием метеорных вод, воздействием подземных и глубинных нагретых растворов. Процессы преобразования карбонатных пород не менее эффективны в стадию гипергенеза и влияния поверхностных вод, вызывающих развитие карста. Определенное значение имеет метастабильность карбонатных минералов, спонтанная трансформация которых в стабильные модификации — низкомагнезиального кальцита и стехиометрического доломита — сопровождается возникновением кристаллических новообразований.

В результате мы имеем большое разнообразие кристаллических структур карбонатных пород, изучение которых позволяет раскрывать факторы и процессы преобразования карбонатов.

Среди кристаллоструктурных разновидностей известняков могут быть выделены афанокристаллическая, микро-, тонко-, яснокристаллическая размером от сотых долей миллиметра и крупнее, с отчетливым проявлением идиоморфности кристаллов, мозаичности их агрегатов, разрастания и неоморфизма. Выделяются переходные разновидности, например пятнистый ясно-микрокристаллический известняк с участками развития яснокристаллических агрегатов на микрокристаллическом фоне. Возможно выделение разновидностей, отражающих в своем наименовании порфиротопность или пойкилотопность структуры, а также иные ее особенности.

К рассматриваемой структурно-генетической группе относятся почти все доломиты, формирование которых представляет в основном кристаллохимический процесс. Соответственно их классификация должна отражать условия и кинетику роста кристаллов.

Афанокристаллические и микрокристаллические доломиты с размером кристаллов менее 0,01 мм генетически большей частью обусловлены раскристаллизацией хемогенного и биохемогенного протодоломита или кюгнита, проходящей почти одновременно с осадконакоплением. Доломиты, связанные с замещением известкового субстрата, неоморфизмом или перекристаллизацией магнезиально-карбонатных пород в изменяющихся условиях постседиментационных преобразований, обладают достаточно разнообразными структурами, классификация которых разработана Д. Сиблеем и Дж. Греггом [62] и уточнена на конкретных примерах [41].

В этой классификации важными понятиями являются одномодальность или полимодальность размеров кристаллов, их планарность или непланарность, наличие и характер сохранности первоначально кальцитовых аллохем и кальцитового цемента, кристаллические формы прозрачного доломита заполнения пустот: его ромбовидность, друзовость, барочность. Различаются прежде всего идиотопические доломиты из эвгедральных кристаллов, образующих структурный каркас; гидиотопические — из субгедральных кристаллов (варьирующих от эв- к ангедральным) и формирующих плотную кристаллическую массу; ксенотопические — из мозаики ангедральных кристаллов с искривлением и шероховатостью граней и волнистым погасанием. Ксенотопические доломиты возникают при замещении известняков или перекристаллизации при температуре свыше 50—100° С, так же как и при повышенном содержании органического вещества.

В целом доломиты с ксенотопической структурой встречаются в отложениях не моложе миоцена, кайнозойские чаще характеризуются структурами миметического замещения с сохранением первичных структурных особенностей. Различаются также сетчато-, пятнисто-, и затемненно-мозаичные доломиты, развивающиеся путем замещения соответственно иловых известняков, вакстоунов и пакстоунов [61].

В отношении номенклатуры кристаллоструктурных карбонатов заметим, что, несмотря на желательность единой номенклатурной системы, вряд ли нужно вводить усложненные термины при однозначном понимании и семантической адекватности употребляемых терминов их содержанию.

В заключение отметим, что известняки и доломиты, на которые приходится пятая часть осадочного комплекса в континентальном секторе стратисферы, имеют важнейшее геологическое и экономическое значение. Они содержат обширную и разнообразную геологическую информацию об обстановках и условиях осадконакопления, являясь одним из основных источников сведений об эволюции осадочного процесса в истории Земли. Кроме того, с ними связаны многие полезные ископаемые. Карбонатные породы заключают в себе не менее 40% мировых запасов углеводородов, крупные месторождения фосфоритов, полиметаллов, марганцевых руд, нерудного сырья. Именно это и определяет интерес к различным аспектам изучения карбонатных пород, что отражается в разнообразии их классификаций. Большинство из них, если они удовлетворяют основным требованиям такого рода разработок, имеют право на существование и использо-

вание. Это касается как чисто структурных классификаций, так и еще в большей мере генетических, а также целевых прикладных классификаций: как коллекторов нефти и газа, сырья для определенных производств и т. п. Наряду с разработкой и модернизацией существующих классификаций, базирующихся на используемых ныне признаках состава, структуры, генезиса, физико-механических свойств и др., возможно создание новых, базирующихся на иных критериях.

IX-2. МАЛЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ — ПОЛИКАРБОНАТОЛИТЫ

Хотя известняки и доломиты в составе карбонатов резко преобладают, Fe-, Mg-, Mn-карбонатные породы и другие тем не менее широко распространены в осадочной оболочке, вовлекая в цикл карбонатонакопления различные металлы и образуя иногда крупные скопления — месторождения полезных ископаемых. Таковы железные и марганцевые карбонатные руды, давсонитолиты, представляющие собой высококачественное алюминиевое сырье, сода, малахит и пр. Разнообразие карбонатов в природной среде является важным фактором общего круговорота вещества, определяющего геохимическую специфику биосферы.

Для карбонатов, не относящихся к ряду кальцит—доломит, предлагается в качестве собирательного название «малые карбонатные породы», или «поликарбонатолиты». Термином «поликарбонатолиты» мы подчеркиваем разнообразие карбонатных форм (табл. IX-5) и их переходное положение между карбонатами, являющимися результатом биотических и околобиотических процессов, и минеральными образованиями «косного» происхождения. В классификационных схемах они часто рассматриваются вместе с оксидами, эвапоритами или продуктами выветривания, с которыми связаны геохимическими и минеральными трансформациями.

В отличие от кальцито-доломитовых пород, осадочные поликарбонатолиты изучены слабее, поэтому их классификации — структурно-вещественную, генетическую и др.— создать значительно труднее. В силу этого мы воздерживаемся от изложения классификаций поликарбонатолитов, которые строились бы в том же ключе, что и для главных пород — кальцитолитов и доломитолитов. В данном параграфе мы ограничимся перечислением поликарбонатолитов, рассмотрением их некоторых вещественных особенностей, а также причин, приводящих к появлению их признаков и свойств.

Поликарбонатолиты объединяет то, что они являются прежде всего функцией системы CO_2—H_2O в маргинальных относительно среды, охваченной жизнью, процессах литогенеза. Они возникают в результате био- и геохимических процессов на разных стадиях литогенеза, большей частью как продукты замещения осадочного и породного субстрата, в широком диапазоне условий: от связанных с воздействием пресных вод на осадки, находящиеся в состоянии раннего диагенеза, до эвапоритовых. Их образование происходит под контролем физико-химических параметров среды: pH, Eh, p_{CO_2} в растворах, HCO_3, HS^-, CH_4. Разделение поликарбонатолитов осуществляется по степени кристаллохимического сродства с «основными» карбонатами Ca и Mg, по геохимической специализации, по связи с литогенетическими стадиями и осадочным или породным субстратом, по легкости растворения в условиях земной поверхности. Это разделение сопутствует широко распространенному изоморфизму поликарбонатолитов, объединяющему кристаллохимически сродственные минеральные формы в системы. Примером может служить имеющая важное геологическое значение четырехкомпонентная система $CaCO_3$—$MgCO_3$—$FeCO_3$—$MnCO_3$.

Поликарбонатолиты подразделяются на две основные, неравные группы, различающиеся поведением и значением входящих в них карбонатных минералов в процессах осадочного породообразования. Первая группа объединяет поликарбонатолиты из минералов кальцит-арагонитового типа, свя-

занных с «основными» карбонатами изоморфизмом, сопряженных или смежных с ними в осадочном процессе и возникающих преимущественно на его разных постседиментационных стадиях. Это — прежде всего карбонаты Mg, Fe, Mn, Sr, Ba. Они характеризуются разнообразными кристаллическими структурами и формами выделения, в целом широко распространенными в стратиграфическом разрезе и встречающимися в глубококатагенезированных отложениях. Сидерит и родохрозит являются наиболее древними широкораспространенными карбонатами, образующими слоистые элементы железистых кварцитов.

Вторая группа включает в себя гидрокарбонаты, основным признаком которых является присутствие в их составе гидроксильной группы или молекул воды, что определяет возможности существования соответствующих минералов в твердой фазе и особенности их поведения в условиях земной поверхности. Это — гидрокарбонаты Cu и Al, являющиеся продуктами экзогенного преобразования пород и осадков, содержащих соответствующие металлы, карбонаты содового типа, представляющие озерные эвапориты: гидрокарбонаты Ca и Mg, образующиеся в щелочных водоемах как ярко выраженная метастабильная минеральная фаза.

Свои наименования разновидности поликарбонатных пород получают исходя из названия преобладающего минерала во множественном числе: магнезиты, сидериты, родохрозиты и т. п. Вместе с тем необходимо считаться с традиционным отождествлением ведущего минерала с породой, в случаях малахита, азурита, соды и некоторых других. Универсальной формой номенклатуры породы исходя из основного минерала в ее составе является использование окончания «-лит»: магнезитолит, сидеритолит, манганолит...

В интегральных карбонатных породах определяющий минерал может содержаться в количестве меньшем 50%, так как наличие изоморфных примесей в бо́льшем количестве делает название породы по минералу неадекватным ее сущности. Номенклатуру таких пород можно строить исходя из определяющего карбонатную минеральную фазу элемента-катиона; таковы Fe-карбонаты, Mn-карбонаты и т. п.

Агрегальные поликарбонатные породы — магнезитовые, сидеритовые, содовые и т. д.— состоят из тесного переплетения продуктов разных фаз осадочного процесса в виде включений, линз, прослоев. Такие породы могут называться гетеро-, аллокомпонентными или смешанными, а их разновидности из слойчатых ассоциаций — аллоламинитами.

Поликарбонатолиты как петрографические сущности различаются формами выделения и минеральными ассоциациями, определяющими их структурные особенности. Одной из форм выделения являются «массы», не обладающие четкими геометрическими формами залегания и системностью структурно-текстурных признаков; это — осадочные образования, связанные с процессами выветривания и заполнением локальных бассейнов.

1. Поликарбонатолиты кальцит-арагонитового типа. Подразделяются по ведущей роли в их составе тригональных карбонатных минералов группы кальцита и ромбических групп арагонита, исходя из кристаллохимической обусловленности разного поведения карбонатов в осадочном процессе [10].

Тригональные карбонатные минералы представлены магнезитом $MgCO_3$, сидеритом $FeCO_3$, родохрозитом $MnCO_3$, ставитом $CdCO_3$, смитсонитом $ZnCO_3$, сферокобальтитом $CoCO_3$, гаспенитом $NiCO_3$ и др. Из них породообразующее значение имеют карбонаты Mg, Fe, Mn, в естественных условиях часто связанные между собой изоморфизмом. Среди тригональных карбонатов выделяются минералы подгруппы доломита: анкерит $CaFe(CO_3)_2$, кутнагорит $CaMn(CO_3)_2$ и др.

Рассматриваемые поликарбонатолиты являются ярко выраженными кристаллотипными образованиями. Вариации кристаллических структур определяются у них в основном связью со стадиями литогенеза, средой

Классификационный ряд поликарбонатолитов как минеральных групп

Изотипы кальцита—доломита—арагонита

Изотипы кальцита			Изотипы доломита	Изотипы арагонита
Mg-карбонаты	Fe-карбонаты	Mn-карбонаты	Ca—Fe(Mg)-карбонаты	Sr—Ba—Pb-карбонаты
Магнезитолиты, доломит-магнезитолиты, сульфат-магнезитолиты	Сидеритолиты, сидероплезитолиты, манганосидеритолиты	Родохрозитолиты, Ca-родохрозитолиты, манганокальцитолиты	Анкеритолиты, Fe-доломитолиты, доломит-анкеритолиты	Стронцианитолиты, витеритолиты, церусситоносные породы

формирования и особенностями субстрата, по которому поликарбонатолиты развиваются. В еще нелитифицированном осадке могут возникать кристаллические сферолиты, оолитоподобные, а также строматолитоподобные формы. Тригональные поликарбонатолиты встречаются в различных объемных формах выделения: от массивных тел, в том числе штокообразных, до тонкоплитчатых, переходящих в серии прослоев, линз, желваков, отдельных текстурных элементов пород, неоднородных по составу.

Магнезитолиты наиболее близки по своим структурным характеристикам к доломитолитам и сопряжены с ними в литогенетических процессах. Они связаны с известняками и доломитолитами переходными разновидностями, что отражено в классификации ряда известняк—доломит—магнезит Е. К. Фроловой (1959 г.), выделяющей доломитовый магнезит (с содержанием магнезитового компонента 50—75%), доломитистый магнезит (75—95%) и магнезит (> 95%).

Магнезит как эвапоритовый минерал встречается в сульфатах и полигалитах, где выкристаллизовывается в форме изометричных и идиоморфных кристаллов, представляя собой второстепенный компонент эвапоритовой породы, по которому можно судить о степени метаморфизованности рапы в солеродном бассейне (Пустыльников А. М., 1971 г.). Будучи одним из минеральных компонентов, магнезит встречается в осадках некоторых современных соляных озер при резко повышенном отношении Mg/Ca (больше 7—10) и в их водах в ассоциации с другими, в том числе метастабильными магнезиальными карбонатными минералами [56]. В слойчатых глинисто-доломитовых илах эвапоритовых пересыхающих озер штата Виктория на юге Австралии содержание магнезита достигает 27% при 40% протодоломита [45]. Такие осадки могут называться магнезито-доломитовыми.

Характерной формой проявления раннедиагенетического микро-тонкокристаллического магнезита являются его прослои в эвапорит-доломитовых комплексах, связанных с усыхающими бассейнами, имеющими изменчивый гидрохимический или шизогалинный режимы; таковы, например, миоцен-плиоценовые озерные отложения Центральной Анатолии в Турции. Магнезитовые слойки являются компонентом слойчатых ассоциаций, указывающим на шизогалинные этапы седиментации. Они описаны в соленосной кейперской серии Лоррен во Франции как слои (по 3—4 м), состоящие из чередования тонких слойков мощностью в несколько миллиметров, различающихся по содержанию глинистого, сульфатного и карбонатного компонентов при преобладании среди карбонатных минералов магнезита. Подобная слойчатая ассоциация может быть названа аллоламинитом, в данном случае магнезитовым глинисто-карбонатно-сульфатным аллоламинитом.

Магнезиты (магнезитолиты) могут формировать также крупные осадочные тела разнообразной кристаллической структуры. В палеозойских и

Таблица IX-5

и характерные представители поликарбонатных осадков и пород

	Гидратированные карбонатолиты			
	Гидрокарбонаты Cu	Гидрокарбонаты Al	Гидрокарбонаты Na	Гидрокарбонаты Ca—Mg
	Малахиты—азуриты	Алюмогидрокальцитолиты	Сода, трона, шортитолит	Гидрокальцитолиты, (моногидрокальцитолиты), гидромагнезитолиты
	Давсонитолиты			

более молодых пластовых магнезитолитах, находящихся в ассоциации с доломитолитами и связанных метасоматическим замещением последних под влиянием растворов с высоким отношением Mg/Ca, наблюдаются переходы от тонкокристаллических к яснокристаллическим (шпатовым) разновидностям [54]. Некоторые яснокристаллические магнезиты, как в намюре Наварры в Испании [53], содержат реликты первичных текстур, в том числе слоистости, относительно которой грани крупных кристаллов магнезита являются секущими.

Докембрийские магнезитолиты нередко обладают признаками глубокой метасоматической переработки вмещающих карбонатных толщ, развитием в них крупных пластовых, изометричных, так же как штокоподобных тел мощностью десятки метров. Соответственно они приобретают своеобразные кристаллические структуры по сравнению с доломитолитами. В таких магнезитолитах, как показали Л. В. Анфимов и др. [1] на примере нижнерифейских Саткинских месторождений, наиболее распространен магнезит ромбоэдрической, изометричной формы с кристаллами, сплюснутыми по третьей кристаллографической оси. Присутствие углисто-хлоритового вещества способствует развитию пинолитовой структуры с вытянутой ромбоэдрической веретенообразной формой кристаллов. Встречаются также параллельно-шестоватые кристаллы.

На месторождении Голубое в Енисейском кряже среди верхнепротерозойских доломитов А. И. Ушакова и В. П. Шевченко в 1982 г. выделили следующие текстурно-структурные типы магнезитолитов: 1) «мелкокристаллические» с размером кристаллов 0,5—0,7 мм, с гранобластовой структурой; 2) «среднекристаллические», с грано-, гетерогранобластовой и лепидогранобластовой структурами; 3) «крупнокристаллические» с размером кристаллов (3,0—7,0 мм), часто с радиально-лучистой структурой; 4) брекчиевидные «крупнокристаллические»; 5) «крупнокристаллические» с кристаллами ланцетовидной формы (до 10 см); 6) «гигантокристаллические» с кристаллами размером до 15 см, часто со стилолитовыми швами.

Такое разнообразие кристаллических структур магнезитолитов свидетельствует о высокой потенции метасоматического магнезитообразования, чему соответствуют тела, сложенные метасоматическим магнезитом с очертаниями, секущими напластование, и представляющие собой сочетание участков его развития с ксенолитами незамещенной породы. Текстуры магнезитолитов достаточно разнообразны и изменчивы в пределах даже отдельной залежи. На фоне массивной текстуры этих пород нередко развиваются пятнистая, радиально-лучистая, брекчиевидная, прожилковая, полосчатая, стилолитовая [1].

Магнезит развивается также в форме метасоматических тальк-магнезитовых пород в измененных гипербазитах и в жильной форме скрыто-

кристаллических магнезитов, связанных с корой выветривания ультраосновных пород.

Наиболее характерной формой проявления магнезитолитов как осадочных тел являются их метасоматические кристаллические разновидности, широко варьирующие по размерам и текстуре. При развитии магнезита в виде рассеянных или агрегированных кристаллов среди доломита, ангидрита, других осадочных разновидностей речь может идти о магнезит-доломитах, магнезит-ангидритах и т. п. Наконец, при выветривании магнезиальных вулканических пород продуцируются магнезитовые массы, которые не обладают определенными кристаллическими структурами и формами выделения.

Сидеритолиты прослеживаются от современных болотных, озерных и маршевых осадочных образований до архейских железистых кварцитов. Известны в широком диапазоне кристаллических структур — от скрыто- до крупно- и гигантокристаллических, при форме кристаллов — от субромбоидальной до волокнистой и игольчатой. В типичных проявлениях сидериты тонко- и мелкокристаллические и находятся в однородных смесях с другими карбонатными минеральными фазами. Сидерит, как правило, содержит изоморфную примесь карбонатов Mn, Mg, Ca. Он нередко проявляется в частично окисленном виде с превращением в оксидные формы Fe, придающие породе вид обохренной.

Исследования процессов минералообразования сидеритов указывают на их диагенетический характер [27]. Сидерит возникает при пониженных значениях Eh среды и повышенным p_{CO_2} в отсутствии HS^-, что определяет связь сидеритообразования с аноксидной средой диагенеза, содержащей реакционноспособное железо, где есть источник CO_2, но где не протекают процессы сульфатредукции. Такая среда создается, в частности, при разложении органического вещества в обстановке пресных поровых вод, а в морских условиях диагенеза — в его нижних вертикальных зонах [44].

Диагенетическая природа сидерита определяет вариабельность его кристаллических, большей частью идиоморфных, структур и залегание в форме прослоев, линз, желваков, а также ассоциацию сидеритов с углеродистыми и кремнистыми морскими отложениями, угленосными пачками, неморскими терригенными осадками с пирит-доломитовыми и пирит-кальцитовыми конкрециями.

Конкреции железистых карбонатов и прослои, обогащенные ими, встречаются сейчас на заливаемых маршах [59, 60].

Это — как правило, интегральные микрокристаллические образования, в которых сидерит ассоциируется с родохрозитом, анкеритом, магнезиальным кальцитом, моносульфидом железа и т. п. Они залегают среди терригенных осадков, содержащих органическое вещество и прослои торфа, возникая в восстановительной среде при pH > 6.

Сидеритоносными являются осадки некоторых озерных водоемов. Они описаны, например в горных озерах Камеруна, где отмечены скопления микропризм сидерита, иногда в ассоциации с вивианитом; они концентрируются в тончайших микрослоях, проявленных голубым, зеленым, желтым оттенками цвета на фоне коричневато-темно-серых глинистых илов с $C_{орг}$=6÷15%. Их возникновение связано с аноксидной средой этих бассейнов, куда с ливнями поступали продукты размыва почв.

Сидеритолиты в характерной для них форме проявления описаны среди углеродистых, алевритистых и известковистых отложений апт—альба на северо-востоке Центральной Атлантики [20]. Эти отложения накапливались в присклоновой части относительно глубоководной депрессии, где, как показали исследования А. И. Данюшевской, захоронившийся органический материал в значительной степени формировался за счет растительного детрита. Сидеритолиты встречаются в прослоях мощностью до 2 см, представляя собой замещенные, сидеритизированные известково-глинистые пе-

литолиты, обогащенные органическим веществом и сохраняющие реликтовую тонкую слойчатость. Сидерит в количестве до 65%, ассоциируя с манганокальцитом (до 18%), имеет отчетливую кристаллическую структуру из ромбоэральных кристаллов, изменяющуюся: от микро- до тонко-, участками мелкокристаллической, что придает сидеритовой породе тонкослойчатый, иногда градационнослоистый облик.

Слоистые выделения сидеритолитов могут быть настолько часты, что вместе с вмещающими отложениями, диагенетические процессы в которых обусловливают сидеритизацию, образуют единую гетерокомпонентную породную разновидность — аллоламинит. Им является, по-видимому, и тонкоритмичное чередование сидеритов с углеродистыми сланцами в Кокчетавском докембрийском массиве на Южном Урале, которое получило название «сидеритового флиша» [25].

Сидеритолиты с крупнокристаллической гранобластовой структурой (0,05—10 мм) известны среди рифейских доломитов бакальской свиты Западного Урала, где слагают пласты мощностью в десятки метров. Такие сидеритолиты залегают согласно с рудовмещающими доломитолитами, но разорваны телами магнезитов метасоматического происхождения [1, 32].

Сидеритизация осадков с зерновыми структурными компонентами в виде аллохем, зерен силикатов приводит к эффекту развития сидеритового кристаллического цемента. Таковы некоторые ракушняки и коралловые карбонатные породы на юге Крыма и Кавказе, где сидерит составляет до 65% по объему [32]. Это — сидеритизированные известняки, сидеритизированными являются также железистые оолитовые породы в юре Англии. Дж. Гринсмит [9] объясняет возникновение сидеритового цемента и частичное замещение шамозитовых оолитов в так называемых минеттовых рудах осаждением диагенетического сидерита на несколько метров ниже поверхности осадконакопления.

Сидеритолиты являются компонентом некоторых кор выветривания. Они присутствуют, в частности, в коре выветривания кристаллических пород Лебединского месторождения КМА [5], где имеют вид перекрывающих эти породы отложений сидеритового песчаника. Их появление объясняется развитием на месте месторождения после юрской регрессии моря водоемов с застойным режимом, в которых происходило накопление и разложение растительных остатков.

Таким образом, при характеристике сидеритолитов наиболее очевидным признаком является форма их выделений: от желваковой и конкреционной — сферосидериты — до пластовой, включая слойки и пропластки. При менее определенных формах ассоциации с вмещающей осадочной массой осадки и породы могут называться сидеритовыми или сидеритоносными, где сидерита менее 50%. В этих случаях сидерит большей частью тонко- и микрокристаллический, часто характеризуется изоморфными примесями карбонатов марганца — манганосидериты — и магния — сидероплезиты — или сопровождается иными минеральными фазами карбонатов, обычно содержащих железо. Более выдержан минеральный состав сидеритолитов в относительно мощных и древних образованиях, сложенных кристаллическим сидеритом с достаточно широким диапазоном изменчивости кристаллических структур.

Отдельную группу образуют сидеритизированные породы, в разной мере сохраняющие первичные признаки вследствие неполного замещения и унаследования ранних структур и текстур. Таковы сидеритизированные известняки с сидеритовым цементом и оолитовые сидеритолиты замещения первично железисто-оксидных пород. В них часто в качестве структурного компонента могут возникать сидеритовые сферолиты, образованные кристалликами игольчатого габитуса.

Родохрозитолиты являются чаще всего раннедиагенетическими тонкомикрокристаллическими интегральными породными образованиями, с ко-

торыми ассоциируется достаточно широкий спектр минеральных форм. Они развиваются так же, как породы замещения, в разной степени наследующие первичную неоднородность субстрата.

Диагенетические родохрозиты являются бассейновыми образованиями, связанными с морскими осадками, и возникают на геохимическом барьере между окислительными и восстановительными обстановками на общем фоне стагнации бассейна или его части при повышенном pCO_2. Значение среды для формирования родохрозитов ярко проявилось в возникновении стяжений манганокарбоната, встреченного при бурении на ст. 503 в восточной экваториальной части Тихого океана в плиоценовых кремнисто-известковых илах в интервале глубин 11—228 м. Эти илы имеют зеленоватую окраску и восстановительную среду. Стяжения, выполненные микрокристаллическим кальциевым родохрозитом с некоторой примесью кальцита, характеризуются цилиндрической или бочонковидной формой при длине до 70 мм и признаками связи с ходами илоедов, являвшимися, по-видимому, проводниками окислительной среды. Накопление аутигенного родохрозита происходит сейчас в осадках впадин Балтийского моря с режимом стагнации, в частности в Готландской впадине, куда периодически происходит подток североморских аэрированных вод.

Геохимическую роль метаболизма органического вещества в современных отложениях Балтийского моря характеризуют накапливающиеся здесь осадки, представляющие собой ассоциацию аутигенных минеральных фаз при ведущей роли Mn-карбоната ($Mn_{0.85}Ca_{0.10}Mg_{0.05}CO_3$), Mn-сульфида и Fe-карбоната при участии Fe-сульфида и фосфатов. Эта интегральность родохрозитовых осадков и пород является вообще характерной в их ассоциации с углеродистыми осадочными образованиями, в которой они получают наибольшее развитие начиная с раннего протерозоя.

Таковы пластовые родохрозитолиты раннедиагенетического происхождения на месторождении Уркют в верхнем лейасе гор Баконь (Венгрия) [58]. Они залегают в виде частых тонких прослоев среди черных сланцев окраинного бассейна Тетиса, имеют микро-тонкокристаллическую структуру и сложены собственно родохрозитом максимум на 52%. Родохрозитовая порода содержит также сидерит, глинистые минералы, гётит, кварц, сульфиды. В нижней перми на юге Новой Земли родохрозитолиты развиты среди углеродистых глинистых пород субгеосинклинальной впадины. Они представляют прослои мощностью от 2—3 до 15—20 см, характеризующиеся крипто-микрокристаллическим прорастанием карбонатами Mn алевроглинистой породы с растительным детритом и скелетами радиолярий, замещенных баритом и апатитом, с включениями сульфидов [18].

Связь накопления марганценосных осадков с геохимическим барьером на границе восстановительной и окислительной зон среды обусловливает определенную ассоциацию оксидных и карбонатных марганцевых минеральных фаз, которая прослеживается с раннего протерозоя, когда начинают заметно проявляться окислительные условия седиментации; тогда же в осаждении оксидных соединений марганца приобретает значение микробиальный процесс.

С замещением оксидных образований карбонатами Mn при изменении среды на восстановительную в условиях углекислых поровых вод связано, по-видимому, распространение строматолитовых, сферолитовых и оолитовых структурно-текстурных форм родохрозитовых пород. Таковы, в частности, оолито-сферолитовые родохрозитолиты на олигоценовых полях их развития в Чиатуре и месторождении Полуночном на восточном склоне Урала. Здесь отмечается смена фаций, соответствующих окислительной и восстановительной среде осадочного процесса, и родохрозит, скорее всего, развивается по структурным формам марганцевых оксидов, оказавшихся в восстановительных условиях.

Родохрозиты развиваются также по вулканогенно-осадочным породам в постседиментационную стадию, скорее всего, путем растворения — переотложения марганценосных минеральных компонентов в условиях восстановительной среды. В рифее Енисейского кряжа известны образовавшиеся таким путем родохротизированные алевропсаммитовые туффиты, залегающие в форме линзовидно-пластовых тел [11, 34].

Родохрозит, а вместе с ним манганодоломит, олигонит, манганокальцит, анкерит, сидерит и др. замещают предпочтительно витрокластику, образуя стяжения, составляющие до 80—90% от слоя.

С классификационной точки зрения очевидно, что под родохрозитолитами чаще понимается минеральный комплекс, который в целом может быть отнесен к манганокарбонатам. Микро-тонкокристаллические манганокарбонаты большей частью присутствуют в форме аллоламинитов, отражающих тесную связь марганцевых карбонатов со средой диагенетической выкристаллизации. Достаточно широко распространены родохрозитизированные породы, развитые по оксидным марганцевым минеральным фазам. Наконец, они встречаются как продукт выветривания родохрозитовых масс.

Анкеритолиты в качестве самостоятельных породных проявлений редки, встречаясь большей частью в виде маломощных прослоев среди угленосных отложений и прибрежных песчано-алевритовых осадочных образований и в форме цемента некоторых скелетно-детритовых известняков, находящихся в ассоциации с железными осадочными рудами. Анкеритолитам свойственны очень тонкокристаллические структуры и агрегированность в сферические формы, что соответствует диагенетической природе этих образований.

Анкерит является кристаллоструктурным изотипом доломита, образуя с ним ряд анкерит—доломит. Отмечается, что анкерит в его чистом химическом варианте $CaFe(CO_3)_2$ в природе не встречается; в то же время в доломите может быть растворено до 70% анкерита (железистый доломит) [10]. Поэтому породообразующее значение может иметь ассоциация переходных минеральных форм между доломитом и анкеритом, в структурном отношении напоминающая диагенетический микро-тонкокристаллический доломит. Она может быть названа доломит-анкеритолитами, например в случае замещения известняков под влиянием мигрирующих углеводородов [17], или ферродоломитолитами.

Переходный характер ферродоломитов в системе карбонатных минеральных форм, связанных изоморфизмом, обусловливает изменчивость их состава и ассоциацию с другими карбонатными минералами, возникающими в условиях диагенеза, характеризующихся повышенным p_{CO_2} и подвижностью форм железа в захороняющихся морских углеродистых осадках. Это — как правило, микрокристаллические выделения карбонатов, относящихся к разным минеральным фазам, которые могут быть идентифицированы только с использованием тонких методов анализа. Подобные ассоциации аутигенных карбонатных минералов входят в комплексы отложений океанического осадочного чехла с повышенным содержанием органического вещества. Выкристаллизовывающийся в них доломит часто сопровождается примесью анкерита, сидерита, родохрозита, что отмечает Р. Гаррисон [52] для Атлантического океана. На западе Тихого океана, восточнее Японских островов, в отложениях от плейстоцена до верхнего мела установлена микро-тонкокристаллическая ассоциация кальцита, доломита, анкерита, сидерита и промежуточных по составу карбонатных минералов, переходящая в ассоциацию минералов ряда доломит—анкерит [56].

Существование таких интегральных карбонатных разновидностей осадков представляет классификационную проблему. Возможно, они могут быть названы гетерокарбонатолитами.

«Ромбические» поликарбонатолиты из минералов группы арагонита включают в себя образующие природные концентрации стронцианит $SrCO_3$,

витерит $BaCO_3$, церуссит $PbCO_3$, являющиеся конечными членами системы $CaCO_3$ — $SrCO_3$ — $BaCO_3$ — $PbCO_3$, связанными изоморфизмом. Арагонит может содержать до 14 мол. % $SrCO_3$ и 2,5 мол. % $PbCO_3$ [10]. Ромбические поликарбонаты часто встречаются в четких кристаллографических формах, возникая преимущественно метасоматическим путем под воздействием на субстрат углекислых растворов. Замещение целестина в известняках и барита приводит к локальной концентрации кристаллов и кристаллических агрегатов стронцианита и витерита. Это явление можно встретить в осадочных породах, хотя оно более характерно для гидротермальных жил.

Витерит известен в слоистых концентрациях. В частности, кристаллический витерит встречен в виде тонких слойков и линз в пластах барита вместе с такой же формой выделения кремния в виде аллоламинита в нижнесилурийских черных сланцах Южного Цинлиня Китая [48]. Там же в нижнекембрийской свите Люйяпинь в ассоциации с черными сланцами, кремнями, известняками и доломитами кристаллическая витеритовая руда слагает верхние части пластов мощностью 3—5 м, в которых сменяет снизу вверх баритокальцит, развитый в форме радиально-лучистых сфероидов. Соотношение изотопов С и О в витерите указывает на биохемогенную природу этого минерала, формирование которого было связано, по-видимому, с метаболизмом органического вещества в диагенезе и с притоком в бассейн пресных вод.

Церрусит распространен как продукт выветривания галенита и замещения англезита в виде зернистых, порошковатых и волокнистых агрегатов. Опытным путем показано, что церуссит возникает в низкотемпературных условиях под воздействием углекислых растворов с pH = 4÷5; при pH > 5,5 выкристаллизовывался гидроцеруссит [57].

2. Гидрокарбонатолиты. Их минералы содержат в своем составе гидроксильный ион или молекулы воды, что придает им качество самостоятельных минералов, часто моноклинной сингонии. Это — как правило, гидрогенные, низкотемпературные и большей частью легкорастворимые образования, выделяющиеся в микро- и очень тонкокристаллических формах. Гидрокарбонатолиты наблюдаются преимущественно как продукты выветривания, реже как осадки континентальных водоемов.

Гидрокарбонаты меди, возникающие в зонах выветривания сульфидов меди, представлены малахитом и азуритом, где образуют характерные натечные и почковидные формы, которые вместе с зеленым цветом этих минералов определяют облик ценного отделочного камня — малахита. В условиях, близких к существующим на земной поверхности, малахит находится в равновесии со слабокислыми растворами (pH=5÷6) при концентрации CO_2 = 0,015÷1,190 г/л. Минимальная концентрация Cu, необходимая для отложения малахита, составляет 0,003 г/л и возрастает с повышением температуры [4].

Месторождения малахита, в частности на Урале, связаны с карстовыми пустотами карбонатов в пределах зон окисления сульфидных руд, где он встречается развитым по карбонатам в виде землистых масс, натечных форм и мощных коровых образований, которые, обламываясь, погружаются в форме глыб разного размера в глинистый материал, пропитанный вторичными соединениями железа и меди [22]. Под воздействием поверхностных вод малахит разрушается, замещаясь хризоколлой, фосфатами меди, брошантитом.

Гидрокарбонаты алюминия включают алюмогидрокальцит $CaAl_2(CO_3)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$, встречающийся в виде сплошных масс, прожилков и вкрапленности в битуминозных известняках и в бокситах, являясь продуктом выветривания и не дает макроскопически различимых кристаллов [3]. Есть указания на то, что открытый Г. А. Билибиным в 1926 г. алюмогидрокальцит (под названием хакассита) в нижнекембрийских извес-

тняках на Батеневском кряже в Хакассии к 1973 г. был нацело замещен гиббситом [13].

Выделения алюмогидрокальцита часто содержат давсонит — натриевый алюмогидрокарбонат, который, как и остальные натриевые и калиевые карбонаты, рассматривается вместе с солями вследствие их высокой растворимости и парагенеза с соляными породами (см. гл. X).

Гидрокарбонаты Ca и Mg связывают соляную и карбонатную седиментацию. Они нередко присутствуют в качестве примеси к магнезиально-карбонатным осадкам, являясь как легкорастворимой, так и метастабильной минеральной фазой в водоемах лагунного характера и пересыхающих озерах. В редких случаях они являются основными компонентами карбонатных илов.

Гидрокальцитолит $CaCO_3 \cdot H_2O$, известный также под названием моногидрокальцита, образует коричневато-желтые прослойки (0,5—3 мм) в диатомовых илах в осадках оз. Киву в Восточной Африке. Этот минерал находится в форме тончайших тригональных бипирамидальных кристаллов и сферолитов в смеси с диатомовыми водорослями. Одним из факторов его возникновения в осадках является пересыщение воды с отношением $Mg/Ca > 1$ карбонатами, прежде чем начнется зарождение кристаллов арагонита и кальцита. Присутствие ионов магния и фосфатов препятствует трансформации неустойчивого моногидрокальцита в кальцит или арагонит.

Гидромагнезитолит $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ формировал осадки в зал Кара-Богаз-Гол [19], где выкристаллизовывался в зоне смешения морской воды Каспийского моря с концентрированными рассолами залива. Возникающий «белый ил» содержал также гипс, кальцит, целестин. Диагенез такого осадка приводит к развитию доломита.

Последовательность поликарбонатов, начинающаяся в предложенной классификации магнезитом, соответствует проявлению в них в первую очередь признаков полигенетичных кристаллоструктурных карбонатов, за которыми следуют продукты выветривания под воздействием углекислых растворов и, наконец, продукты хемогенной садки под влиянием повышенных p_{CO_2} и эвапоритизации. Классификационный ряд карбонатов отражает также уменьшение степени распространенности и устойчивости их в условиях земной поверхности.

Устойчивость и распространенность поликарбонатолитов Mg, Fe, Mn определяются тем, что они наиболее полно как осадочные образования реализуются в постседиментационную стадию в условиях, где кальцит и доломит менее устойчивы. Магнезитолиты формируются как тела, нередко большой мощности и секущие первичное напластование, в результате метасоматоза карбонатных пород под влиянием растворов, проникающих сверху, в том числе связанных с обстановками эвапоритизации морских вод. Это — в полном смысле слова катагенные образования, чему соответствуют в целом крупнокристаллические, но изменчивые структуры, сопряженные с текстурами, отражающими режим и локальные условия раскристаллизации.

Поликарбонатолиты Fe и Mn чаще всего развиваются как диагенетические новообразования, характеризуясь кристаллическими, идиотоническими структурами и слоистыми формами залегания, а также ассоциацией с углеродистыми вмещающими отложениями, создающими для их генезиса необходимую среду. Но они также могут замещать оксиды Fe и Mn, в той или иной степени наследуя их формы выделения. Для поликарбонатов — изотипов арагонита, большей частью образующихся путем постседиментационного замещения сульфатных минералов, характерны отчетливые кристаллографические формы.

Особенности кристаллического строения почти теряют значение для идентификации гипергенных поликарбонатолитов, формирующихся в зоне выветривания. Здесь на первое место выходят формы залегания, парагенез,

химизм. В наибольшей мере это свойственно малахиту, у которого, как и у других гидрокарбонатов, проявляется неустойчивость в условиях земной поверхности. Содовые карбонаты, возникающие в экстрааридных зонах, относительно устойчивы в эвапоритовых комплексах, являясь историко-геологически все же эфемерными образованиями. Метастабильные гидрокарбонаты Ca и Mg являются промежуточной минеральной фазой.

Классификационный ряд поликарбонатолитов демонстрирует чрезвычайно широкий диапазон форм и условий их выделения и нахождения в обстановках земной поверхности и верхних слоев стратисферы под влиянием тех же факторов среды — вода, p_{CO_2}, pH, Eh, T, которые определяют существование биосферы. Скорее всего, с поликарбонатов Fe и Mn в условиях сильновосстановительной среды с огромным p_{CO_2} в начальную стадию обводнения земной поверхности начинался осадочный аутигенез на рубеже катархея и архея. Историко-геологически их распространение в осадочных комплексах было предтечей карбонатов Ca и Mg. Кроме того, содообразование в известной мере «отрицает» биогенное и биохемогенное карбонатонакопление, характеризующее современное состояние биосферы. Не ждет ли Мировой океан превращение в объемлющий Землю содовый бассейн как следствие нарушения сложившихся природных равновесий с повышением глобальной температуры, изменением системы океанической циркуляции и установлением плотностной стратификации?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е.* Саткинские месторождения магнезитов на Южном Урале. М., Наука, 1983. 87 с.

2. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы/Е. В. Дмитриева, Г. И. Ершова, В. Л. Либрович и др., М., Недра, 1969. 708 с.

3. *Бгатов В. И.* Карбонатные породы и бокситы.— В кн.: Вопросы литологии Сибири. Новосибирск, изд. СНИИГГИМС, 1973, с. 3—13.

4. *Бубликова Т. М., Балицкий В. С. и др.* Исследования фазообразования в системе $Cu—CO_2—H_2O—NH_3$ и растворимость малахита в водных аммиачных растворах.— В кн.: Экспериментальные проблемы геологии. М., Наука, 1994, с. 635—650.

5. *Булгакова А. П.* О метаколлоидном сидерите в коре выветривания кристаллических пород Лебединского месторождения КМА.— В кн.: Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 58—66.

6. *Вишняков С. Г.* Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почвы.— В кн.: Карбонатные породы Ленинградской области, Северного Края и Карельской АССР. Вып. 2. М.—Л., Госгоргеонефтеиздат, 1933, с. 3—22.

7. *Вишняков С. Г.* Классификация осадочных карбонатных пород.— В кн.: Труды Межвузовского научного совещания по геологии и полезным ископаемым Центрально-черноземной области. Воронеж, 1957, с. 135—154.

8. *Воронова Л. Г., Радионова Э. П.* Водоросли и микрофитолиты палеозоя. М., Наука, 1976. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 294).

9. *Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М., Мир, 1981. 254 с.

10. *Карбонаты.* Минералогия и химия/Под ред. Р. Дж. Ридера. М., Мир. 1987. 496 с.

11. *Костенко Л. П., Свиридов Л. И.* Условия образования первичных марганцевых руд Порожинского месторождения.— В кн.: Марганцевые руды. СПб., 1992, с. 63—64.

12. *Кузнецов В. Г.* Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М., Недра, 1992. 240 с.

13. *Лизалек Н. А., Смирнова Л. Г.* Полезные ископаемые кор выветривания карбонатных пород отдельных районов Сибири.— В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск, Наука, 1982, с. 141—144.

14. *Марьенко Ю. И.* Нефтегазоносность карбонатных пород. М., Недра, 1978. 240 с.

15. *Маслов В. П.* Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато.— Тр. ГИН АН СССР, 1950. Геол. сер., вып. 118, № 42, с. 67—68.

16. *Маслов В. П.* Строматолиты. М., 1960. 187 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 41).

17. *Миропольская Г. А.* Литологические особенности карбонатного репера «средний известняк» на востоке Русской платформы.— ДАН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 176—179.

18. *Наседкина В. Х., Павлов Л. Г. и др.* Марганцевые руды Южного острова Новой Земли.— В кн.: Марганцевые руды. СПб., 1992, с. 23—24.

19. *Нурягдаев М., Седельников Г. С.* Образование гидромагнезитовых осадков в заливе Кара-Богаз-Гол.— Изв. АН ТССР. Сер. Физ.-техн., химич. и геол. наука, 1965, № 4, с. 46—52.

20. *Патрунов Д. К.* Известковая компонента и сидерит в нижнемеловых отложениях южнее Галиссийской банки, вскрытых скважиной 398D: Проект глубоководного бурения, рейс

47Б, восточный сектор Северной Атлантики.— В кн.: Стратиграфия и палеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л., изд. НИИГА, 1980, с. 78—92.

21. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., Недра, 1981. 751 с.

22. *Самсонов Я. П., Туринге А. П.* Самоцветы. М., Недра, 1985. 335 с.

23. *Седельников Г. С., Байлиева Г. Г., Нурягдаев М.* Исследование фазового состава современных осадков прибрежной части зоны смешения Кара-Богаз-Гола и илов Кургузульской бухты.— Изв. ТССР. Сер. Физ-техн., хим. и геол. наука, 1969, № 2, с. 77—86.

24. *Семенов Г. А.* О связи процессов биогермо- и травертинообразования.— В кн.: Биоседиментация в морях и океанах: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Теберда. 26 сент.— 1 окт. 1983. М., 1983, с. 122—123.

25. *Сердюченко Д. П., Созинов Н. А.* Роль углеродистого вещества в формировании седиментогенных месторождений докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., Наука, 1973, с. 349—351.

26. *Силур* Эстонии/Под ред. Д. Л. Кальо. Таллинн, Валгус, 1970. 343 с.

27. *Стащук М. Ф.* Аутигенные минералы как индикаторы физико-химических условий образования осадочных горных пород.— В кн.: Осадочные процессы. М., Наука, 1973. (1-й Междунар. геохим. конгресс. Докл. Т. 4, кн. 2).

28. *Теодорович Г. И.* Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской обл. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950. 215 с.

29. *Теодорович Г. И.* О структурной классификации известняков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 72—84.

30. *Уилсон Дж.* Карбонатные фации в геологической истории/Пер. с англ.; Под ред. В. Т. Фролова. М., Наука, 1980. 463 с.

31. *Фортунатова Н. К.* Генетические типы и седиментационные модели карбонатных отложений.— Сов. геология, 1985, № 1, с. 32—45.

32. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 2. М., Изд-во МГУ, 1993. 430 с.

33. *Хворова И. В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.

34. *Цыкин Р. А., Свиридов Л. И.* Об условиях образования марганценосной подъемской свиты верхнего рифея. Енисейский кряж.— В кн.: Марганцевые руды. СПб., 1992, с. 88—89.

35. *Чаталов Г.* Строежни части на варовиците.— Изв. Геол. ин-та. Сер. стратигр. и литол. (София), 1970, 19, с. 137—173.

36. *Шванов В. Н.* К истории классифицирования карбонатных пород. I Вещественное классифицирование.— Вестн. СПбУ. Сер. 7, 1994, вып. 4 (№ 28), с. 13—20.

37. *Шванов В. Н.* К истории классифицирования карбонатных пород. II Структурное классифицирование.— Вестн. СПбУ. Сер. 7, 1995, вып. 1 (№ 7), с. 3—13.

38. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

39. *Штейнгольц В. Л., Баталин Ю. В.* и др. О парагенезисе природной соды и доманикоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991, № 7, с. 109—118.

40. *Aitken J. D.* Classification and environmental significance of cryptalgal limestone and dolomite, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta.— J. Sediment. Petrol., 1967, 37, N 4, p. 1163—1178.

41. *Amthor J. E., Friedman G. M.* Early to late diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian basin, West Texas.— J. Sediment. Petrol., 1992, 62, N 1, p. 131—134.

42. *Cayeux L.* Introduction à étude petrographique des roches sédimentaires. Paris, 1916. 514 p.

43. *Cummings E. R.* Reefs or bioherms? — Bull. Geol. Soc. Amer., 1932, 43, N 1, p. 331—352.

44. *Curtis C. D., Douglas J.* Catchment processes and the quantity and composition of sediment delivered to terminal basins.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 1993, 344, № 1670, p. 5—19.

45. *Decker P. D., Last W. M.* Modern, non-marin dolomite in evaporitic playas of western Victoria, Australia.— Sediment. Geol., 1989, 64, № 4, p. 223—238.

46. *Dunham R. J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture.— In: Classification of carbonate rocks/Ed. W. E. Ham. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1, 1962, p. 108—121.

47. *Embry A. F., Klovan J. E.* A late Devonian reef traction north-eastern Banks Island, Northwest Territories.— Bull. Can. Petrol. Gerol., 1971, 19, p. 730—781.

48. *Fan D., Wang Zh., Ye. J., Zhan T.* Origin of Early Paleozoic Black chert and assciated barite; whithrite ore deposits in South Qinling.— 28 IGC (Washington, 1989). Abstr. 1989, vol. 1, p. 471.

49. *Folk R. L.* Practical petrographic classification of limestones.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, 43, p. 1—38.

50. *Folk R. L., Chafertz H. S., Tiezzi P. A. A.* Bizzarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot spring travertines, central Italy.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1985, № 3, p. 249—369.

51. *Friedman G. M.* Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks.— J. Sediment. Petrol., 1965, 35, № 3, p. 643—655.

52. *Garrison R. E.* Diagenesis of oceanic carbonate sediments: A review.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1981, № 32, p. 181—207.

53. *Gomes de Llarena I.* 1. La diagenesis en la dolomita y magnesita de Asturreta (Eugui Navarra): un problema por estudiar. 2. Newlandia navarriensis, estromatolito namuriense de Asturreta.— Bol. Real. soc. esp. histor. natur. Sec. geol., 1968, 66, № 1, p. 41—48.

54. *Guillou J.-J.* La série carbonatée magnesiénne et l'evolution de la composition de l'hydrosphere.— C. r. Acad. sci., 1972, D274, № 22, p. 2952—2955.

55. *Kendall C. G. S.* An environmental re-interpretation of the Permian evaporite/carbonate shelf sidiments of the Guadalupe Mountains.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, 80, № 8, p. 2503—2526

56. *Matsumoto R., Yijima A.* Carbonate diagenesis in cores from sites 438 and 439 off Northeast Honshu, Leg 57, Deep Sea Drilling Project.— Init. Repts DSDP, vol. 51—57, p. 2 Washington, D. C., 1980, p. 1117—1131.

57. *Michels D. E., Bisque R. E.* Formation of cerussite on calcite in delute aqueaus solutions at low temperatures and pressures.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, № 73, p. 91—92.

58. *Polgari M., Okita P. M., Hein J. R.* Origin of Urcut manganese deposit Hungary.— 28 JGC (Washington, 1989). Abstr. 1989, vol. 2, p. 620—621.

59. *Postma D.* The occurrence and chemical composition of recent Fe-rich mixed carbonates in a river bog.— J. Sediment. Petrol., 1977, 47, № 3, p. 1089—1098.

60. *Pye K., Dickson J. A. D. et al.* Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in intertidal marsh and sand-flat sediments, north Norflock, England.— Sedimentology, 1990. 37, № 2, p. 325—343.

61. *Randazzo A. F., Zachos L. G.* Classification and description of dolomitic fabrics of rocks from the Floridan aqifer.— Sediment. Geol., 1984, 37, № 3, p. 151—162.

62. *Sibley D. F., Gregg J. M.* Classification of dolomite rock texture.— J. Sediment. Petrol., 1987, 57, p. 967—975.

63. *Smosna R.* Compostional maturity of limestones — a review.— Sediment. Geol., 1987. 51, № 3—4, p. 137—146.

64. *Savard M., Bourque P.-A.* Diagenetic evolution of a Late Silurian reef platform, Gaspe Basin, Quebec, based on cathodoluminiscence petrography.— Can. J. Earth Sci., 1989, 26, № 4, p. 791—809.

65. *Viles H. A., Goude A. C.* Tufas, travertines and allied carbonate deposits.— Progr. Phys. Geogr., 1990, 14, № 1, p. 19—41.

66. *Wright V. P.* A revised classification of limestones.— Sediment. Geol., 1992, 76, № 3—4, p. 177—185.

Глава X. ГРУППА СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ — ГАЛОЛИТЫ

X-1. СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ — ДОМИНАНТНАЯ ГРУППА

В доминантную группу включаются соли, слагающие основную массу соляных залежей. Не все минералы, входящие в эту группу, одинаково распространены в природе, некоторые минеральные виды редки, однако как группа пород они связаны в парагенезах и составляют основную массу формациеобразующих пород. В этом отношении они противопоставляются другой группе малых, экзотических, соляных пород, не образующих парагенезов с доминантной соляной группой или пересекающихся с ней лишь частично. Группа малых соляных пород рассмотрена в следующем параграфе этой главы.

Некоторые основные положения. Соляные горные породы (иначе соли, природные минеральные соли, галогенные породы, галолиты и др. (от греч. hals — соль) представляют собой естественно-природные агрегаты существенно соляного минерального состава и кристаллического строения, сформировавшиеся в результате хемогенно-осадочных геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел. С позиций литологии — это осадочные породы химического происхождения, сложенные главным образом легкорастворимыми в воде соединениями: хлоридными, сульфатными, карбонатными и другими более редкими типами солей щелочных и щелочно-земельных металлов, среди которых резко преобладают Na, K, Mg, Ca. Способности легко растворяться в воде, накапливаться в ней в высоких концентрациях и интенсивно кристаллизоваться из высококонцентрированных растворов составляют разные проявления одной главной, определяющей, особенности этих соединений: высокие значения их растворимости в природных водах. С этой их особенностью связан и целый ряд других химических и физических свойств солей (в том числе и вкусовых).

Ей же соляные породы в значительной мере обязаны общностью условий образования и закономерностей размещения, что и определяет их устойчивые парагенезисы в природных обстановках.

Уточним два тесно взаимосвязанных вопроса: об объеме сообщества соляных пород и о терминах, используемых для его обозначения. Термин «соляные породы» является, по существу, собирательным и не вполне строгим. Критерии для определения границ и полного объема группы солей в литературе специально не анализировались. Во всех случаях в состав группы включаются все хлоридные, легкорастворимые сульфатные, преимущественно натриевые, калиевые и магниевые, и сложные сульфатно-хлоридные соли. Часто, но не всегда, к рассматриваемому сообществу относят легкорастворимые карбонатные, преимущественно натриевые, соли, а также ряд очень редких нитратных и еще более редких йодатных солей. Что касается менее растворимых соединений — сульфатов кальция, ангидрита и гипса,— то одни исследователи включают их в данную группу, другие рассматривают отдельно. Иногда объем группы еще больше расширяется. Так, В. Т. Фролов [36] включает в нее и значительно менее растворимые сульфаты Sr, Ba (целестин, барит), фториды, бораты и, кроме того, алунит, ярозит и др. Исходным общим свойством всех этих соединений, позволяющим рассматривать их как единую совокупность, является их принадлежность к солевым (с химической точки зрения) компонентам природных сред, при этом к тем из них, которые обладают несколько повышенной, при этом различной, растворимостью. Мы попытались свести воедино разнообразные породообразующие солевые компоненты природных сред и систематизировать их с учетом величин их растворимости.

Известно, что минералы соляных пород состоят из ряда весьма распространенных в земной коре катионов и анионов, формирующих, с одной стороны, основную массу природных солей, а с другой — макрокомпонентный состав подземных и поверхностных вод. Относительно полный их набор приведен в табл. X-1 (см. вкладку в конце книги). В этой таблице, составленной в матричной форме, отражены основные сочетания катионов и анионов, приведены величины растворимости для большинства соединений, отвечающих этим катионно-анионным сочетаниям, а также указаны основные природные минеральные вещества — моносоли — и более сложные солевые соединения. Таблица дает общее представление о спектре возникающих соединений. Бораты в таблицу не включены главным образом из-за того, что мы не располагаем достаточными данными о величинах их растворимости.

Как видно из табл X-1, различные сочетания представленных в ней катионов и анионов определяют разнообразие природных минеральных соединений. Среди них помимо простых солей широко распространены сложные двойные и тройные соли, а также различные кристаллогидраты. Возможность кристаллизации солей из природных вод в большой мере определяется показателями растворимости соединений и их соотношением с концентрацией образующих их ионов в растворах.

В соответствии с минералогической классификацией А. Г. Бетехтина [1956 г.] все минералы, отвечающие рассмотренным в таблице соединениям, относятся к двум большим группам: I — галогениды (или галоидные соли), включающие соединения металлов с F, Cl, Br и I; II — соли кислородных кислот, объединяющие соединения катионов металлов с комплексными анионами, содержащими кислород (SO_4, NO_3, CO_3 и др.). С химической точки зрения все эти соединения являются *солями кислот*. По существу, все они могут рассматриваться как единое сообщество *солей* (s. l.) также и с геологической точки зрения.

Для ряда общих задач седиментологии именно совместный анализ этого сообщества в целом и с единых позиций, т. е. анализ их как целостной системы, представляется оправданным и весьма перспективным. Однако

такой анализ составляет самостоятельную задачу и требует несколько иных подходов.

С позиций же геологии и систематики природных солей данное сообщество минералов является более широким и разнородным. Ряд минеральных соединений в нем целиком или в значительной мере образует скопления в природных ассоциациях, отличающихся от парагенезисов минеральных солей. Это — квасцы, алуниты, отчасти целестин, барит, бораты. В само же сообщество природных солей помимо минералов-породообразователей входят минеральные соединения, либо выполняющие роль акцессориев в составе соляных пород, в том числе образующих в них лишь изоморфную примесь (например, все бромиды), либо формирующие такие разновидности соляных пород, которые сами являются крайне редкими (акцессорными) в соляном сообществе (нитраты, часть фторидов и др.).

Объектом нашего дальнейшего анализа и систематизации будет лишь часть обширного соляного сообщества s. l., отвечающая более узкой совокупности собственно природных солей или солей s. str., совокупности, образованной основными минералами-породообразователями, формирующими практически нацело соляную часть соленосных толщ, а именно: хлоридными, сульфатными и карбонатными соединениями Na, K, Ca и Mg (исключая относительно слабо растворимые карбонаты Ca и Mg).

Как свидетельствует табл. X-1, величины растворимости перечисленных соединений весьма близки: они находятся в интервале 100—500 г/л (иногда несколько больше). Именно близкие величины растворимости в сочетании с повышенным содержанием образующих их ионов в природных подземных и поверхностных водах определяют широкую распространенность природных парагенезов из соединений этой группы. Значительно более низкие величины растворимости сульфатов кальция определяют их особое положение в группе и неоднозначность решения вопроса об отнесении или неотнесении их к сообществу солей s. str. Карбонаты Ca и Mg, величины растворимости которых еще меньше, в сообщество солей s. str., как уже упоминалось, обычно не включаются. Таким образом, в данной главе мы ограничимся анализом соляного сообщества s. str., которое в табл. X-1 оконтурено утолщенной рамкой.

Теперь несколько замечаний о других терминах, используемых в литературе для обозначения природных сообществ соляных пород. Наиболее распространенными среди них являются такие, как «галогенные породы», «галолиты» и «эвапориты».

Термин *«галогенные породы»* широко применяется в отечественной литературе по солям. Согласно А. А. Иванову [16], он является производным от греческих корней «гальс» — соль и «генезис» — рождение, происхождение, а его содержание и смысл хорошо передает термин «солерод», предлагавшийся еще в 1831 г. русским химиком Г. И. Гессом. Объем группы галогенных пород не всегда понимается однозначно. Так, в соответствии с наиболее принятыми представлениями Н. М. Страхова и А. А. Иванова [16, 35], к галогенным относятся все легкорастворимые соединения, начиная с сульфатов кальция — ангидрита и гипса,— что, таким образом, определяет нижнюю по растворимости границу группы. В группу включаются хлоридные, хлоридно-сульфатные и сульфатные соли Na, K, Mg и Ca, сода, нитраты. Верхняя по растворимости граница не лимитируется.

Термин *«галолиты»* предложен Л. В. Пустоваловым [30] в качестве собирательного наименования легкорастворимых осадочных пород, состоящих в основном из хлористых или сернокислых солей Na, K, Mg, а также из углекислых солей щелочных металлов. Сульфаты Ca Л. В. Пустовалов в эту группу не включал. Термин не получил широкого распространения среди геологов-солевиков. Однако в последнее время он все чаще используется при систематизации соляных пород и осадочных пород в целом. При этом в понятие «галолиты» включаются и сульфатно-кальциевые породы.

В последнем случае термин «галолиты» и содержательно, и семантически становится эквивалентом термина «галогенные породы».

Следует отметить, что оба эти термина имеют, по нашему мнению, общий недостаток: наличие единого корня с терминами «галогениды», «галоидные соединения», относящимися строго к соединениям группы элементов галогенов — F, Cl, Br, I, а также с терминами «галит» и «галитолит». Созвучность всех названных терминов нередко определяет смысловую адекватность их восприятия. В результате понятие «галогенные отложения» иногда (особенно в не узкоспециальной литературе) по объему полностью отождествляется с понятием «галоидные отложения», а иногда и просто «галитовые», не распространяясь на сульфатные, карбонатные и другие высокорастворимые галогенные, но не галоидные, соединения. Тем не менее надо признать, что какой-либо более удачный (не генетический) термин в настоящее время отсутствует.

Существует еще один термин *«эвапориты»*, отличающийся от рассмотренных фонетически и этимологически. Этот термин и такие его производные, как «эвапоритовые породы» и «эвапоритовые отложения», широко используются в зарубежной, а отчасти и в русскоязычной литературе. Они происходят от латинского «evaporo» — испарять и производных от него терминов «evaporites» или «evaporite deposits» и обозначают отложения, возникшие исключительно в результате испарения. Объем этих терминов в литературе также недостаточно определен, как и объем термина «соляные породы». Одни исследователи включают в него только высокорастворимые соли, другие — также и сульфаты кальция, третьи — еще и кальциево-магниевые карбонаты (доломит, магнезит).

Мы воздерживаемся от использования этих терминов. Они постулируют, что возникновение галогенных образований происходит исключительно эвапоритовым, т. е. испарительным, путем. Соответственно для обозначения соляных пород иной генетической природы данные термины не должны применяться. Между тем установлена возможность накопления солей в результате реализации совсем других — не испарительных — механизмов, таких, как смешение рассолов, перепады физико-химических параметров среды, переотложение и др. [4]. Термин «эвапориты», таким образом, не охватывает всего объема рассматриваемой совокупности пород. Заметим, что А. А. Иванов [16] считал его излишним для русской литературы, полностью отдавая предпочтение термину «галогенная порода».

Итак, по отношению к сообществу природных минеральных солей s. str. для обозначения различных по объему его типов мы будем использовать наименования «галогенная порода» и «галолит» в качестве синонимов. Термин *«соляная порода»* без дополнительного уточнения рассматривается как термин относительно свободного по объему пользования, отвечающий либо всему сообществу солей s. str., либо его частям.

Из истории классифицирования и разработки номенклатуры галогенных пород. В проблеме классифицирования соляных пород можно выделить два аспекта, отвечающие двум крупным рангам классифицируемых объектов. Первый касается положения соляных пород в общей классификационной системе осадочно-породных образований; второй — типизации самих соляных пород. Те же два аспекта прослеживаются и в вопросах номенклатуры.

Среди классификационных схем по характеру признаков, используемых для классифицирования, различаются две: генетическая и структурно-вещественная.

В большинстве общих классификаций осадочных пород основные наиболее крупные подразделения до последнего времени чаще всего выделялись по генетическим признакам — обстановкам образования осадков. При значительном разнообразии конкретных признаков — оснований классифицирования — соляные породы занимали в них достаточно однотипную позицию: они относились по генетическому признаку к группе химических —

либо хемогенных, иногда хемобиогенных или биохимических — отложений (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. П. Батурин, Ф. Дж. Петтиджон, В. И. Лучицкий, М. С. Швецов, Р. Л. Фолк, Г. И. Теодорович, Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов и др.), либо к продуктам химической дифференциации — пегнитолитам (Л. В. Пустовалов).

В последние годы в ряде классификаций осадочных пород за основу первого, главного, подразделения стали принимать не генетический, а *вещественный признак*, т. е. состав пород. При этом соли заняли самостоятельное место среди других вещественно-минеральных подразделений либо в виде собирательной группы, соляных пород [24, 36], либо в виде хлоридного, сульфатного и карбонатного классов [18], либо в виде трех надклассов с теми же наименованиями [8, 38].

Что касается второго аспекта и второго уровня данной проблемы — классифицирования самих соляных отложений — здесь использовались те же две группы оснований: генетические и структурно-вещественные.

Две однотипные детальные *генетические классификации*, учитывающие ряд сходных показателей, одновременно разработаны во ВСЕГЕИ, Я. К. Писарчик [27] и Е. Э. Разумовской [31]. Я. К. Писарчик предложила совмещенную фациально-литогенетическую классификацию применительно к отложениям гипса и ангидрита. Ее классификация учитывает и взаимоувязывает фациально-палеогеографические обстановки, зоны (стадии) литогенеза и ведущие процессы образования отложений. Выделенные подразделения увязаны с геотектоническими показателями. Для каждого из них охарактеризованы структурно-вещественные особенности и специфические черты обстановки образования. Классификация Е. Э. Разумовской относится ко всей совокупности соляных пород. Она базируется на принципах, близких изложенным, но существенно расширена и усложнена за счет введения в анализ разнообразных наложенных процессов: диагенетических, эпигенетических, динамометаморфизма и контактового метаморфизма, а также дополнительного классификационного параметра — физико-химических условий солеобразования.

С. В. Ходькова в 1983 г. в основу классификации соляных пород положила генетический признак, отражающий степень преобразованности пород постседиментационными процессами.

Ряд важных классификационных разработок рассматриваемого генетического направления касался комплексов соляных отложений более высокого надпородного уровня — ранга формаций и месторождений. При этом учитывались три группы признаков: в одних классификациях — физико-географические, ландшафтные условия, в других — физико-химические условия галогенеза, в третьих — источники солей.

К классификациям первой группы относится схема Н. М. Страхова [35], подразделяющая галогенные формации на пять типов. К первому отнесены континентальные формации крупных озерных водоемов. Остальные типы формаций, связанные с морскими бассейнами, разделены на четыре группы: лагун, заливов, обширных краевых зон эпиконтинентальных морей и внутриконтинентальных солеродных морей. А. А. Иванов [16] в качестве главных оснований классификации галогенных формаций принял два показателя: время образования и ландшафтный тип. Он подразделил все формации на две группы: современные (четвертичные) и ископаемые (Є—N), а каждую из групп в свою очередь — на морские и континентальные. О. Брайтич в «Минералогической энциклопедии» 1981 г. приводит генетическую классификацию месторождений минеральных солей с их подразделением на первом уровне по ландшафтному признаку, а затем — по степени изменения и составу солей.

Физико-химические аспекты галогенеза послужили вторым основанием для генетической типизации природных солей. Большое значение в развитии этого направления имело физико-химическое изучение водно-солевых систем

и их эволюции М. Г. Валяшко, Н. М. Страховым и другими. Исследования этого плана позволили установить три главные ветви процессов галогенеза — карбонатную, сульфатную и хлоридную,— выявить их характерные черты и проследить особенности взаимопереходов. Классификации, основанные на физико-химических показателях, делят галогенные формации в зависимости от завершенности галогенеза на неполно- и полноразвитые, а последние в зависимости от геохимической специализации процесса на завершающих этапах на три типа: карбонатный, сульфатный с сульфатно-натриевым и сульфатно-магниевым подтипами и хлоридный [2, 7, 35].

Третье направление генетической типизации, учитывающее источники поступления вещества, в данном случае солевых компонентов, получило значительно меньшее развитие. Между тем уже Ф. Лотце [41] выделил четыре типа современных соляных месторождений, отражающих четыре разные источника солей: 1) морские; 2) континентальные; 3) вторично-континентальные (десцендентные), связанные с растворением ранее отложенных соляных пород; 4) вулканические. В последующих классификационных схемах долгое время источники солей в таком плане не рассматривались, главным образом потому, что большинство исследователей признавали и анализировали единственный источник соленакопления — соли поверхностных вод, в свою очередь пополняемый исключительно продуктами континентального выветривания. Лишь в работе Н. М. Джиноридзе с соавторами [11], базирующейся на новых генетических подходах, вопрос об источнике солей снова стал узловым принципом классифицирования. В классификационной схеме этих авторов выделены четыре генетических типа древнего и современного соленакопления: 1) эксгаляционно-осадочный; 2) эксгаляционно-седиментационный, отличающийся от первого относительно меньшей ролью продуктов вулканической и гидротермальной деятельности; 3) десцендентно-седиментационный; 4) собственно эвапоритовый. Эти типы близки намеченным Ф. Лотце типам современных соляных месторождений.

Классификации соляных пород второго — *вещественного направления* — разрабатывались параллельно с генетическими. Вещественными были классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, 1933 г., Л. В. Пустовалова, 1940 г. [30], Ф. Петтиджона, 1947 г. [26]. Большое значение в упорядочении и разработке проблемы вещественной классификации соляных пород имели работы Е. Э. Разумовской [31, 32]. В них дан анализ состояния изученности разных сторон проблемы, критический обзор главных классификационных схем и вариантов номенклатуры и сделаны конкретные предложения по их унификации и рационализации. Главные из них касались соляных пород полиминерального состава. Для их систематизации Е. Э. Разумовская рекомендовала применять те же принципы и подходы, что и для других осадочных пород. Одновременно она рассмотрела также возможности унификации номенклатуры соляных пород, о чем будет сказано ниже.

Особое место в проблеме типизации солей занимал избирательный анализ промышленно важных их типов, главным образом калийных и калийно-магниевых. Большое систематизирующее значение имело их подразделение на две основные группы: бессульфатную, хлоридную, и сульфатную (Я. Я. Яржемский, С. М. Кореневский, М. Л. Воронова и др.). Вопросами классификации калиеносных соляных пород занимались В. Н. Дубинина, П. П. Преображенский, В. А. Вахрамеева, М. П. Фивег, А. А. Иванов, Я. Я. Яржемский, С. М. Кореневский, В. Н. Щербина, С. В. Ходькова и другие геологи-солевики.

На развитие структурно-вещественного и генетического направлений классифицирования соляных отложений существенное влияние оказали разработки по систематизации крупных геологических тел — галогенных формаций. В структурно-вещественных классификациях галогенных формаций использовались три группы признаков: состав галогенных и негалогенных компонентов, строение и положение в вертикальных формационных рядах.

Различные показатели состава формаций служили основой ряда их классификаций. Три наиболее последовательные и сравнительно близкие между собой классификации предложены С. М. Кореневским [20], М. А. Жарковым с соавторами [12], а также Г. А. Беленицкой и Я. К. Писарчик с соавторами при типизации и картировании галогенных формаций СССР [33].

Отметим, что во всех классификационных схемах типизация проводится, по существу, лишь по наличию того или иного типоморфного галогенного компонента, иногда находящегося в подчиненном количестве. Количественное соотношение различных галогенных составляющих обычно не учитывается.

Одной из серьезных проблем, связанных с систематизацией соляных пород, является согласование вещественных и генетических классификаций, а также взаимоувязка различных генетических схем между собой. Большое значение в этом плане имели разработки по физико-химической типизации природных вод и по их сопоставлению с типами галогенных отложений. Благодаря исследованиям, выполненным М. Г. Валяшко, Н. М. Страховым, Ю. В. Баталиным, Е. Ф. Станкевичем, В. В. Куриленко и другими, три основных гидрохимических типа природных поверхностных и подземных вод — хлоридный, сульфатный и карбонатный — были в общем виде увязаны с тремя главными вещественными типами галогенных отложений тех же наименований.

Различные показатели строения формаций и положение их во вмещающих толщах — формационных рядах — рассматривали М. П. Фивег, М. М. Грачевский, В. Г. Кузнецов, Г. А. Беленицкая, М. А. Жарков. В. Крумбейн был, по-видимому, первым, кто типизировал соленосные формации по положению в вертикальных формационных рядах, сгруппировав формации по соотношению с подстилающими и покрывающими комплексами — карбонатными и красноцветными. Последующие исследования направлялись на выработку новых концепций и детализацию схем.

А. Л. Яншин и М. А. Жарков [40] для месторождений калийных солей предложили развернутую ранжированную классификацию, суммирующую более частные схемы разных исследователей. Все калийные месторождения разделены на типы, группы, классы и подклассы на основании последовательного использования показателей, характеризующих их состав, морфологию и строение. По анионному составу калийных солей выделены два типа: хлоридный и хлоридно-сульфатный, или сульфатный; по морфологии калиеносных тел — три группы: пластовая, линзообразная и пластово-линзообразная; по числу горизонтов — два класса: одногоризонтальный и многогоризонтальный; по степени дислоцированности — три подкласса: слабодислоцированный, среднедислоцированный и сложнодислоцированный.

Для собственно соляных пород наиболее целостную ранжированную вещественную систематику разработала Т. М. Жаркова [14]. Основываясь на химико-минеральных показателях, она выделила по анионному составу породообразующих минералов классы, по катионному составу — подклассы и более дробные подразделения, а для полиминеральных соляных пород систематизировала разнообразные типы минеральных ассоциаций. Эта классификация ценна тем, что она учитывает большой фактический материал, характеризующий реальные природные минеральные сообщества многочисленных соленосных бассейнов мира.

Предметом неоднократного обсуждения в литературе являлся вопрос о смешанных разнокомпонентных породах вообще и об их разновидностях, не содержащих выраженных доминирующих составляющих в частности. В проблеме разнокомпонентности составов соляных пород особо стоит вопрос о породах, образованных смешением галогенных и негалогенных компонентов. Варианты анализа и типизации такого рода пород чаще всего были весьма отрывочны и касались разновидностей с пелитово-терригенным составом негалогенной составляющей. Так, Д. П. Хрущов [37] ввел следующие гра-

дации по содержанию нерастворимого остатка, %: 5 — соль слабозагрязненная, 5—10 — соль загрязненная, 10—25 — соль сильнозагрязненная, 25—50 — терригенно-соляная порода, 50—75 — соляно-терригенная порода, 75—90 — соленосная порода, 90 — засоленная порода.

Т. М. Жаркова [14] подразделила негалогенные составляющие на три подгруппы: терригенную, нетерригенную и смешанную. В терригенной подгруппе ею выделены четыре класса: глинистый, алевропесчаный, грубообломочный, смешанный; в нетерригенной — три класса: фосфатный, боратовый и кремнистый.

По отношению к галогенным формациям типизация в зависимости от состава негалогенных компонентов дается в упоминавшейся классификации Г. А. Беленицкой с соавторами [33]. Все типы этих формаций, выделенные по составу галогенных компонентов, подразделяются на пять подтипов: карбонатный, глинисто-карбонатный, терригенно-карбонатный, глинистый и карбонатный. Кроме того, в качестве разновидностей отмечены формации, негалогенные компоненты которых содержат биогермные, углеродистые, красноцветные и вулканогенные образования.

Ю. П. Казанский с соавторами [17], а затем В. Н. Шванов [38] впервые подняли вопрос о необходимости учитывать степень таксономических различий разнородных компонентов пород, т. е. ранговость смешения. Подходы этих исследователей использованы нами в рассматриваемых ниже классификационных схемах.

Проблема систематизации структур соляных пород разработана в трудах многих геологов-солевиков, прежде всего М. Ф. Викуловой, К. Н. Андриановской, Я. К. Писарчик для гипсов и ангидритов, Е. Э. Разумовской, Я. Я. Яржемским с соавторами, В. Н. Щербиной, Т. М. Жарковой, М. Л. Вороновой и другими для иных групп. В двух наиболее полных и взаимоувязанных генетических классификациях, предложенных Е. Э. Разумовской для соляных пород и Я. К. Писарчик для гипсов и ангидритов, все структуры подразделены на первичные и вторичные. Среди вторичных выделены четыре типа: кристаллобластовые, метасоматические, катакластические и кристаллобластические. Подразделение внутри типов проведено по размеру и форме частиц, их соотношениям и взаимному расположению.

Что касается использования структурных признаков как одного из основных классификационных параметров соляных пород, то в качестве таковых они не рассматривались и как будто впервые были введены лишь в упоминавшиеся выше общелитологические классификации Ю. П. Казанского с соавторами [17, 18] и Н. Н. Верзилина, В. И. Драгунова, В. Н. Шванова [8].

Вопросы номенклатуры соляных пород, как правило, обсуждались вместе с рассмотрением классификационных схем. На ряде терминов, используемых для обозначения всего соляного сообщества — соляные, галогенные породы, галолиты — мы останавливались в начале главы. По отношению к подразделениям следующих иерархических уровней — надклассам и классам — используются два варианта наименований. По первому, чаще всего употребляемому, используются соответствующие прилагательные в сочетании с наименованием таксономического подразделения, например сульфатный или хлоридный надкласс (класс). Второй вариант, как известно, ввел Л. В. Пустовалов [30], обозначив группы пород терминами с окончанием «-лит»: сульфатолиты, галоидолиты и т. д. Такого рода термины в литологии вообще и применительно к солям в частности долго не пользовались популярностью, но в настоящее время все чаще используются главным образом в общелитологических классификациях [36].

В наименованиях конкретных типов пород существует наименьшая согласованность. Среди соляных пород мономинерального состава лишь одна разновидность — каменная соль — имеет собственное наименование, не связанное с названием минерала-породообразователя. При образовании

наименований остальных пород используются три варианта. В *первом*, очень распространенном, словесные обозначения породы и минерала не различаются, например гипс, галит и т. д., обозначают и породу и минерал, а различить их можно лишь в определенном контексте. Во *втором варианте*, также весьма распространенном, используется прилагательное, производное от наименования минерала, в сочетании со словом «порода»: гипсовая порода, галитовая порода и т. д. *Третий вариант* предполагает образование наименований пород в форме существительных путем добавления к названиям минералов тех или иных окончаний, по смыслу адекватного слову «порода». Сначала Е. Э. Разумовская в 1929 г., следуя рекомендациям А. Н. Заварицкого, предложила использовать окончание «-ит» (гипсит, галитит и т. п.). Позже Л. В. Пустовалов ввел в употребление окончание «-лит» как в наименование классов пород, о чем упоминалось выше, так и в названия конкретных их типов (гипсолит, галитолит, карналлитолит и т. д.). Предложение Л. В. Пустовалова было поддержано Е. Э. Разумовской, А. А. Ивановым и другими исследователями. Е. Э. Разумовская признала предпочтительным вариант с использованием окончания «-лит», а не «-ит», поскольку последнее уже присутствует в названиях многих соляных минералов: галит, сильвинит и др.

Согласившись с мнением Е. Э. Разумовской, добавим, что окончание «-ит» к тому времени уже использовалось минералогами в качестве унифицированного окончания, вводимого в названия новых минералов (Минералогическая энциклопедия, 1981 г.). В то же время окончание «-лит» применяется для обозначения понятий, близких термину «порода». Тем не менее термины с окончанием «-лит» не вошли в практику геологов-солевиков, а в «Геологическом словаре» 1955 и 1973 гг. они трактуются как излишние, что, по нашему мнению, несправедливо. Вместе с тем в последние годы они вновь все чаще используются в литературе [8, 36, 38]. Справедливости ради, необходимо напомнить, что еще в 1904 г. А. Грабау ввел окончания «-ит» и «-лит» в названия пород: кальцрудиты, кальцлютиты, кальклититы.

Для пород, состоящих из двух-, трех- или более минералов, образование их наименований также многовариантно, причем наиболее употребительны примерно те же три варианта. По *первому* из них, введенному Ф. Ринне в 1911 г., дается простое перечисление наименований минералов в порядке возрастания их относительного содержания в породе, например сильвин-бишофит, сильвин-карналлит-галит и т. д. Этому правилу следуют также С. В. Ходькова, Т. М. Жаркова и другие. По *второму варианту* также используется перечисление двух, трех или более минералов в порядке возрастания их содержания, название последнего из них дается в форме прилагательного и после него добавляется слово «порода», например сильвин-бишофитовая порода, сильвин-карналлит-галитовая порода и т. д. (Я. Я. Яржемский, А. А. Иванов, М. Л. Воронова и др.).

Третий вариант номенклатуры для двух-, трех- или многокомпонентных пород непосредственно связан с введением количественных критериев при их классифицировании. При этом наиболее рациональными вариантами и номенклатуры, и классификационных градаций следует считать те, которые используют единые принципы для всех разновидностей соляных пород и при этом по возможности однотипны с классификациями других осадочных пород.

Наиболее удачными в этом плане были упоминавшиеся разработки Е. Э. Разумовской [32], направленные на унификацию классификаций и номенклатуры соляных пород, увязанных с существующими классификациями и номенклатурными принципами, принятыми в осадочной петрографии. Е. Э. Разумовская для приведенных выше двух-, трех- и более компонентных соляных пород использовала градации с границами 5, 25, 50, 75, 95% и составила варианты наименований с применением единой системы суффиксов и окончаний. Так, минерал, содержащийся в количестве более 50%,

вводится в наименование с добавлением сочетания «-овая порода» (галитовая порода), с содержанием 25—50% — с суффиксом «-ово-» (карналлитово-), 5—25% — с суффиксом «-исто-» (сильвинисто-). Таким образом, сильвинисто-карналлито-галитовая порода — это порода, содержащая 5—25% сильвина, 25—50 карналлита и >50 галита. Для случаев, когда необходимы упрощения в наименованиях двухкомпонентных пород, Е. Э. Разумовская предложила сохранить использование более простого первого варианта словообразования с перечислением минералов, например каинито-лангбейнит. Возможности воспользоваться окончанием «-лит» вместо слова «порода» в этом варианте она не обсуждала.

Для трех- и четырехкомпонентных пород с примерно равным количеством компонентов Е. Э. Разумовская рекомендовала названные выше суффиксы не употреблять, а перечислять наименования минералов в порядке возрастания их содержания с частицей «-о» на конце и лишь к последнему добавить «-овая порода», например кизерито-полигалито-лангбейнито-каинитовая порода.

Предложения Е. Э. Разумовской представляли собой весьма удачную попытку унифицировать классификацию и номенклатуру соляных пород. Она была поддержана и рекомендована для использования Я. К. Писарчик, однако широкой поддержки у геологов-солевиков не получила и, по существу, не была принята, как представляется, по двум причинам. Первая состоит в том, что соляные породы часто многокомпонентны и отличаются неустойчивостью количественных соотношений минералов, что затрудняет использование системы дополнительных суффиксов и окончаний. Наличие в наименованиях многих солевых минералов окончания «-ит» определяет некоторую громоздкость и неблагозвучность вновь образованных названий, особенно с добавлением суффикса «-исто». Существенно также, что сами наименования многих соляных минералов сравнительно редко известны неспециалистам. Вторая причина связана с промышленной значимостью солей. Практическим целям нередко больше отвечают те варианты, где главным является полезный компонент солей даже при небольших его содержаниях. Рассматриваемая же классификация, имеющая общенаучный характер, ставит все минеральные компоненты в одинаковые условия зависимости лишь от их процентного содержания.

Поскольку названные причины являются объективными и справедливыми, в настоящее время чаще используются два первых варианта образования наименований соляных пород. В частности, в отмечавшейся выше наиболее детально разработанной классификации Т. М. Жарковой [14] для наименования двух- и поликомпонентных пород используется первый вариант словообразования с перечислением породообразующих минералов в порядке возрастания их содержания без каких-либо дополнительных суффиксов и окончаний (например, карналлит-бишофит, галит-ангидрит и т. д.), а для групп пород — второй вариант (например, глазерит-астраханитовое семейство пород).

Несмотря на отмеченные недостатки, классификация и номенклатура, предложенные Е. Э. Разумовской для поликомпонентных соляных пород, в настоящее время в наибольшей мере отвечают задачам общей структурно-вещественной систематизации осадочных пород, и потому их принципы во многом использованы нами в излагаемых ниже классификационно-терминологических схемах.

Терминология, используемая по отношению к структурам соляных пород, в значительной мере производна от терминологии, разработанной для пород изверженных [15]. И это вполне закономерно, учитывая принадлежность структур обеих столь различных типов пород к группе кристаллически-зернистых и принципиальное сходство большинства характерных для них структурных соотношений. Структурная номенклатура для соляных пород

была разработана Е. Э. Разумовской [31, 32], другие исследователи главным образом дополняли ее.

Предлагаемая структурно-вещественная классификация соляных пород. Предлагаемые классификации и номенклатура разработаны в соответствии с принципами, принятыми Межвузовской комиссией по систематике, классификациям и номенклатуре осадочных пород и осадков, с учетом общих разработок по систематике осадочных пород в целом [8, 18, 36, 38], а также накопленного опыта по систематизированию соляных пород, имеющих весьма существенные специфические особенности, отличающие их от других породных групп.

1. Принципы классификации. Рассматриваемая сущностная классификация соляных пород построена на двух главных эмпирических признаках: вещественном составе и структуре. При ее разработке использован ряд положений и принципов, излагавшихся ранее [8, 38]. Кратко и в несколько измененном применительно к соляным породам виде они состоят в следующем.

1. Основой систематики являются минерально-компонентный состав пород и их структура. Состав рассматривается как главный систематизирующий признак, структура — как дополнительный.

2. Принята единая многоранговая система иерархической соподчиненности классифицируемых единиц. По минерально-компонентному составу выделены наиболее крупные ранги: I, II — надклассы (I) и их разновидности (II); III — классы; по структурным признакам приняты три следующих ранга внутри классов: IV — семейства, V — роды, VI — виды пород.

3. Итоговая классификация построена по матричному принципу: в вертикальных столбцах приведена иерархизированная систематика пород по минеральному составу, в горизонтальных — по структурным показателям.

4. Вид соляной породы получается на пересечении вещественного (минерального) класса пород со структурным подразделением третьего ранга. Он отвечает наиболее низкому из перечисленных уровней и рассматривается в качестве элементарной единицы систематизации. Вид обладает определенной минеральной и структурной характеристикой, т. е. является детерминированной структурно-минеральной ячейкой. Именно вид соответствует конкретному петротипу соляной породы, отличающемуся от других видов составом или (и) структурой. В пределах видов выделяются подвиды и разновидности, отвечающие более дробным структурным подразделениям соляных пород.

5. Для классифицирования и наименования соляных пород, содержащих разные минеральные и структурные компоненты, т. е. разнородных по минерально-структурным параметрам, принят ряд единых градаций, разделявшихся границами %: 95, 75, 50, 25, 5.

6. Соляные породы, содержащие 95% и более вещественного и структурного компонента, относятся к монолитическим; соответственно при таком содержании минерального компонента — это мономинеральные породы, а структурного — моноструктурные. Породы, содержащие менее 95% основного компонента, т. е. свыше 5% любого другого (или других) вещественных или структурных компонентов, рассматриваются как немонолитические. По числу компонентов среди немонолитических пород выделяются двух-, трех- и много- (би-, три- и поли-) компонентные (табл. X-2). Систематика монолитических соляных пород принята в качестве базовой. Именно ей ниже будет уделено основное внимание. Систематика немонолитических соляных пород, как производная от нее будет описана отдельно.

7. Породы, содержащие 50% и более одного из компонентов, являющихся, таким образом, для данной породы доминантными, рассматриваются как идиолитические. Остальные породы, в которых содержание ни одного из компонентов не достигает 50%, т. е. все компоненты являются относительно

Таблица X-2

Систематика основных породообразующих минералов природных солей

Группа[1]	Класс[1]	Подкласс[2]	Минерал	Индекс минерала
Галогениды	Хлориды	Натриевые хлориды (Na-хлориды)	Галит $NaCl$	Гл
		Магниево-калиевые хлориды (Mg/K-хлориды)	Сильвин KCl Карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ Бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ Тахгидрит $CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$	Сл Кр Бш Тх
Кислородные соли	Сульфаты	Кальциевые сульфаты (Ca-сульфаты)[3]	Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ Ангидрит $CaSO_4$	Гп Ан
		Магниево-калиевые сульфаты (Mg/K-сульфаты)	Полигалит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ Каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ Лангбейнит $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ Кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$ Эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$	Пл Кн Лн Кз Эп
		Натриевые сульфаты (Na-сульфаты)	Тенардит Na_2SO_4 Мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ Глауберит $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$ Астраханит $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$ Глазерит $Na_2SO_4 \cdot 3K_2SO_4$	Тн Мр Гб Ас Гз
	Карбонаты	Натриевые карбонаты (Na-карбонаты)	Трона $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$ Нахколит $NaHCO_3$ Натрон (природная сода) $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ Нортупит $Na_2CO_3 \cdot MgCO_3 \cdot NaCl$ Шортит $Na_2CO_3 \cdot 2CaCO_3$ Гейлюссит $Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 5H_2O$ Давсонит $NaAlCO_3(OH)_2$ Ганксит $2Na_2CO_3 \cdot 9Na_2SO_4 \cdot KCl$	Тр Нх Нт Нр Шр Гс Дв Гн
		Кальциево-магниевые карбонаты (Ca/Mg-карбонаты)[3]	Магнезит $MgCO_3$ Доломит $CaMg(CO_3)_2$	Мг Дл

Примечания. 1. По А. Г. Бетехтину. 2. Разделение минералов смешанного катионного или анионного состава на классы и подклассы проведено по характерным катионам и анионам. 3. Кальциевые сульфаты в группу природных минеральных солей включаются не всеми исследователями, а кальциево-магниевые карбонаты в эту группу не включаются.

равноправными, рассматриваются как неидиолитические или микстолитические.

8. Породы, образующиеся при смешении разнородных компонентов, классифицируются в соответствии с общими правилами классифицирования смешанных пород, изложенными в гл. II и V. В зависимости от ранга компонентов смешения выделяются породы составные — при смешении продуктов одного класса; комбинированные, образованные компонентами разных классов в пределах одного надкласса; сложные — от смешения компонентов разных надклассов экзогенетического подцарства; переходные — при смешении осадочных пород со всеми остальными. Термин «смешанная порода» охватывает все продукты смешения; это — общий термин относительно перечисленных четырех частных.

Таким образом, для типизации соляных пород будут использованы три принципа, три взаимоувязанные схемы, учитывающие разные характеристики компонентного состава: 1) количественные содержания каждого компонента в принятых градациях; особенно важны две границы — 95%-ная, определяющая деление пород на моно- и немонолитические, и 50%-ная, разделяющая породы на идио- и микстолитические; 2) число компонентов, 3) таксономический уровень — ранг различий смешиваемых компонентов.

Ряд других показателей строения соляных отложений, их текстура, морфология тел и др., хотя и рассматриваются как весьма важные параметры, но в базовой классификации не учитываются. Базовая структурно-вещественная классификация соляных пород помещена в табл. X-5. Основой для нее послужили две предварительно разработанные вспомогательные классификации: вещественная, или минерально-компонентная, и структурная. Они представлены отдельно — в табл. X-2 и X-4. При их составлении одной из главных задач было соблюдение принципов системности, прежде всего иерархичности как минеральных, так и структурных признаков, с целью достичь максимального соответствия между классификационными параметрами, таксономическими уровнями и наименованиями соляных пород и теми же показателями, разработанными (или разрабатываемыми) для других групп осадочных пород. Необходимость сохранения при этом приемлемого соответствия между этими требованиями и традиционными подходами и наименованиями, принятыми в петрографии соляных пород, определила ряд трудностей и ограничений.

Сложность и своеобразие структурно-вещественной классификации солей определяется их минеральным составом и структурой. Главные особенности минерального состава состоят в его сложности, многокомпонентности и наличии взаимопереходов при отсутствии четких границ между группами пород. По структурному признаку классификацию осложняет принадлежность солей преимущественно к одному структурному виду при многообразии разновидностей внутри вида, также связанных сложными взаимопереходами. Таким образом, для солей характерно отсутствие четко выраженной дискретности структурно-вещественных группировок.

Рассмотрим несколько подробнее основные положения вспомогательных минеральной и структурной классификации, а затем — итоговой структурно-вещественной систематики соляных пород.

2. Вещественная (минеральная) классификация. Классификация основных породообразующих минералов природных солей представлена в табл. X-2. Как отмечалось выше, все минералы, образующие сообщество природных солей или солей s. str. относятся в соответствии с минералогической классификацией А. Г. Бетехтина 1956 г. к двум группам: галогенидам (или галоидным солям) и солям кислородных кислот. Первая группа представлена хлоридными соединениями, вторая — сульфатными и карбонатными. Главными катионами природных солей являются щелочные (Na, K) и щелочно-земельные (Ca, Mg) элементы.

При классифицировании солей для соляной геологии и геохимии традиционным и наиболее принятым является деление по типам анионов и катионов. Такое деление отражает химические и кристаллические особенности минеральных видов и, кроме того, достаточно удобно.

По составу анионов среди соляных минералов-породообразователей рассматриваемого сообщества выделены три класса: *хлоридный*, *сульфатный* и *карбонатный*. Наличие отдельных минералов смешанного анионного состава — хлоридно-сульфатного, хлоридно-карбонатного (каинит, нортунит и др.) — вносит в такое деление некоторый элемент условности. Основные типы смешения анионов в составе породообразующих соляных минералов отражены в табл. X-3. В принятой классификации хлоридно-сульфатные минералы отнесены к классу сульфатных, хлоридно-карбонатные — к классу карбонатных.

Дальнейшее подразделение внутри классов на подклассы проведено по типам катионов. Катионы частично сгруппированы с учетом наиболее устойчивых и характерных внутриминеральных сочетаний: магниево-калиевые хлориды, магниево-калиевые сульфаты, кальциево-магниевые карбонаты. Таким образом, в зависимости от состава катионов и их сочетаний выделены следующие минеральные подклассы: в классе хлоридов — *натриевый и магниево-калиевый*; в классе сульфатов — *кальциевый, магниево-калиевый и натриевый*; в классе карбонатов — *натриевый и кальциево-магниевый* (последний в группу природных солей не включается).

Поскольку смешение катионов (двойные, реже тройные соли) для соляных минералов весьма характерно (в еще большей мере, чем смешение анионов) и их группировки разнообразны, принятые парные сочетания отвечают лишь наиболее распространенным и характерным среди них. Реальные же катионно-анионные сочетания в основных породообразующих минералах природных солей отражены в упоминавшейся табл. X-3. Как видно из этой таблицы, элемент условности при проведении границ между

Таблица X-3

Катионно-анионные соотношения в основных породообразующих минералах природных солей

Основные анионы и классы минералов	Основные катионы, определяющие подклассы минералов			
	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
Cl^- хлориды	Na-хлориды +Гл #Нр	Mg/K-хлориды +Сл #Гн Кн#	+Бш #Кр	(Ca-хлориды) + #Тх
SO_4^{2-} сульфаты	# +Мр +Тн Гз # Ас # Гб # Na-сульфаты	Лн # Пг # #Гз	+ Кз #Кн + Эп #Лн #Ас	+ Гп + Ан #Пг #Гб Mg/K-сульфаты
CO_3^{2-}, HCO_3^- карбонаты	+Тр #Гн +Нх +Нт # Шр # Гс # # Дв (+Al) Na-карбонаты	+ (K-карбонаты)	+ Нг #Нр Дл # Mg/Ca-карбонаты	+ Кл #Дл #Шр #Гс

Примечания. 1. Тип значков отражает катионно-анионные сочетания в минералах: простой крест — моносоль; в сложных крестах число горизонтальных черточек отвечает числу анионов, вертикальных — числу катионов; штриховой крест — редкий минерал; пунктиром соединены компоненты одного минерала; утолщенные линии — границы подклассов; утолщенный знак показывает, к какому классу и подклассу отнесен минерал. 2. Буквенные индексы соответствуют табл. X-2.

подклассами минералов еще более значителен, чем при разграничении классов. Вместе с тем выделять различные смешанные подклассы в виде самостоятельных подразделений представляется нерациональным, так как это резко осложняет классификационную схему и делает ее громоздкой и неудобной.

Список минералов каждого подкласса приведен в табл. X-2, куда вошли минералы, относительно распространенные в природных солях, имеющие породообразующее значение хотя бы в отдельных регионах. Другие соляные минералы, менее распространенные, присутствующие в природных солях в основном в виде примесей, в классификационную таблицу не включены.

Таким образом, среди соляных минералов-породообразователей выделены подразделения трех рангов: три класса, шесть подклассов и 25 минеральных видов. В дальнейшем эта классификация будет использована в качестве основы при структурно-вещественной систематизации соляных пород.

3. Структурная классификация. Структуры соляных пород, как и других осадочных образований, определяются формой, размером зерен или частиц и их соотношением. Разные стороны проблемы систематизации структурных особенностей соляных пород были разработаны, как отмечалось выше, К. Н. Андриановской, Я. К. Писарчик, Е. Э. Разумовской, В. Н. Щербиной, Я. Я. Яржемским, Т. М. Жарковой и рядом других исследователей. Вопросы ранжирования структурных показателей по отношению к структурам соляных пород в литературе не поднимались.

В табл. X-4 представлена иерархизированная систематика структур соляных пород, составленная специально для нужных нам целей. В предлагаемой систематике наряду с выделением обычных классификационных признаков (формы частиц, их размера, соотношения и т. д.) предпринята попытка провести последовательно сначала их ранжирование, затем систематизацию и лишь после этого дополнительное подразделение по ряду генетических показателей. При составлении таблицы использованы и суммированы результаты изучения структур собственно соляных пород в уже упоминавшихся работах и в целом ряде других исследований, а также обобщения по структурам осадочных пород в целом [17, 18, 24]. При ранжировании и систематизации структуры мы в большой мере ориентировались на общую систематику (и номенклатуру) структур осадочных пород, разработанную В. Н. Швановым, В. И. Драгуновым, Н. Н. Верзилиным [8, 38]. При делении по размерам зерен за основу взяты градации, предложенные В. Н. Щербиной [39] с некоторыми дополнениями, сделанными с учетом рекомендаций А. Н. Заварицкого [15], Е. Э. Разумовской [31], Я. Я. Яржемского [1], Ю. П. Казанского и др. [17, 18].

В итоге, среди структурных признаков соляных пород выделены три главных ранга: I — семейства (А—Г), II — рода (I—IX) и III — виды (1—16), а также два дополнительных — подвиды и разновидности (табл. X-4). Семейства выделены по главным особенностям структур — общему морфологическому (морфогенетическому) характеру частиц, формирующих породы. В соляных породах развиты четыре семейства структур: кристаллитовое, биолитовое, кластолитовое и интракластовое (или собственно граноморфное, биоморфное и кластоморфное, по Ю. П. Казанскому и др. [17]).

Семейство А — кристаллитовые структуры — делится на четыре рода (I—IV), а последние — на 14 видов (виды при нижеследующем перечислении даны в скобках). I — кристалломорфный, или зернистый (1 — яснокристаллический, 2 — скрытокристаллический); II — сферо-агрегатный (3 — нодулярный, 4 — лучисто-агрегатный и радиально-лучистый, 5 — оолитовый, 6 — инкрустационный); III (7) — псевдоморфный; IV — объединенный катакластический и кристаллопластический (8 — брекчиевидный, 9 — сланцеватый, 10 — изогнуто-кристаллический). Структуры последнего рода связаны главным образом с проявлениями галокинетических деформаций. Возможно, этот род следует именовать галокинетическим с подразделением на галокластический и галопластический.

Семейство Б — биолитовые структуры — для соляных пород в целом не характерны. Может быть выделен один род — фитолитовый (V) и один вид — строматолитоподобный (11).

Семейство В — кластолитовые структуры — представлено тремя родами (VI—VIII) и тремя видами (12—14) — VI — ангулопсефитовый (12 — щебнево-дресвяной); VII — сферопсефитовый (13 — галечно-гравийный), VIII (14) — псаммитовый.

В семействе Г — интракластовые структуры — отмечен один род (IX) интракластовый и два вида (15 — интракластово-псефитовый) и 16 — интракластово-псаммитовый).

Дальнейшее более дробное подразделение структур, систематизированных в табл. X-4, учитывает разные структурные параметры. Наибольшее значение более дробное подразделение имеет лишь для части структур, а именно: для кристаллитового класса, а среди них для одного вида — яснокристаллических (яснозернистых). Это связано с тем, что к данному структурному виду относится, как упоминалось, подавляющая часть всех соляных пород, что делает желательным и удобным проводить дальнейшую дифференциацию внутри именно этой группировки. Внутри рассматриваемого вида наиболее отчетливо и устойчиво прослеживаются различия структур двух типов — кристаллозернистого и кристаллобластового. Первому в большей мере соответствуют структуры первично-седиментационные, кристаллизационные (стехиометрические), второму — структуры перекристаллизации, замещения. Эти два подразделения выделены в дополнительный классификационный ранг структур соляных пород — подвид.

Все остальные структурные признаки, учтенные в таблице, выполняют роль не классификационных, а вспомогательных, хотя и важных характеристик соляных пород. Проводить их ранжирование по значимости нецелесообразно. При характеристике конкретных соляных пород в качестве важного диагностического или отличительного признака на первый план обычно выступает какой-нибудь один из этих показателей, при этом у разных пород — разные. В одних случаях — это абсолютный размер зерен (например, гигантозернистые разновидности), в других — их относительный идиоморфизм (например, резко выраженный идиоморфизм кристаллов той или иной формы), в третьих — соотношение размеров зерен (например, резкая дифференцированность по размеру, порфировидность), в четвертых — преобладающая форма зерен (брусковидная, волокнистая и т. д.). По всем этим признакам целесообразно выявлять разновидности соляных пород уже внутри выделенных классификационных единиц.

Таким образом, классификация структур соляных пород, суммируя показатели и термины, традиционно используемые при характеристике этих пород, дает систему градаций структур, необходимую для построения структурно-вещественной классификации. Кроме того, она предоставляет возможность и для несколько более детальной систематизированной характеристики солей.

Строение соляных пород характеризуется еще тремя важными параметрами разного ранга, к которым относятся: внутренние микроструктурные особенности отдельных зерен, текстурные особенности и морфология породных тел. Эти показатели, как отмечалось, в качестве классификационных признаков нами не рассматриваются, и поэтому на них здесь мы специально останавливаться не будем. Заметим только, что текстуры являются одной из наиболее существенных характеристик соляных пород, обычно приводимых в сочетании со структурными признаками, часто взаимоувязанных с ними и в какой-то мере дополняющих их. Их характеристику можно найти в работах Е. Э. Разумовской [31], Я. К. Писарчик [27, 29], Я. Я. Яржемского с соавторами [1], Т. М. Жарковой [13, 14], М. Л. Вороновой [9] и других исследователей.

4. Структурно-вещественная классификация монолитических (монокомпонентных) соляных пород. Две рассмотренные вспомогательные классификации — минерально-компонентная и структурная — послужили основой для составления общей структурно-вещественной классификационной схемы (табл. X-5 — см. вкладку в конце книги).

Таблица X-4

Классификация структур соляных пород

Признаки структур			Структуры	
			Седиментационные	Постседиментационные (диагенетические, катагенетические)
			А. Кристаллитовая	
			I. Кристалломорфная (зернистая)	
			Кристаллозернистая [кристаллизационная, стехиометрическая]	Кристаллобластовая [перекристаллизации, замещения]
Размер, мм	Фанеромерные, >0,01		1. Ясиокристаллическая (яснозернистая)	
	>10 Гиганто-		*Гигантокристаллическая (гигантозернистая)* } **	
	10—5 Крупно-		*Крупнокристаллическая (крупнозернистая)*	
	5—3 Средне-		*Среднекристаллическая (среднезернистая)*	
	3—1 Мелко-		*Мелкокристаллическая (мелкозернистая)*	
	1—0,1 Тонко-		*Тонкокристаллическая (тонкозернистая)*	
	0,1—0,01 Микро-		*Микрокристаллическая (микрозернистая)*	
	Криптомерные, <0,01		2. Скрытокристаллическая (скрытозернистая)	
	<0,01 Скрыто-, крипто-		*Криптокристаллическая (микритовая)*	
Соотношение форм и размера	Степень идиоморфизма		*Идиоморфнозернистая* *Гипидиоморфнозернистая* *Ксеноморфнозернистая*	*Идиобластовая* *Гипидиобластовая* *Ксенобластовая*
	Соотношение размера зерен		*Равнозернистая*	*Равнозернистая (гомеобластовая)*
			Разнозернистая	*Разнозернистая (гетеробластовая)*
			Недифференцированная	*Недифференцированная*
			Порфировая порфировидная	*Порфиробластовая, псевдопорфиробластовая, пойкилобластовая*
	Форма	Изометричная	*Изометричнозернистая*	*Гранобластовая [мозаичная]*
		Уплощенная	*Брусковидная (толстотаблитчатая), таблитчатая, пластинчатая*	*Брусковидная, таблитчатая, пластинчатая, лепидобластовая (чешуйчатая) [лапчатая]*
		Удлиненная	*Волокнистая, тонковолокнистая [параллельно-, спутанноволокнистая (войлочная)]*	*Нематобластовая (волокнистая), фибробластовая (тонковолокнистая)*

			II. Сферо-агрегатная 3. Нодулярная (узловатая) 4. Лучисто-агрегатная, радиально-лучистая (сферолитовая, сферолитоподобная)** 5. Оолитовая 6. Инкрустационная		
					III. Псевдоморфная (метасоматическая) 7. Псевдоморфная
					IV. Катакластическая и кристаллопластическая 8. Брекчиевидная 9. Сланцеватая 10. Изогнуто-кристаллическая [*изогнуто-пластинчатая, изогнуто-волокнистая*]
			Б. Биолитовая V. Фитолитовая 11. Строматолитоподобная		
			В. Кластолитовая		
Соотношение формы и размера	Форма		Неокатанная	Окатанная	
	Размер, мм	≥100—2 Псефиты	VI. Ангулопсефитовая 12. Щебнево-дресвяная	VII. Сферопсефитовая 13. Галечно-гравийная	
		2—0,05 Псаммиты		VIII. Псаммитовая 14. Псаммитовая	
			Г. Интракластовая IX. Интракластовая		
Размер, мм	≥100—2 Псефиты		15. Интракластово-псефитовая		
	2—0,05 Псаммиты		16. Интракластово-псаммитовая		

Примечания. 1. А—Г, I—IX, 1—16 — три ранга структурных таксонов: семейство (А—Г), род (I—IX), вид (1—16); остальные наименования, набранные курсивом, отвечают подвидам и разновидностям. 2. В круглых скобках даны варианты наименований структур, в квадратных — их разновидности, в прямых — генетические типы. 3. Одной звездочкой отмечены типы структур, более характерные для седиментационных образований, двумя — для постседиментационных.

В соответствии с классификационными принципами в итоговой систематике по минеральному составу, принятому в качестве определяющего систематического признака, установлены три наиболее крупных ранга таксонов: надклассы, их разновидности и классы, которые определяются тремя таксономическими подразделениями минералов. По структурным признакам выделены три более низких таксономических уровня: семейства, роды и виды, отвечающие трем основным рангам структур. Всего по минеральному составу выделены три надкласса, шесть надклассов и двадцать три класса. По структурным признакам внутри минеральных подразделений выделены четыре семейства, девять родов и шестнадцать видов.

Итоговая классификационная схема, построенная в виде матричной таблицы «состав — структура», выявляет различные типы иерархических взаимосвязей между минеральными и структурными подразделениями. В таблице по возможности учтены все упоминавшиеся в литературе структурные типы соляных пород разного минерального состава. Заполненные клетки таблицы отражают полный набор структурно-минеральных видов соляных пород.

Распространенность соляных пород разных минерально-структурных сообществ характеризуется крайней неравномерностью в отношении как минеральных, так и структурных подразделений. Из минеральных классов рассматриваемой монолитической группы наиболее широко распространены галитовые, ангидритовые и гипсовые, остальные имеют более локальное развитие, а часть из них относится к весьма редким.

О неравномерности распределения разных типов структур уже упоминалось выше. Из четырех структурных семейств, представленных в соляных породах, резко преобладает одно — кристаллитовое (А). По существу породы только этого семейства являются формациеобразующими, а трех других семейств могут быть отнесены к акцессорным.

Внутри семейства соляных пород с кристаллитовыми структурами распределение представителей разных родов также очень неравномерное. Структуры первого рода — кристалломорфные (или зернистые) — широко развиты во всех минеральных классах пород, слагая их основную массу. Три других рода — сферо-агрегатный, псевдоморфный и объединенный катакластический и кристаллопластический, представленные рядом видов, имеют более ограниченное развитие. Они отмечены лишь в части минеральных классов и имеют в них количественно подчиненное, чаще локальное распространение.

В пределах рода *кристалломорфных (зернистых) структур (I)* из двух выделенных в нем видов: яснокристаллического (яснозернистого) и скрытокристаллического — в свою очередь резко преобладающим является первый, а второй отмечается лишь в некоторых минеральных группах (гипсовых, ангидритовых, полигалитовых) и распространен ограниченно.

Таким образом, основная масса соляных пород всех вещественных классов относится к одному виду яснокристаллических структур. Именно для этого вида, как уже отмечалось, приобретает классификационную значимость дальнейшее подразделение на два подвида: кристаллозернистый и кристаллобластовый. Существенно, что оба эти подвида широко проявлены практически во всех минеральных классах пород.

Более дробные структурные подразделения, сведенные в табл. X-4 и X-5, проявляются в каждом из подвидов и в разных минеральных классах. Некоторые из них могут служить важными диагностическими и генетическими показателями.

Среди *структур сферо-агрегатного рода (II)* наиболее распространены радиально-лучистые (сферолитовые или сферолитоподобные) и лучисто-агрегатные. Они отмечаются в большинстве минеральных классов. Во многих классах встречаются также структуры инкрустационного типа (натечные, крустификационные) [27, 31]. Нодулярные структуры отмечаются лишь в ангидритовых и гипсовых породах, для которых они весьма характерны. Оолитовые образования описаны лишь в галитолитах.

Среди *псевдоморфных структур (III)* по характеру замещаемых компонентов и соответственно их морфологии можно выделить два подвида: грано (или кристалло-)морфный и биоморфный. Первый — псевдограноморфный подвид распространен относительно широко. Он представлен псевдоморфозами по кристаллам и их скоплениям, по характерным сферо-агрегатным формам, иногда по обломочным интракластовым образованиям. Наиболее обычен он для ангидритовых и гипсовых пород, но упоминается и для полигалитовых, кизеритовых, давсонитовых отложений.

Второй структурный подвид — псевдоморфный — устанавливается несколько реже. Он также наиболее характерен для ангидрита и гипса, которые довольно часто замещают в разрезах различные типы известняков, в том числе органолитовых [5, 10, 22]. При замещении биогермных, ракушняковых, водорослевых образований среди замещающих ангидритов нередко наблюдаются унаследованные органогенные зоо- и фитоморфные структуры, чаще — их фрагменты и реликты. Правда, отчетливые морфологические проявления они имеют (наследуют) обычно лишь на локальных участках ангидритовых пород и однозначно идентифицируются в основном лишь при наблюдениях под микроскопом. Упоминания об отмеченных в гипсах структурах растительных и животных остатков делает Л. В. Пустовалов [30] со ссылкой на И. Вальтера. В классификационную таблицу названные структурные подвиды не включены из-за недостоверности сведений.

Структуры галокинетические (IV): катакластические и кристаллопластические (IV) (брекчиевидные, изогнуто-кристаллические, сланцеватые) распространены довольно широко среди гипсовых и галитовых пород, отмечаются и среди значительно более редких минеральных типов: каинитовых, полигалитовых, лангбейнитовых, кизеритовых [1, 27, 31, 37]. Они связаны главным образом с галокинетическими деформациями и с течением солей, встречаясь чаще всего в солянокупольных структурах. При наличии в породах проявлений собственно тектонических деформаций отделить структуры, связанные с такими деформациями, от структур галокинетической природы достаточно сложно.

Структуры биолитового семейства (Б) для соляных пород не характерны. Однако ряд структурных образований биолитового типа в них все же наблюдается. В частности, структуры, морфологически и генетически близкие строматолитовым, встречены среди гипсовых, ангидритовых, галитовых и содовых пород, обычно обогащенных углеродистым веществом [13, 17, 22, 28]. Они наблюдались нами в ряде разрезов (J_3km—tt и $K_1пс$ Амударьинского бассейна, P_3 Днепровского, P_1 Волго-Уральского), а также упоминались в литературе [13, 14, 17, 18, 22, 28] ($Є_{1-2}$ Восточно-Сибирского, N_1 Индоло-Кубанского, современные озерные отложения Восточно-Африканской рифтовой зоны, побережья Персидского залива и др.). В сходных типах пород и обстановок отмечаются также онколитовые и онколитоподобные образования [13, 17]. Возможно, некоторые из строматолитовых и онколитовых форм следует отнести к псевдоморфному виду, к его псевдобиоморфному подвиду, возникшему при замещении карбонатного вещества. В итоговой табл. X-5 в семействе биолитовых структур пока условно выделены лишь строматолитоподобные образования.

Представители еще двух структурных семейств — кластолитового (В) и интракластового (Г) — достаточно редки, хотя и описаны в целом ряде случаев [1, 18, 27, 34, 37]. Кластолитовые образования разных по размерам и по степени окатанности групп (брекчии, галечники, гравелиты, пески, песчаники) отмечены лишь для галитовых и гипсовых пород. Они встречаются в районах выхода на поверхность более древних соляных толщ среди современных элювиально-делювиальных, эоловых (дюнных), иногда аллювиальных отложений. Реже они предполагаются в разрезах древних солей (PZ Аппалачей).

Интракластовые структуры псефитовой и псаммитовой групп прослежены среди различных типов соляных пород: галитовых, гипсовых, ангидритовых, полигалитовых, каинитовых и лангбейнитовых, в единичных случаях в сильвиновых и карналлитовых. Чаще всего признаки конседиментационного дробления и перемещения в соляных породах устанавливаются в связи с комплексами турбидитов, оползневых, обвально-оползневых образований либо при наличии некоторых других проявлений конседиментационных течений и перемещений, в том числе в прибрежных частях солеродных водоемов. Наиболее широко они распространены в соляных толщах миоцена предгорий Карпат, упоминаются в мессинских отложениях Средиземноморья, цехштейновых и триасовых Западной Европы, силурийских Востока США и в ряде других регионов [34, 37].

Относительно редко обнаруживаются среди солей различные типы кластических образований, что, возможно, более всего связано с физико-химическими особенностями соляных пород и, прежде всего, с их склонностью

к перекристаллизации, сопровождающейся залечиванием трещин и острых углов и затушевыванием таким образом кластических признаков.

5. Принципы и особенности классификации немонолитических соляных пород. Классификационная схема соляных пород, рассмотренная выше, отвечает задачам систематизации монолитических пород, содержащих 95% и более однотипных минеральных и структурных разновидностей. Среди пород соляного сообщества, как говорилось, имеют очень широкое распространение немонолитические. Для них приведенная классификация может быть использована как базовая, однако она требует введения соответствующих дополнений и изменений с учетом числа, состава и соотношения компонентов.

При типизации немонолитических соляных пород названные особенности их компонентного состава вводятся в классификационную схему в виде трех упоминавшихся ранее характеристик: 1) числа компонентов; 2) содержания каждого из компонентов в процентных градациях с особым подразделением по наличию или отсутствию количественно доминирующего компонента с содержанием более 50%; 3) таксономической принадлежности смешиваемых компонентов.

По *числу компонентов* среди соляных пород выделяются двух-, трех- и многоминеральные, реже соответствующие структурные разновидности.

Подавляющее число основных соляных минералов, помимо формирования «собственных» мономинеральных пород, входит в различные сочетания, насчитывающие от 2—3 до 4—5, иногда 6, минеральных видов. При этом для многих из них более характерен именно немономинеральный тип породообразования. В табл. X-6, к принципам построения которой мы вернемся немного ниже, в правой части в графах 12—17 приведен перечень основных классов пород, характерных для природных отложений, как одноминеральных, так и двух- и полиминеральных разновидностей.

Сочетание в одной породе двух или более структурных видов, родов и особенно семейств для мономинеральных солей не очень характерно. Однако иногда наблюдается их совместное присутствие. Например, совмещение яснокристаллической (либо скрытокристаллической) и радиально-лучистой в гипсовой, ангидритовой, галитовой, содовой породах; скрытокристаллической, нодулярной и псевдоморфной — в ангидритовой и гипсовой и т. д. В породах, состоящих из двух или более минералов, разнообразие структурных таксонов несколько возрастает.

Второй принцип классифицирования пород, предполагающий их деление *по процентному содержанию компонентов* имеет наибольшее значение для вопросов терминологии и будет рассмотрен ниже. Здесь мы остановимся лишь на градации 50%-ной, служащей основанием для выделения доминирующего компонента, который в свою очередь является основой для деления пород на идиолитические и изолитические. Соотношения между группами пород, выделяемыми по первому и второму принципам, т. е. между одно-, двух-, трех- и многокомпонентными породами, с одной стороны, и идио- и изолитическими — с другой, в общем виде описаны в гл. II, а на конкретных примерах показаны в табл. X-7.

Все однокомпонентные породы, естественно, принадлежат к идиолитическим. Среди двухкомпонентных пород также преобладают идиолитические, а изолитические распространены относительно ограниченно. К ним относятся только породы с определенным процентным содержанием обоих основных компонентов, а именно в количестве, приближающемся к 50%, но не достигающем этого значения при обязательном наличии нескольких процентов одного или более минералов-примесей, дополняющих общее содержание минерального вещества до 100%. Например: галито (44%)-сильвиновая (48%) порода с карналлитом (4%) и бишофитом (4%).

Среди трех- и четырех-, редко более, компонентных пород, наоборот, лишь небольшая часть принадлежит к идиолитическим. Общим для них

является содержание доминирующего компонента в количестве, лишь ограниченно превышающем 50%. Например, трехкомпонентная идиолитическая порода состоит из галита 60, сильвина 25 и карналлита 15%; четырехкомпонентная — из галита 55, сильвина 18, карналлита 15 и бишофита 12%; пятикомпонентная — из галита 55, сильвина 12, карналлита 11, бишофита 11 и тахгидрита 11%. Бо́льшая же часть трех- и особенно четырех- и более компонентных пород относится к изолитическим, например трехкомпонентная порода, представленная галитом 45, сильвином 35, карналлитом 20%; четырехкомпонентная — галитом 40, сильвином 30, карналлитом 18, бишофитом 12%; пятикомпонентная — галитом 30, сильвином 20, карналлитом 20, бишофитом 15 и тахгидритом 15%.

Итак, идиолитическими являются все однокомпонентные, большинство двухкомпонентных и лишь некоторая часть трех- и более компонентных пород. К изолитическим, наоборот, не могут принадлежать однокомпонентные породы. К ним относится лишь часть двухкомпонентных с определенным, приближающимся к 50%, и примерно равным количеством этих компонентов, а также бо́льшая часть трех- и более компонентных пород. Следовательно, именно для последних выделение изолитических пород имеет наибольшее значение. Подразделение пород на идио- и изолитические играет особую роль и в вопросах терминологии.

Деление пород *по таксономической принадлежности — рангу — смешиваемых признаков* в целом отвечает принципам, принятым в данной работе для всех других пород и устанавливает наличие отложений, соответствующих каждому из четырех выделенных рангов смешения: составных, комбинированных, сложных и переходных.

Составные породы, представленные компонентами одного минерального класса (т. е. мономинеральные породы), но двух или более структурных видов, для солей, как уже отмечалось, хотя и не очень характерны, однако наблюдаются. Помимо упомянутых выше примеров можно назвать сферолитово-микритовую гипсовую породу, псевдоморфно-кристаллическую кизеритовую и т. д. Более обычным для соляных пород является сочетание в них структур, относимых в соответствии с принятой классификацией к разным структурным подвидам или разновидностям (двум-трем, иногда больше). Примеры таких сочетаний, особенно среди яснокристаллических пород, весьма многочисленны. Однако ранг этих структурных различий не дает основания для отнесения таких пород к составному типу.

Комбинированные и сложные породы, образованные смещением минеральных компонентов либо в пределах одного надкласса (комбинированные), либо между надклассами (сложные) для соляных пород очень характерны и широко распространены. Как комбинированные, так и сложные породы бывают представлены двух-, трех- и более минеральными компонентами, среди тех и других устанавливаются как идио-, так и изолитические разновидности (табл. X-6, X-7). Некоторая специфичность при образовании комбинированных и сложных породных морфотипов соляного сообщества, в отличие от пород других — негалогенных — надклассов, заключается в том, что оба названные ранга смешений могут быть представлены сочетаниями, состоящими как исключительно из галогенных компонентов, так и из галогенных и негалогенных. А это в свою очередь связано с двумя особенностями, касающимися объема и границ соляного сообщества: сообщество является подразделением более крупным, чем надклассы, и вместе с тем его границы, проведенные по другим принципам, чем границы надклассов, частично проходят внутри последних. В результате этого, с одной стороны, соляное сообщество включает три разных надкласса (хлоридный, сульфатный и карбонатный) с широким спектром взаимного, в том числе межнадклассового, смешения. Поэтому сложные типы пород могут быть целиком образованы внутригалогенными (внутрисолевыми) сочетаниями минеральных компонентов из разных надклассов (например,

Таблица X-6

Распространенность соляных минералов и пород разных вещественных классов в природных галогенных ассоциациях разных геохимических типов

Геохимические типы галогенных ассоциаций			Соляные минералы и породы разных вещественных классов													
			Породообразующие минералы							Общие наборы породообразующих минералов	Классы пород					
			Ca/Mg-карбонаты	Ca-сульфаты	Na-хлориды	Mg/K-хлориды	Mg/K-сульфаты	Na-сульфаты	Na-карбонаты		Мономинеральные	Бимине-ральные	Полиминеральные			
			Дл, Мг	Гп, Ан	Гл	Сл, Кр, Бш, Тх	Кц, Кз, Лн, Пл, Эп	Тн, Мр, Гб, Ас, Гз	Тр, Нх, Нт, Нр, Шр, Гс, Дв, Гн		Простые	*Сложные и **комбинированные				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Неполноразвитые	Сульфатно-кальциевый		×	××	—	—	—	—	—	*Доломит*, (*магнезит*), гипс, ангидрит	Гп Ан	*Гп-Ан **Дл-Гп **Дл-Ан	**Дл-Гп-Ан			
	Хлоридно-натриевый		×	×	××	—	—	—	—	*Доломит*, (*магнезит*), ангидрит, (гипс), галит	Гл	**Ан-Гл **Гп-Гл	**Гп-Ан-Гл **Дл-Ан-Гл **Мг-Ан-Гл	**Мг-Дл-Ан-Гл		

Полноразвитые	Хлоридный	Хлоридно-магниево-калиевый	+	×	×	ФФ	—	—	—	(*Доломит, магнезит*), ангидрит, галит, **сильвин, карналлит, бишофит, тахгидрит**	**Сл Кр Бш Тх**	*Гл-Сл *Гл-Кр *Кр-Бш *Кр-Тх *Бш-Тх **Ан-Кр Ан-Бш	*Гл-Кр-Бш *Гл-Кр-Тх **Ан-Гл-Сл **Гп-Гл-Сл Ан-Гл-Кр			
	Сульфатный (или хлоридно-сульфатный)	Сульфатно-магниево-калиевый	×	×	×	×	××	(+)	—	*Доломит, (магнезит)*, ангидрит, галит, **сильвин, карналлит, бишофит, каинит, кизерит, лангбейнит, полигалит, эпсомит,** (тенардит, мирабилит, глауберит, астраханит)	**Кн Пл (Кз) (Эп)**	**Гл-Кн **Гл-Кз **Кр-Кз **Бш-Кз **Гл-Лн Гл-Эп	**Ан-Гл-Кн **Гл-Сл-Кн **Гл-Кр-Кн **Гл-Кр-Кз **Гл-Сл-Кз **Сл-Кр-Кз Гл-Кр-Кз	**Ан-Гл-Лн **Гл-Пл-Лн **Ан-Гл-Пл **Гл-Сл-Пл Кр-Бш-Пл	**Гл-Кн-Лн-Пл **Гл-Сл-Кр-Кн **Гл-Сл-Пл-Кз **Гл-Кр-Бш-Кз **Ан-Гл-Сл-Кз **Ан-Гл-Кр-Кз Ан-Гл-Сл-Кз	**Гл-Сл-Лн-Пл Ан-Гл-Кр-Бш-Пл
		Сульфатно-натриевый	×	×	×	+	×	××	—	*Доломит, (магнезит)*, гипс, галит, (сильвин, карналлит), (каинит, кизерит, эпсомит, лангбейнит), полигалит, **тенардит, мирабилит, глауберит, астраханит, (глазерит)**	**Тн Мр Ас Гб**	***Тн-Мр ***Тн-Ас ***Мр-Ас *Гл-Тн *Гп-Гб **Гл-Гб **Гл-Ас	*Тн-Мр-Ас *Гп-Гб-Мр **Дл-Гл-Гб Гл-Эп-Ас			
	Карбонатный (или хлоридно-карбонатный)	Карбонатно-натриевый (содовый)	×	—	×	—	—	×	××	*Доломит, (магнезит)*, галит, (тенардит), мирабилит, (глазерит), **трона, нахколит, натрон, нортупит, шортит, гейлюссит, давсонит, ганксит**	**Тр Нх Гс (Гн) (Дв)**	***Гс-Тр ***Дв-Нх **Дл-Нр Дл-Шр *Гл-Тр **Тн-Гс **Мр-Гс	*Дл-Дв-Нх **Гл-Тн-Нт Мр-Тр-Нх	**Гл-Гс-Нх-Тр **Гл-Гн-Нх-Тр Гл-Дв-Нх-Тр			

××	×	+	(+)	—
а	б	в	г	д

Примечания. 1. Буквенные индексы породообразующих минералов соответствуют табл. X-2. 2. Полужирным шрифтом показаны минералы, типоморфные для каждого геохимического типа, в скобках — относительно редкие, курсивом — негалогенные (доломит и магнезит); одной звездочкой отмечены сложные породы, двумя звездочками — комбинированные. 3. Распространенность породообразующих минералов в разных геохимических типах галогенных ассоциаций: *а, б* — широко распространенные (*а* — типоморфные), *в* — локальные, *г* — редкие, *д* — не характерные.

Таблица X-7

Характерные природные типы смешений между галогенными и негалогенными вещественными компонентами осадочных и вулкано-осадочных пород (примеры)

Осадочные компоненты		Галогенные компоненты					
		Хлоридные		Сульфатные			Карбонатные
		Na-хлоридные	Mg/K-хлоридные	Ca-сульфатные	Mg/K-сульфатные	Na-сульфатные	Na-карбонатные
Кварцево-силикатные	Кластолитовые	++**Алеврито-галитовая п.**	++Алеврито-карналлитовая п.	++Алеврито-гипсовая п.	++Алеврито-каинитовая п.	++Песчано-мирабилитовая п.	++Алеврито-содовая п.
	Пелитовые (глины)	++**Глинисто-галитовая п.**	++**Глинисто-карналлитовая п.**	++**Глинисто-гипсовая п.**	++Глинисто-полигалитовая п.	++Глинисто-глауберитовая п.	++Глинисто-содовая п.
Оксидно-гидро-оксидные	Силицитовые	(++)(*Силицито*-галитовая п.)	(++)(*Силицито*-сильвиновая п.)	++*Силицито*-ангидритовая п.	(++)(*Силицито*-каинитовая п.)	=	(++)(Силицито-давсонитовая п.)
	Al-, Fe-, Mn-оксидные	(++)(*Гематито*-галитовая п.)	(++)(*Гематито*-сильвиновая п.)	(++)(*Гематито*-гипсовая п.)	(++)(*Гематито*-полигалитовая п.)	(++)(*Гематито*-глауберитовая п.)	(++)(Бокситодавсонитовая п.)
Фосфатные		=	=	(++)(*Люнебургит*-гипсовая п.)	=	(++)(*Люнебургит*-глауберитовая п.)	(++)(*Фторапатито*-гейлюссито-вая п.)
Карбонатные	Fe-, Mn-, Cu-, Sr-, Ba-карбонатные	=	=	(++)(*Сидерито*-ангидритовая п.)	=	=	(+)(*Витерито*-троновая п.)
	Ca/Mg-карбонатные	++Доломито-галитовая п.	++Магнезито-карналлитовая п.	++**Доломито-ангидритовая п.**	++Магнезито-кизеритовая п.	++Доломито-глауберитовая п.	+Доломито-нортупитовая п.
	Na-карбонатные	××Троно-галитовая п.	=	(××)(*Давсонито*-ангидритовая п.)	=	(××)(Содово-мирабилитовая п.)	×Давсонито-нахколитовая п.
Хлоридные	Na-хлоридные	**Галитовая п.**	×**Галито-карналлитовая п.**	××**Галито-ангидритовая п.**	××Галито-кизеритовая п.	××Галито-тенардитовая п.	××Галито-нахколитовая п.
	Mg/K-хлоридные	×**Сильвино-галитовая п.**	×**Сильвино-карналлитовая п.**	××Карналлито-ангидритовая п.	××Карналлито-кизеритовая п.	(××)(Сильвино-астраханитовая п.)	=

Сульфатные	Ca-сульфатные	××**Гипсо-галитовая п.**	××Ангидрито-карналлитовая п.	×**Гипсо-ангидритовая п.**	×Ангидрито-каинитовая п.	×Гипсо-глауберитовая п.	(××)(Ангидрито-давсонитовая п.)
	Mg/K-сульфатные	××Лангбейнито-галитовая п.	××Кизерито-сильвиновая п.	×Лангбейнито-ангидритовая п.	×Полигалито-лангбейнитовая п.	×Эпсомито-астраханитовая п.	=
	Na-сульфатные	××Тенардито-галитовая п.	(××)(Астраханито-сильвиновая п.)	×Глауберито-гипсовая п.	×Астраханито-эпсомитовая п.	×Тенардито-мирабилитовая п.	××Тенардито-троновая п.
	Sr/Ba-сульфатные	(++)(*Целестино*-галитовая п.)	=	+*Целестино*-ангидритовая п.	=	=	=
Боратные		++*Гидроборацито*-галитовая п.	++*Калиборито*-карналлитовая п.	++*Гидроборацито*-ангидритовая п.	++*Ашарито*-эпсомитовая п.	++*Бура*-тенардитовая п.	++*Бура*-троновая п.
Нитратные		(++)(Нитрато-галитовая п.)	=	(++)(Нитрато-гипсовая п.)	=	(++)(Нитрато-тенардитовая п.)	=
Фторидные	Ca-фторидные	(++)(*Флюорито*-галитовая п.)	=	++*Флюорито*-ангидритовая п.	=	=	(++)(*Флюорито*-содовая п.)
	Mg/Na-фторидные	(++)(*Виллиомито*-галитовая п.)	=	(++)(*Селлаито*-ангидритовая п.)	=	(++)(*Виллиомито*-тенардитовая п.)	(++)(*Виллиомито*-троновая п.)
Сульфидные		++*Пирито*-галитовая п.	=	++*Пирито*-ангидритовая п.	++*Пирито*-полигалитовая п.	=	++*Пирито*-нахколитовая п.
Серные		(++)(*Серно*-галитовая п.)	=	++Серно-гипсовая п.	=	=	=
Углеродные		++*Углеродисто*-галитовая п.	=	++*Углеродисто*-ангидритовая п.	=	=	++*Углеродисто*-нахколитовая п.
Углеводородные		(++)(*Битумо*-галитовая п.)	=	++*Битумо*-ангидритовая п.	=	=	=
Вулкано-осадочные компоненты		+++Туфо-галитовая п.	(+++)(Туфо-сильвиновая п.)	(+++)(Туфо-ангидритовая п.)	(+++)(Туфо-полигалитовая п.)	=	+++Туфо-троновая п.

Примечания. 1. Обозначения типов пород в зависимости от таксономических различий смешиваемых вещественных компонентов

Комбинированные — смешение между компонентами разных классов одного надкласса	Сложные — смешение между компонентами разных надклассов осадочного надцарства	Переходные — смешение между компонентами осадочного и других разделов
а. *Между галогенными и негалогенными осадочными компонентами*		Между галогенными и негалогенными вулкано-осадочными компонентами
+	+	+++
б. *Между галогенными компонентами внутри галогенного сообщества*		
×	××	

2. В квадратных скобках даны породы одного минерального класса, полужирным шрифтом — наиболее распространенные, в круглых скобках — очень редкие, двойной прочерк — не известны; утолщенной штриховой рамкой обведено сообщество «чисто» галогенных пород. 3. В приведенных примерах смешанных пород количественные соотношения между компонентами в их наименованиях не отражены; курсивом выделены компоненты, присутствующие в названных типах пород преимущественно в подчиненном количестве, для остальных пород характерны различные соотношения между компонентами.

ангидрито-галитовая, галито-содовая породы и т. д.). С другой стороны, в один надкласс вместе с соляными компонентами попадают и несоляные, например в надклассе карбонатных пород наряду с соляными содовыми могут содержаться несоляные карбонаты — доломит или магнезит. Смешения между теми и другими в природе широко распространены. Такие смешения, будучи внутринадклассовыми, отвечают лишь рангу комбинированных пород, а включают и галогенные и негалогенные компоненты. Что касается сочетаний галогенных компонентов с негалогенными других надклассов, то они принципиально аналогичны таковым, возникающим при смешении между компонентами любых других надклассов пород.

Вопрос о закономерностях многообразных смешений, возникающих в природе между компонентами галогенного сообщества, привлекал внимание многих исследователей и тесно связан с разработкой самой теории галогенеза (Н. М. Страхов, М. Г. Валяшко и др.). Следует отметить, что при всем многообразии смешений как между надклассами, так и между разновидностями внутри надклассов реально наблюдаемые в природе варианты смешений (и наоборот, не наблюдаемые, в том числе «запрещенные») имеют довольно устойчивый и закономерный характер и поддаются систематизации.

В левой части табл. X-6, графы 1—3, приведена геолого-генетическая — геохимическая — классификация галогенных ассоциаций. Она отражает итог совместного анализа и взаимоувязки, с одной стороны, результатов генетических — физико-химических — построений с выделением при этом разных гидрохимических типов галогенеза, а с другой — материалов, систематизирующих наблюдаемые в природе ассоциации соляных минералов [2, 7, 14, 20, 23, 35]. Классификация проведена с учетом двух принципов: 1) полноты или завершенности галогенеза, т. е. наличия или отсутствия высокорастворимых представителей K—Mg-хлоридов, K—Mg—Na-сульфатов или Na-карбонатов; 2) геохимической специализации галогенеза на его завершающей для данной ассоциации стадии, которая устанавливается по наличию тех или иных компонентов, являющихся типоморфными для данной ассоциации, практически независимо от их содержания в ней. Мы обращаем внимание на последнее обстоятельство, так как по этому принципу данная классификация резко отличается от рассмотренной выше структурно-вещественной, для которой определяющую роль играет именно число компонентов, в то время как при выделении геохимических типов количественная сторона имеет подчиненное значение. Существует и ряд других отличий.

По полноте или завершенности проявлений галогенеза традиционно выделяются две основные группы: полноразвитые и неполноразвитые. По геохимическим показателям различаются типы — по типу анионов — и подтипы — по типу катионов. В группе полноразвитых ассоциаций выделены четыре подтипа: хлоридно-магниево-калиевый, сульфатно-магниево-калиевый, сульфатно-натриевый и карбонатно-натриевый; в группе неполноразвитых — два: сульфатно-кальциевый и хлоридно-натриевый.

Для каждого геохимического подтипа галогенных ассоциаций в графах 4—10 табл. X-6 приведен набор тех подклассов минералов, которые могут (или, наоборот, не могут) участвовать в составе данной ассоциации. Общий набор подклассов отвечает рассмотренной ранее классификации соляных минералов (табл. X-2). Особыми знаками показан характер распространенности и относительной значимости разных подклассов в составе каждого геохимического типа ассоциаций. По этим признакам среди подклассов выделены типоморфные (именно их присутствие является главным основанием при определении геохимических типов ассоциаций), породообразующие (но не типоморфные), локальные, редкие и нехарактерные. В графе 11 приведен общий набор конкретных минеральных видов, формирующих данную ассоциацию, с их подразделением примерно по тем же принципам.

В итоге для каждого типа и подтипа галогенной ассоциации в пределах соответствующей горизонтальной строки легко определяется вероятный для нее общий спектр возможных минеральных подклассов и видов. Например, в сульфатном магниево-калиевом геохимическом подтипе обязательными и типоморфными являются Mg/K-сульфаты, могут входить в качестве породообразующих Ca- и Na-сульфаты, а также негалогенные Ca/Mg-карбонаты; в то же время Na-карбонаты для этой ассоциации нехарактерны и маловероятны. Для содового геохимического подтипа обязательными являются Na-карбонаты, часто присутствуют Na-хлориды, Na-сульфаты, а также магнезит и доломит; минералы же Ca-сульфатного, Mg/K-хлоридного и Mg/K-сульфатного подклассов нехарактерны.

В правой части табл. X-6, графы 12—17, для каждого геохимического подтипа ассоциаций приведены ранее уже упоминавшиеся перечни конкретных классов пород, распространенных в природных разрезах соляных толщ. Перечни составлены на основании обобщения различных литературных источников, включая региональные описания разрезов. Все породы подразделены в соответствии с рассмотренными выше классификационными принципами по числу минеральных компонентов (на моно-, би- и полиминеральные) и по рангу минерального смешения (на простые, комбинированные и сложные). Деление по количественному соотношению компонентов в табл. X-6 не приведено, поскольку большинство единиц перечня характеризуется широким спектром смешения: от преобладания какого-либо одного из компонентов до того же преобладания другого или других. По этой же причине нет и подразделения на идио- и изоминеральные породы: большинство перечисленных в таблице пород встречаются в виде тех и других.

Существенно, что разные количественные соотношения характерны как для сложно-смешанных пород, образуемых сочетанием галогенных минералов одного надкласса, так и для комбинированно-смешанных, возникающих при смешении солевых минералов разных надклассов. Например, внутри хлоридного надкласса галит с сильвином встречаются в разных количественных сочетаниях, вплоть до образования непрерывных рядов от галита с примесью сильвина до сильвина с примесью галита. Аналогичный характер смешений образуют галит, сильвин и карналлит, а иногда плюс еще и бишофит. Весьма разнообразные количественные соотношения возникают и между представителями двух разных галогенных надклассов: хлоридного и сульфатного (например, между ангидритом и галитом или между ангидритом, галитом и сильвином и т. д.) либо хлоридного и содового (например, между галитом и троной или галитом, троной и нахколитом и т. д.).

Таким образом, рассмотренная табл. X-6 устанавливает соотношения между традиционными геолого-генетическими (геохимическими) подразделениями галогенных ассоциаций и подразделениями по «чисто» вещественным показателям, отвечающим принципам данной работы.

В табл. X-7 систематизированы варианты природных сочетаний между галогенными и негалогенными компонентами (для случая двухкомпонентных пород). Все они подразделены на комбинированные, сложные и переходные, и для каждого показана относительная распространенность (в трех градациях). Как видно из табл. X-7, смешения соляных минералов с несоляными компонентами осадочного раздела весьма разнообразны. Они устанавливаются с компонентами большинства надклассов, их разновидностей и классов. Относительно часты и разнообразны смешения с кластолитовыми, пелитовыми и Ca/Mg-карбонатными, однако с разной частотой встречаются и с компонентами почти всех других классов, в наименьшей мере — с

аллитами и углями. При этом для разных галогенных компонентов наблюдается определенная специфичность, а иногда и отчетливая избирательность в образовании смешений с теми или иными негалогенными компонентами. Так, Na-хлориды и частично Ca-сульфаты образуют смешения с подавляющим большинством негалогенных компонентов, в то время как другие группы более избирательны. Например, лишь для Na-карбонатов (правда, тоже редко) наблюдаются смешение с аллитами и углями, для них же относительно обычной является ассоциация с фторидами и т. д.

Что касается пород переходного типа, представленных смешением галогенных минералов с компонентами иных — неосадочных — разделов, то среди них наиболее обычны сочетания с различными вулканогенно-осадочными компонентами: туффитовыми, туфовыми, реже лаво-брекчиевыми или другими образованиями этой группы. Смешение с тонким туфовым материалом, по-видимому, распространено в природе шире, чем принято считать. Однако в целом переходные типы пород с участием солевых компонентов имеют относительно подчиненное распространение.

Остановимся дополнительно на вопросе о количественных соотношениях компонентов в смешанных породах разных типов. В табл. X-7 для двухкомпонентных пород разных рангов смешения показаны лишь два типа таких соотношений: 1) курсивом выделены компоненты, присутствующие в этих парах, как правило, лишь в подчиненном количестве; 2) остальные пары характеризуются разнообразием соотношений, меняющихся в широких пределах, не образуя устойчивых величин.

Значительное разнообразие соотношений между двумя (а иногда тремя и более) компонентами наблюдается при смешении разных рангов. Выше об этом уже говорилось по отношению к смешениям, происходящим целиком внутри галогенного сообщества. Колебания количественных соотношений между одними и теми же компонентами отмечаются и в сложных породах при сочетании галогенных компонентов с компонентами других надклассов негалогенного сообщества, например, Na-хлоридного и кластолитового или пелитового (между галитом и алевритовым или глинистым материалом), либо Ca/Mg-карбонатного и Ca-сульфатного (между кальцитом, доломитом и ангидритом) и др. Разнообразие количественных соотношений намечается и в переходных породах — в сочетаниях галогенных минералов с вулканогенно-осадочными компонентами.

Вопросы номенклатуры соляных пород. Наименования соляных минералов и их классов в подавляющем большинстве случаев служат основой для формирования названий соляных пород разных рангов, представляющих собой таким образом, производные от этих наименований. Это — главный общий принцип номенклатуры данных пород.

При образовании наименований надклассов соляных пород, смысловая часть которых отвечает названию соответствующей анионной группы, нам кажется вполне допустимым использовать в качестве равноправных два варианта: первый, с добавлением окончания «-лит»: хлоридолиты, сульфатолиты, карбонатолиты, второй — в форме прилагательного в сочетании со словом «породы»: хлоридные, сульфатные, карбонатные породы. Те же два варианта применяются и для образования наименований разновидностей надклассов, т. е. в первом варианте — Na-хлоридолиты, Mg/K-хлоридолиты и т. д., во втором — Na-хлоридные породы, Mg/K-хлоридные породы и т. д.

Способы образования наименований классов соляных пород значительно более разнообразны. В бо́льшей мере они определяются рассмотренными выше классификационными принципами и параметрами. Главное значение имеют принятые количественные (процентные) градации, а среди них — наличие градации ≥50%. Основные варианты образования названий соляных пород разных классов в зависимости от количественно-минеральных показателей сведены в табл. X-8. Там же подобраны примеры для каждого

варианта. Для удобства систематизации и рассмотрения примеров в табл. X-8 шесть процентных градаций заменены цифровыми индексами от 6 до 1.

Два положения являются наиболее общими при образовании названий пород: 1) в них включаются наименования всех минеральных компонентов с содержанием более 5% (компоненты с меньшим содержанием не входят в собственно названия пород, а указываются как примесь с предлогом «с»); 2) перечисление компонентов дается в порядке возрастания их содержания.

Для всех *идиоминеральных пород*, независимо от количества минералов, главным при образовании их названий является наименование доминантного компонента, составляющего более 50% породы. Для всех таких пород, как и для надклассов, можно рекомендовать два взаимозаменяющих и равноправных варианта образования названий: I — в форме существительного, производного от наименования доминирующего минерала с добавлением окончания «-лит» (например, галитолит, сильвинолит и т. д.); II — в форме прилагательного от того же наименования с добавлением слова «порода»: галитовая порода, сильвиновая порода и т. д.

Для всех *мономинеральных* соляных пород это и будут два окончательных варианта их полных названий. В классификационной табл. X-5, где сведены все классы мономинеральных пород, их наименования приведены лишь по первому варианту только из-за ограниченности размера таблицы.

Для идиолитических, но *немономинеральных* пород оба рассмотренных варианта образования наименований — производных от доминантного компонента — служат основой, к которой добавляются названия остальных компонентов в форме прилагательного перед основой. Последние образуются по общим правилам, но имеют некоторые различия в двух принятых нами вариантах.

Компонент, содержащийся в количестве 25—50%, в первом варианте вводится в виде полного прилагательного с суффиксом «-овый» перед существительным: сильвиновый галитолит, а во втором — в виде краткого прилагательного с суффиксом «-ово» к полному прилагательному — названию компонента, составляющего 25—50%,— и существительного «порода»: сильвино-галитовая порода. Компонент, содержащийся в количестве 5—25%, в первом варианте вводится в виде полного прилагательного с суффиксом «-ист» и окончанием «-ый» — сильвинистый галитолит, — заменяемого на усеченную форму прилагательного «-исто» при наличии еще одного полного прилагательного, что характерно лишь для трех-, четырехкомпонентных пород: сильвинисто-карналлитовый галитолит; во втором варианте — во всех случаях используется форма с «-исто»: сильвинисто-галитовая порода или сильвинисто-карналлитово-галитовая порода.

В зависимости от числа компонентов в *идиолитических породах* изменяется как число вариантов их количественных соотношений, так и соответственно вариантов наименований. Эти соотношения систематизированы в табл. X-8, Б. В левой половине таблицы, отвечающей идиоминеральным породам, приведены характерные варианты наборов компонентов разных количественных градаций в зависимости от числа компонентов в породах. Для каждого варианта даны два наименования пород. Мономинеральные породы, естественно, не имеют вариантов соотношений. Для биминеральных пород возможны два основных типа соотношений: доминантный компонент + компонент, содержащийся в количестве либо 25—50, либо 5—25%. Для поликомпонентных пород число вариантов достигает четырех-пяти.

Следует отметить, что оба варианта наименований, рассмотренные по отношению к надклассам соляных пород, их разновидностям, а также к разным классам идиолитической группы, принципиально близки двум из трех вариантов (второму и третьему), использовавшихся и ранее по отношению к соляным породам, о которых говорилось выше. Отличие приводимой

здесь номенклатуры состоит лишь в их бо́льшей стандартизации с четкой привязкой к процентным градациям. Необходимость сохранения для соляных пород этих двух вариантов вместо одного (первого из названных), однотипного с другими группами пород, обусловлена рядом особенностей галогенных отложений, также отмечавшихся выше, особенностей и ранее препятствовавших введению единых терминологических схем (таких, как специфика наименований многих соляных минералов, в частности присутствие во многих из них окончаний «-ит» или даже «-лит», преобладание полиминерального состава пород и т. д.). Эти особенности определяют языковую сложность и некоторую неблагозвучность многих словосочетаний, особенно с окончанием «-лит». В этом отношении вторая из рассмотренных терминологических систем несколько проще и ближе к традиционному для соляной геологии.

Для пород *изоминеральных*, не содержащих ни одного минерала в количестве ≥50%, рационально использовать единый способ образования их названий (см. правую часть табл. X-8, А и Б), а именно: независимо от количества минералов давать перечисление их наименований в порядке возрастания содержания с добавлением «-овая порода» к последнему из них и соединительной гласной «-о» ко всем предыдущим, например: карналлито-бишофито-сильвино-галитовая порода.

При характеристике всех типов пород, и особенно изоминеральных, удобно и желательно приводить процентное содержание каждого из компонентов после его названия, например: карналлито-(25)-сильвино-(35)-галитовая (40) порода.

Рассмотренные принципы образования наименований могут быть использованы для смешанных пород любого ранга смешения, в том числе между галогенными и негалогенными компонентами. Этот же принцип мы считаем универсальным для образования наименований смешанных пород любых классов, о чем уже говорилось в гл. V.

Терминология, касающаяся структуры соляных пород, систематизирована в рассматривавшихся выше табл. (X-4 и X-5). При этом использованы в основном разработки предшествующих лет Е. Э. Разумовской, Я. К. Писарчик, Я. Я. Яржемского, Т. М. Жарковой и других исследователей без принципиальных изменений. Лишь некоторые уточнения, внесенные нами

Таблица X-8

Номенклатура соляных пород в зависимости от количественно-минеральных показателей

А. ОБОЗНАЧЕНИЕ ОСНОВНЫХ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ (ПРОЦЕНТНЫХ) ГРАДАЦИЙ

Градации	Границы, %	100 95	95 75	75 50	50 25	25 5	5 0
		>95	95—75	75—50	50—25	25—5	<5
	Индекс градации	6	5	4	3	2	(1)
Способ наименования	Идиоминеральные породы	-лит			-овый	-истый, -исто-	(с...)
		-овая порода			*-ово-*	*-исто-*	
	Миксоминеральные породы	Отсутствуют			-о-, -овая порода		(с...)

Б. ОБРАЗОВАНИЕ НАИМЕНОВАНИЙ ПОРОД РАЗНЫХ КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ ГРУПП (примеры)

Группы по числу минеральных компонентов	Варианты	Идиоминеральные породы				Миксоминеральные породы			
		Галит Гл	Сильвин Сл	Карналлит Кр	Бишофит Бш	Галит Гл	Сильвин Сл	Карналлит Кр	Бишофит Бш
Мономинеральные	I	**6**	**(1)**	—	—	Отсутствуют			
		Галитолит — — — — (с сильвином) ***Галитовая порода*** Пример: Гл 96 (Сл 4)							
Биминеральные	I	**5**	**2**	**(1)**	—	**3**	**3**	**(1)**	
		Сильвинистый **галитолит** — — — — (с карналлитом) *Сильвинисто-**галитовая** порода* Пример: Гл 80 Сл 18 (Кр 2)				Сильвино-галитовая порода (с карналлитом) Пример: Гл 48 Сл 47 (Кр 5)			
	II	**4**	**3**	**(1)**	—	**3**	**3**	**(1)**	**(1)**
		Сильвиновый **галитолит** — — — — (с карналлитом) *Сильвиново-**галитовая** порода* Пример: Гл 56 Сл 40 (Кр 4)				Галито-сильвиновая порода (с карналлитом и бишофитом) Пример: Гл 43 Сл 48 (Кр 5 Бш 4)			
Полиминеральные	I	**4**	**3**	**2**	**(1)**	**3**	**3**	**3**	**(1)**
		Карналлитисто-сильвиновый **галитолит** — — — — (с бишофитом) *Карналлитисто-сильвиново-**галитовая** порода* Пример: Гл 55 Сл 32 Кр 10 (Бш 3)				Карналлито-сильвино-галитовая порода (с бишофитом) Пример: Гл 40 Сл 30 Кр 26 (Бш 4)			
	II	**4**	**2**	**2**	**(1)**	**3**	**3**	**2**	**(1)**
		Карналлитисто-сильвинистый **галитолит** — — — — (с бишофитом) *Карналлитисто-сильвинисто-**галитовая** порода* Пример: Гл 65 Сл 20 Кр 1 (Бш 4)				Карналлито-сильвино-галитовая порода (с бишофитом) Пример: Гл 45 Сл 32 Кр 20 (Бш 3)			
	III	**4**	**2**	**2**	**2**	**3**	**2**	**2**	**2**
		Бишофитисто-карналлитисто-сильвинистый **галитолит** — — — — — — — — *Бишофитисто-карналлитисто-сильвинисто-**галитовая** порода* Пример: Гл 53 Сл 20 Кр 15 Бш 12				Бишофито-карналлито-сильвино-галитовая порода Пример: Гл 45 Сл 20 Кр 20 Бш 15			

Примечания. Полужирными прямым шрифтом и курсивом выделена основа наименования породы по доминантному компоненту. Прямым шрифтом или курсивом даны разные варианты наименований одной и той же породы: Сл 18 — индекс минерала и его содержание, %.

при построении общей классификационной схемы структурных признаков и при их ранжировании, нашли отражение в использованной терминологической базе.

В немоноструктурных породах общее название структуры дается в виде сложного прилагательного, состоящего из перечисления наименований моноструктур, желательно в порядке возрастания их относительной роли в породе. Например, сферолитово-яснокристаллический гипсолит.

X-2. МАЛЫЕ СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ — ПОЛИГАЛОЛИТЫ

В отличие от соляных пород доминантной группы, соли, относимые к группе полигалолитов, обладают либо малой растворимостью — как большинство малых сульфатолитов, либо, образуя самостоятельные группы, парагенетически слабо связаны с основной массой солей — как баритолиты и флюоритолиты, либо настолько специфичны, что свойственны только современной эпохе — как нитратолиты. В любом случае по той или иной причине они в геологическом разрезе литосферы экзотичны и парагенетически в малой степени соприкасаются с основной массой соляных пород, выделенных в доминантную группу.

Малые сульфатолиты. Малых сульфатных минералов свыше ста. Это — простые безводные (без OH или с ней) и водные (1—36 H_2O), с анионами CO^{-}_3, Cl^- и другими, сульфаты Sr, B, Pb, Zn, Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Cu, Mn, NH_4, Co, Ni, U и др. Многие из них образуют тела породного уровня — от конкреций до пластов и линз мощностью более 1 м. Подавляющая их часть — эвапоритовая, гидротермальная (низкотемпературные гидротермы — сольфатары) и элювиальная — продукты окисления сульфидных месторождений или глин, богатых сульфидами (ярозиты, квасцы и т. д.). Их структура варьирует от тонкомикроскопической, землистой до гигакристаллической, и кристаллы часто идиоморфны. По частоте встречаемости и по размеру породных тел основными являются десятка два минералов (табл. X-9). Приведенные в таблице минералы образуют тела породного уровня, у некоторых из этих сульфатов всего лишь в виде конкреций, сталактитов, гнезд в других породах.

Петрографическая, т. е. структурно-минеральная, классификация сульфатолитов (табл. X-10) подобна аналогичным классификациям оксидолитов или сульфидолитов. Однако у малых сульфатолитов практически нет аморфных, биоморфных и обломочных структур — структурно они беднее. Господствуют кристаллические структуры — от микрозернистых и реже коллоидальных до гигакристаллических (размер кристаллов достигает сантиметров). В отличие от карбонатолитов, сульфатолиты часто бывают идиоморфнокристаллическими и гипидиоморфными, причем образуются они не столько при кристаллизации из жидкой фазы, сколько в случаях перекристаллизации, и в основном в форме гранобластовых структур.

Форма кристаллов малых сульфатолитов разнообразна. Доминируют волокнистые, игольчатые и призматические кристаллы, нередко чешуйчатые. Кубические и другие кристаллы кубической сингонии наиболее редки. Обычны агрегатные структуры: сферолитовые, натечно-почковидные, друзовые, жеодовые и другие структуры выполнения, а также столбиковые, вплоть до метровых сталактитов и сталагмитов. Размер сферолитов барита достигает десятков сантиметров. Умеренно развиты псевдоморфные структуры, в основном возникающие при замещении одних сульфатов другими, и замещении иных солей и сульфидов. Неясны масштабы развития биоморфных структур, но в целом они незначительны.

Текстуры малых сульфатолитов в целом однообразны и мало специфичны, что позволяет не давать их детально разработанную классификацию, но заставляет вводить текстурный признак, например отмечая параллельное расположение игольчатых кристаллов выполнений жил и других пустот.

Таблица X-9

Сульфатные минералы малых пород и их основные лито- и генотипы

Элемент	Минералы и их формулы	Основные лито- и генотипы. Месторождения
Барий	Барит $BaSO_4$	Конкреции и жеоды в эвапоритах; гидротерм. жилы и пустоты, конкреции в известняках и других породах; элювий, окаменевшая древесина и др.
Стронций	Целестин $SrSO_4$	Конкреции и жеоды в эвапоритах, известняках, доломитах, глинах; седиментационный, диагенетич., инфильтрац.; метасоматиты, гидротермы
Свинец	Англезит $PbSO_4$	Окисление сульфидов
Медь	Халькокианит $CuSO_4$ Халькантит $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ Брошантит $Cu_4(SO_4)(OH)_6$ Антлерит $Cu_3(SO_4)(OH)_4$ Лангит $Cu_4(SO_4)(OH) \cdot H_2O$(?)	Фумарольный Окисление сульфидов; фумарольный; сталактиты Окисление сульфидов То же “
Железо	Ферринатрит $Na_3Fe(SO_4)_3 \cdot 3H_2O$ Мелантерит $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ (железный купорос) Кокимбит $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$ Глокерит $Fe_4(SO_4)(OH)_{10} \cdot 1+3H_2O$ Ярозит $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ Парабутлерит $Fe(SO_4)(OH) \cdot 2H_2O$ Фиброферрит $Fe(SO_4)(OH) \cdot 5H_2O$ Копиапит $(Fe, Mg)Fe^{3+}{}_4(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 2OH_2O$	Окисление сульфидов То же, сталактиты, конкреции “, слоистые эвапориты “, сталактиты “, элювий Fe-руд и глин “, инфильтрационные выделения То же, жилы То же
Алюминий	Квасцы K-вые $KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$ То же, Na-вые $NaAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$ “, аммониевые $(NH_4)Al(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$ Галлотрихит $Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$ Алуноген $Al_2(SO_4)_3 \cdot 18H_2O$ Алуниты $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$, $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ Алуминит $Al_2(SO_4)(OH)_4 \cdot 7H_2O$	Окисление сульфидов в глинах и углях; метасоматиты; инфильтраты, пещерные и сольфатарные Окисление сульфидов и метасоматоз Al-пород То же, выполнения пустот угленосных пород Гидротермолиты, метасоматиты вторичные в гипсах Конкреции в глинах, мергелях, бурых углях (сернокислый апосульфидовый метасоматоз)
Кобальт	Биберит $CoSO_4 \cdot 7H_2O$	Окисление сульфидов и арсенидов, часты и сталактиты
Никель	Моренозит $NiSO_4 \cdot 7H_2O$	То же
Цинк	Госларит $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$	“
Марганец	Маллардит $MnSO_4 \cdot 7H_2O$	“
Медь или свинец	Линарит $PbCu(SO_4)(OH)_2$ Биверит $Pb(Cu, Fe, Al)_3(SO_4)_2(OH)_6$ Каледнит $Cu_2Pb_5(SO_4)_3(CO_3)(OH)_6$	Окисление сульфидов То же “
Уран	Уранопилит $(UO_2)_6(SO_4)(OH)_{10} \cdot 12H_2O$ Циппеит $(UO_2)_2(SO_4)O \cdot nH_2O$ Иоганнит $Cu(UO_2)_2(SO_4)_2(OH) \cdot 6H_2O$	Вторичный по ураниниту, почковидный То же “

Таблица X-10

Петрографическая (структурно-минералогическая) классификация малых сульфатолитов

Минеральный класс — порода	Структуры										
	Незернистые визуально					Зернистые визуально					
	Коллоидальные	Микрокристаллические		Сферо-агрегатные	Друзовые	Кристаллические		Сферо-агрегатные	Друзовые	Псевдоморфные	Сталактитовые
		Идиоморфные	Гранобластовые			Идиоморфные	Гранобластовые				
Баритолиты	?	+	+	+	+	+	+	+	+	?	+
Целестинолиты	?	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—
Англезитолиты	?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Купросульфатолиты	?	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+
Ферросульфатолиты	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Алюмосульфатолиты	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Кобальтосульфатолиты	?	+	?	?	+	+	?	+	+	?	+
Никелесульфатолиты	?	+	?	?	+	+	?	+	+	?	+
Цинкосульфатолиты	?	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+
Манганосульфатолиты	—	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+
Ураносульфатолиты	?	+	+	+	+	+	+	+	+	?	+

Примечания. 1. Знак «плюс» (+) — петротип реальный; знак «минус» (—) — петротип не развит; вопросительный знак — петротип возможен. 2. Конкреционные структуры отмечены вместе с макросферо-агрегатными, а натечные почковидные — со сталактитовыми.

Генетические типы малых сульфатолитов умеренно разнообразны и могут быть подразделены на две категории: супракрустальные (надкоровые) и интракрустальные (внутрикоровые). Первые в свою очередь делятся на осадки, сформированные в поверхностных водоемах вследствие выпаривания — баритовые, целестиновые и некоторые др., и элювиальные — гипергенные метасоматиты, к которым принадлежит большинство малых сульфатолитов, образованных минералами, показанными в табл. X-10.

Элювиальные сульфатолиты формируются на сульфидных породах, когда при их экзогенном перерождении доминируют не окисление, а образование соляных панцирей — сингенетическое преобразование седиментационных минералов, пород и осадков. Процесс метасоматического замещения может сопровождаться образованием конкреций, жил, пятен, по существу являющихся объектами породного уровня.

Интракрустальные сульфатолиты можно разделить на три генетические группы. Более генетически и минералогически разнообразны инфильтрационные сульфатолиты: жилы, заполнения других полостей, сталактиты, сталагмиты и иные натечные отложения; их можно рассматривать как субтерральные осадки. Диагенетические сульфатолиты — конкреции и метасоматиты — формируются в условиях системы, уже существенно изолированной от наддонной воды или рапы. Преобразование сульфатов — потеря воды (полная или частичная), перекристаллизация, растворение, перемещение, отложение новых солей, метасоматоз, образование конкреций — продолжается и на стадиях катагенеза и метагенеза. Как парадоксальный

Таблица X-11

Главные осадочные боратные минералы и их основные генотипы

Элемент	Минерал	Содержание B_2O_3, %	Основные минералообразующие процессы и генотипы
H	Борная кислота H_3BO_3	56,3	Рапа и бороносные воды
Na	Кернит $Na_2[B_4O_6(OH)_2] \cdot 3H_2O$	51,0	Гальмиролиз B-осадков
	Бура (тинкал) $Na_2[B_4O_5(OH)_4] \cdot 8H_2O$	36,6	Гальмиролиз, диагенез, седиментогенез
Na, Ca	Улексит $NaCa[B_5O_6(OH)_6] \cdot 5H_2O$	43,0	Гидротермолиты, седиментогенез, гальмиролиз, элювий
Ca	Колеманит $Ca[B_3O_4(OH)_3] \cdot H_2O$	50,9	Седиментогенез, гальмиролиз, диагенез
	Иньоит $Ca[B_3O_3(OH)_5 \cdot 4H_2O$	37,6	Гальмиролиз, элюв. панцири, диагенез
	Пандермит $Ca_2[B_5O_8(OH)_3] \cdot 2H_2O$	49,8	Гальмиролиз, диагенез, эл. панцири, седиментогенез
Ca, Mg	Гидроборацит $CaMg[B_3O_4(OH)_3]_2 \cdot 3H_2O$	50,6	Седиментогенез, гальмиролиз, диагенез, элюв. панцири, инфильтрац. процессы
Mg	Ашарит $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$	41,4	Элюв. панцири, диагенетич. конкреции
	Борацит $Mg_3[B_7O_{13}]Cl$	62,1	Седиментогенез, гальмиролиз, элюв. панцири, диагенез
K, Mg	Калиборит $KMg_2[B_3O_3(OH)_5]_2 \cdot [B_5O_6(OH)_4] \cdot 2H_2O$	57,0	Седиментогенез; гальмиролиз, диагенез, элюв. панцири соляных куполов

генетический тип можно рассматривать механогенные сульфатолиты, перемещенные вместе с солью соляных куполов, от которых нередко остаются только сульфатолиты (рифей гор Флиндерс в Южной Австралии).

Многие солевые минералы и сульфатолиты оказываются полигенетичными: барит, целестин, ярозит, квасцы, алуниты и др. — и находятся во многих генетических группах. Их объединяет химическая обстановка образования, практически единая во всех типах.

Бо́льшая часть малых сульфатолитов представляет только теоретический интерес, поэтому их классификации как полезных ископаемых разработаны слабо. Ряд малых сульфатолитов добывается вместе с макропородами и макрорудами: свинцовые, медные, цинковые, бариевые, урановые и др.

Боратолиты. Минералов бора известно около 100, и бо́льшая их часть не образует макропород. Осадочные бораты — это соли Na, Ca, Mg и K ортоборной (H_3BO_3), метаборной (HBO_2), диортоборной ($H_4B_2O_5$), тетраборной ($H_4B_6O_{11}$) и других полиборных кислот, а также сама природная (орто)борная кислота, или сассолин (табл. X-11). Образуемые бором вместе с кремнием гетерополикислоты дают силикатные минералы (датолит, турмалин и др.), являющиеся эндогенными.

Осадочные бораты связаны друг с другом прогрессивными и регрессивными стадиальными превращениями, совершающимися на стадиях сингенеза, диагенеза, катагенеза и выветривания, наподобие трансформаций гипса в ангидрит и обратно. Из-за бо́льшей в целом растворимости боратов трансформационные процессы более глубоки, часты и совмещаются с метасоматозом, что облегчается полиминеральным составом эвапоритов. Поэтому боратолиты редко бывают мономинеральными и помимо боратной полиминеральности часто ассоциируются с хлоридами, сульфатами или карбонатами.

Таблица X-12

Петрографическая (структурно-минералогическая) классификация боратолитов

Минерал	Структуры												
	Незернистые визуально						Зернистые визуально						
	Коллоидальные	Кристаллические		Сферо-агрегатные	Друзовые	Псевдоморфные	Кристаллические		Сферолитовые	Конкреционные	Друзовые	Жеодовые	Псевдоморфные
		Идиоморфные	Гранобластовые				Идиоморфные	Гранобластовые					
Сассолин	+	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
Кернит	+	+	(+)	+	+	?	+	(+)	+	+	?	—	(+)
Бура	?	+	?	?	+	—	+	?	?	+	+	—	—
Улексит	+	+	(+)	+	+	(+)	+	—	+	+	+	+	(+)
Колеманит	+	+	(+)	+	+	(+)	+	(+)	+	+	+	+	+
Иньоит	+	+	?	+	+	(+)	+	(+)	+	+	+	+	(+)
Пандермит	+	+	(+)	+	+	?	+	(+)	+	+	+	+	—
Гидроборацит	+	+	?	+	?	(+)	+	?	+	+	—	—	+
Ашарит	+	+	(+)	+	—	+	+	(+)	+	+	—	—	+
Борацит	+	+	+	(+)	—	+	+	+	(+)	+	—	—	+
Калиборит	+	+	?	?	—	—	+	?	?	—	—	—	—

Примечания. 1. + — петротип обычен; — — петротип отсутствует; (+) — петротип малораспространенный; ? — распространение петротипа неясно. 2. Названия пород образуются по общему правилу: к наименованию минерала добавляется «-литы», например: улекситолит, буралит и т. п.

Боратолиты в целом и отдельные их виды — сассолинолиты, керитолиты, буралиты (или тинкалолиты), улекситолиты, колеманитолиты, иньоитолиты, пандермитолиты, гидроборацитолиты, ашаритолиты, борацитолиты, калиборитолиты и др.— не отличаются большим структурным разнообразием (табл. X-12). Здесь господствуют кристаллические структуры, как фанерозернистые, так и микрозернистые, вероятны коллоидальные волокнистые и отсутствуют некристаллические, аморфные. Обычны гигакристаллические боратолиты, причем борацитолиты, буралиты, иньоитолиты иногда представляются сантиметровыми кристаллами, а кристаллы кернита достигают 1×2,5 м, т. е., вероятно, превосходят по размеру все другие кристаллы осадочных минералов и соизмеримы с пегматитовыми кристаллами слюд, полевых шпатов и других эндогенных минералов.

Форма кристаллов варьирует от изометричной, близкой к форме кристаллов кубической сингонии, и короткостолбчатой пироксеновидной до игольчатой и волокнистой, шпатовой и листоватой, соответствующей кристаллам господствующей моноклинной сингонии, а также триклинным и реже моноклинным. Резко преобладают идиоморфнозернистые структуры, указывающие на кристаллизацию из растворов, а также на рост в свободном пространстве — полостях, жилах, жеодах и т. д. Гранобластовые структуры редки. Широко распространены агрегатные структуры: сферолитовые, корочковые (друзовые), жильные, конкреционные, жеодовые и др.; сталактитовые и другие натечные (колломорфные) редки или вовсе нехарактерны; обычно псевдоморфные, отражающие часто идущие процессы замещения.

Общее название боратных пород — «боратолиты», а конкретные виды обозначаются существительным «боратолит» и прилагательным, отображающим минеральный состав и структуру, либо названием минерала в форме существительного с окончанием «-лит» и прилагательным, отражающим

структуру. Например: боратолит кернитовый идиогигакристаллический или кернолит идиогигакристаллический.

Мономинеральные боратолиты по распространенности сильно уступают полиминеральным. Первые на макропородном уровне представлены лишь гидроборацито-, улексито- и ашаритолитами, образующими пласты мощностью до 10—15 м. К ним приближаются кернитолиты (до 30 м), буралиты (до 15 м); борацитолиты, гидроборацитолиты, колеманитолиты, калиборатолиты, изредка встречающиеся в форме пластов и линз (до 1 м).

Полиминеральные боратолиты преобладают, и их суммарная мощность в месторождениях может достигать 90 м, например в Турции (бура-кернит-пандермит-колеманитовые с улекситом и др.). Однако в конкретных месторождениях обычно один-два петротипа выделяются как доминирующие: бура-кернитовые; борацит-гидроборацит-калиборитовые; хильгардит-джинорит-борацитовые; улексит-гидроборацит-ашаритовые; колеманит-ашаритовые; колеманит-улекситовые; иньоит-улекситовые; иньоит-мейергофит-колеманитовые и др. Полиминеральность боратолитовых пород и слоев — следствие поликатионности (и полианионности) рассолов и растворов, из которых они первично осаждаются, и результат легко и интенсивно идущих процессов постседиментационных трансформаций на стадиях сингенеза (гальмиролиза), диагенеза, катагенеза и гипергенного вторичного элювиирования в кровле соляных куполов и других выходах солей.

Минеральный состав боратолитов часто усложняется карбонатными, хлоридными, сульфатными, глинистыми минералами и примесями витрокластов и других вулканитов, реальгара, аурипигмента, антимонита, целестина и других гидротермных минералов и компонентов, делающих руды вкрапленными. Разрабатываются классификации и по этим неборатовым примесям.

Генетически боратолиты довольно разнообразны (табл. X-13), особенно в группе супракрустальных седиментационных пород.

Бóльшая часть макробоpатолитов и малых боратных пород первичнохемоседиментационна или образуется вскоре после осаждения при гальмиролитических, сингенетических преобразованиях пористых нелитифицированных боратных или бороносных хлоридолитовых, сульфатолитовых или карбонатных осадков. В эвапоритовом процессе бораты осаждаются на поздних стадиях, когда соленость рапы достигает 30% и выше, т. е. часто из межкристальной рапы, в конце галитовой стадии, но в основном вместе с выпадением разнообразных сульфатов Mg, K, Na и хлоридов K и Mg — сильвина, карналлита и бишофита.

Классификация боратов и боратолитов как руд, т. е. образующих промышленные месторождения, предусматривает их деление на «сплошные» (B_2O_3=20÷30%) и вкрапленные (B_2O_3=2÷5%). Вкрапленные руды, приуроченные к неборатным породам (например, на крупнейшем гипсово-панцирном Индерском месторождении в Северо-Западном Казахстане — к глубокозалегающим (на 50—70 м) красным гипсам) обычно по запасам превосходят сплошные.

Основные и во многих странах единственные руды на бор — экзогенные. Уникальные месторождения бора с запасами более 10 млн. т B_2O_3 единичны (оз. Серлс, США,— более 100 млн. т; Кырка, Турция,— 500 млн. т и др.), крупные (1—10 млн. т) редки, средние (200—1000 тыс. т.) довольно многочисленны, а мелкие (менее 200 тыс. т) еще более часты.

Важной «рудой» на бор являются рапа соляных озер (B_2O_3=0,5÷2,2%) и бороносные воды (содержание бора еще ниже), так как борное сырье из них легко добывается и перерабатывается.

Фторолиты. Флюорит CaF_2 — породообразующий минерал фторолитов — встречается в виде примесей в других осадочных породах: доломитах, гипсолитах, псаммитолитах, где образует рассеянные микрокристаллические выделения — вещество землистого облика, известное под названием

ратовнита, или разного размера фиолетовые кристаллики плавикового шпата. Содержание фтористого кальция в таких породах, как правило, недостаточно, чтобы относить их к собственно фторитолитам по общепринятой номенклатуре. Однако на практике к фтористым относят любые породы «отличительной чертой которых является более или менее повышенное содержание в них фтора, входящего в состав фтористого кальция» [30, т. 2, с. 302]. Подобные флюоритсодержащие породы вмещают конседиментационный флюорит, в той или иной мере перераспределенный диагенетическими или катагенетическими процессами. На образование седиментационного флюорита указывает его парагенетическая связь с эвапоритовыми толщами, в которых он, по-видимому, формируется при выпаривании солеродных растворов.

Собственно же флюоритовые породы, состоящие в основном или целиком из кристаллического плавикового шпата,— это продукты заполнения гнезд, трещин, жил в осадочных породах различного состава. Кристаллический флюорит встречается также в цементе песчаников. Во всех этих случаях его эпигенетическая природа наиболее вероятна.

Классифицируются фторолиты по структуре и минеральным примесям. Все они — кристаллические, но размер кристаллов варьирует от микроскопических (например, в порошковатых светло-фиолетовых ратовкитах карбона Калужской области) до гигакристаллических (кристаллы сантиметровые, почти исключительно гидротермальные — выполнения крупных гнезд в трещиноватых зонах). Спутники флюорита — кварц, барит, сульфиды

Таблица X-13

Генетическая классификация боратолитов

А. Супракрустальные
- I. Седиментационные хемогенные
  - 1. Эвапоритовые
    - 1) Озерные: улекситолиты, буралиты, колеманитолиты и др., ассоциирующиеся с хлоридами и сульфатами Na, K и Ca.
    - 2) Морские: а) в хлоридно-сульфатных водоемах (индерский тип): калиборитолиты, борацитолиты, гидроборацитолиты и др., ассоциирующиеся с сильвином, карналлитом, сульфатами K и Mg и часто с глинистыми прослойками; б) в хлоридных водоемах (челкарский тип): борацитолиты, бораты Ca (хильгардит, джинорит), ассоциирующиеся с бишофитом, карналлитом, а также с сильвином и кизеритом.
  - 2. Вулкано-гидротермные пресноводные: буралиты, колеманитолиты, улекситолиты, сассолинолиты, преобразующиеся сингенетично (гальмиролиз) в кернитолиты, иньоитолиты, пандермитолиты и др., ассоциирующиеся с вулканическими туфами, смектитовыми глинами, известняками, песками.
- II. Элювиальные
  - 1. Сингенетичные (гальмиролитические): кернитолиты, улекситолиты, иньоитолиты, колеманитолиты, индеритолиты, буралиты, пандермитолиты, гидроборацитолиты, борацитолиты.
  - 2. Панцири соляных куполов: иньоитолиты, пандермитолиты, гидроборацитолиты, ашарнтолиты, улекситолиты, борацитолиты, калиборитолиты.
  - 3. «Почвы» (солары): улекситолиты, буралиты, колеманитолиты, тинкалконитолиты.

Б. Интракрустальные
- 1. Диагенетические, конкреционные: пинноитолиты, кернитолиты, буралиты, пандермитолиты, индеритолиты, патерноитолиты, ссайбелиитолиты, борацитолиты.
- 2. Инфильтрационные (жильные, жеодовые и другие выполнения пустот): улекситолиты, гидроборацитолиты, иньоитолиты, колеманитолиты, ссайбелиниты, а также витчитолиты, люнебургитолиты, бакеритолиты и др.

железа, свинца, цинка, кальцит, доломит, опал, гидрооксиды железа и др. Почти все они — вредные примеси.

Для эпигенетических флюоритов в большинстве случаев спорным является вопрос об источниках фтористого кальция: является ли он продуктом эпигенетического перераспределения первично-седиментогенного вещества или связан с деятельностью глубинных гидротерм. Несомненно, что флюорит генетически конвергентен и вопрос о происхождении решается изучением его парагенезов, форм нахождения и общих геологических условий районов его распространения.

Нитратолиты. Нитратов в природе мало: из известных на горнопородный уровень выходит только натриевая $NaNO_3$, и калиевая селитра, или просто селитра KNO_3. Аммониевая селитра $NH_4(NO_3)$, а также нитрокальцит $Ca(NO_3)\cdot 4H_2O$, нитромагнезит $Mg(NO_3)\cdot 6H_2O$ и некоторые другие являются образованиями практически только минерального уровня, образующими включения в других породах.

Структуры нитратолитов коллоидальноволокнистые, микрокристаллические с плотной или рыхлой укладкой, макрокристаллические, ромбоэдрические, игольчатые и волокнистые, корочковые и сферолитовые, изредка (у натриевой селитры) обломочные — как результат переотложения поверхностными водами.

Натриевая, или чилийская, селитра образует пласты мощностью до нескольких метров, переслаивающиеся с песчаными и другими обломочными отложениями в самом крупном на Земле селитровом поясе (длиной 725 и шириной 16—80 км) у подножия прибереговой горной цепи пустынной Северной Чили (запасы до 200 млн. т.). Такие слои, включают также кальцитолит, доломитолит, сульфатолиты, галит, полигалит, йодаты, хроматы, бораты.

Калийная селитра помимо рассеянной формы образует корочки на почвах пустынь, в пещерах и других пустотах, почти всегда в парагенезе с гуано — источником азота, извлекаемого бактериями в виде азотной кислоты. Ее добывали для производства пороха. Сейчас добывают из почв Испании, Италии, Египта, Ближнего Востока, Индии.

Генезис нитратолитов выяснен отчасти. Они образуются в аридных условиях (ибо имеют высокую растворимость), большей частью в почвах как выцветы и панцири, т. е. элювиальным способом. Таков же генезис и большей части пещерных селитр, которые иногда образуют сталактитовые столбики. Неясно, но вероятно происхождение как химического осадка в отчлененных от моря лужах или себховых маршах, причем наличие гуано интенсифицирует селитрообразование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* структур и текстур галогенных пород СССР/Я. Я. Яржемский, А. Л. Протопопов, В. В. Лобанова и др. Л., Недра, 1974. 231 с.

2. *Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф.* Гидрохимические типы галогенных формаций и их минерагеническая специализация.— В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981, с. 31—37.

3. *Беленицкая Г. А.* Некоторые палеотектонические закономерности размещения соленосных толщ.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск, Наука, 1982, с. 176—187.

4. *Беленицкая Г. А.* Фациальные и палеотектонические модели галогенных систем и некоторые вопросы их рудоносности.— В кн.: Рудоносность осадочных комплексов. Л., Недра, 1989, с. 30—40. (МГК, 28-я сес. Докл сов. геологов).

5. *Бирина Л. М.* Ангидриты в палеозое центральной части Русской платформы. М., Наука, 1979. 124 с.

6. *Брайтич О.* Минеральные соли.— В кн.: Минералогическая энциклопедия/ Пер. с англ.: Под ред. К. Фрей. Л., Недра, 1985, с. 211—217.

7. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 398 с.

8. *Верзилин Н. Н., Драгунов В. И., Шванов В. Н.* Основы систематики осадочных пород.— Вест. Ленингр. ун-та. Сер. 7, 1988, вып. 1, с. 3—15.

9. *Воронова М. Л.* Соляные породы.— В кн.: Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича и др. М., Недра, 1983, с. 209—226.
10. *Гаврилюк М. Г.* Минералогия Адамташского месторождения газа (Южный Узбекистан). Автореф. канд. дис. Ташкент, 1969. 32 с.
11. *Джиноридзе Н. М., Гемп С. Д., Горбов А. Ф., Раевский В. И.* Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. Тбилиси, изд. КИМС, 1980. 374 с.
12. *Жарков М. А., Благовидов В. В., Жаркова Т. М.* и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения.— В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981, с. 3—22.
13. *Жаркова Т. М.* Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976. 303 с.
14. *Жаркова Т. М.* Классификация пород соленосных формаций.— В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981, с. 168—186.
15. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 480 с.
16. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Галогенные формации. М., Недра, 1972. 328 с.
17. *Казанский Ю. П., Белоусов А. Ф., Петров В. Г.* и др. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). Новосибирск, Наука, 1987. 214 с.
18. *Казанский Ю. П., Бетехтина О. А., Ван А. В.* и др. Осадочные породы (состав, текстура, типы разрезов). Новосибирск, Наука, 1990. 269 с.
19. *Капченко Л. Н.* Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л., Недра, 1974. 184 с.
20. *Кореневский С. М.* Галогенные формации Русской платформы, их типизация, закономерности размещения и сопутствующая минерализация.— В кн.: Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981, с. 122—131.
21. *Корреляция* разнофациальных толщ при поисках нефти и газа./М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовский, Г. Ф. Ульмишек. М., Недра, 1969. 299 с.
22. *Кропачева С. К.* Сравнительный анализ строения сероносных галогенных формаций. М., Наука, 1981. 120 с.
23. *Куриленко В. В., Чарыкова М. В.* Физико-химическое моделирование эвапоритовой седиментации в современных бассейнах карбонатного, сульфатного и хлоридного типов.— Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1991, № 9, с. 159—162.
24. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. 3-е изд. М., 1984. 416 с.
25. *Неметаллические* полезные ископаемые СССР/Под ред. В. П. Петрова. М., Недра, 1984. 407 с.
26. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., Недра, 1981. 751 с.
27. *Писарчик Я. К.* Гипсы и ангидриты.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 321—343.
28. *Писарчик Я. К.* Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Л., Гостоптехиздат, 1963. 346 с.
29. *Писарчик Я. К.* Ангидрит и гипс.— В кн.: Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича и др. М., Недра, 1983, с. 226—232.
30. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. В 2 т. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с.; Т. 2. 420 с.
31. *Разумовская Е. Э.* Соляные породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 344—371.
32. *Разумовская Е. Э.* Классификация и номенклатура соляных горных пород.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1962, т. 72, с. 74—84.
33. *Рифогенные* и сульфатоносные формации фанерозоя СССР/Г. А. Беленицкая, Н. М. Задорожная, А. К. Иогансон и др. М., Недра, 1990. 291 с.
34. *Сонненфелд П.* Рассолы и эвапориты. М., Мир, 1983. 479 с.
35. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Наука, 1962. 550 с.
36. *Фролов В. Т.* Литология. В 3 кн. М., Изд-во МГУ, 1992—1995. Кн. 1. 1992. 336 с.; кн. 2. 1993. 432 с.; кн. 3. 1995. 352 с.
37. *Хрущов Д. П.* Литология и геохимия галогенных формаций Предкарпатского прогиба. Киев, Наук. думка, 1980. 316 с.
38. *Шванов В. Н.* Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. СПб., Недра, 1992. 230 с.
39. *Щербина В. Н.* Общая характеристика галитовых пород Припятского соляного бассейна.— Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, 1961, вып. 3, с. 259—269.
40. *Яншин А. Л., Жарков М. А.* Фосфор и калий в природе. Новосибирск, Наука, 1986. 192 с.
41. *Lotze F.* Steinsalz und Kalisalze. 2. Aufl. Bd. 1. Berlin, V. G. B., 1957. 465 s.

Глава XI. ГРУППА МАЛЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Выше мы рассматривали малые породы в качестве дополняющих главные, как правило, формациеобразующие породы и входящие с последними в одни большие группы. Таковы силикатные, оксидно-гидрооксидные, карбонатные и соляные малые породы, принадлежащие породным классам

в качестве составных частей соответствующих более крупных таксонов — надклассов или групп надклассов силикатных пород, оксидно-гидрооксидных, карбонатных и соляных. Однако кроме подобных пород-спутников имеются осадочно-породные образования, для которых отсутствуют соответствующие «главные» породы. Их мы выделяем в отдельную группу малых осадочных пород, включающую в себя сульфиды, серные и некоторые другие весьма экзотические горнопородные образования.

XI-1. СУЛЬФИДНЫЕ ПОРОДЫ — СУЛЬФИДОЛИТЫ

Два сульфида железа — пирит и марказит — играют существенную роль в качестве породообразователей, т. е. формируют породы, состоящие более чем на 50% из названных минералов. Остальные сульфиды — меди, полиметаллов, олова и др.— встречаются как примеси и крайне редко образуют скопления, которые по общепринятой номенклатуре могли бы быть отнесены к соответствующей породе.

Пирит-марказитовые породы. Старинное название этих пород — серный колчедан. Пирит и марказит при одинаковом химическом составе — FeS_2 — кристаллизуются в разной сингонии: первый в кубической, второй в ромбической. В строении минеральных индивидов помимо пирита и марказита, как правило, участвуют их колломорфные формы — мельниковит и гидротроиллит ($FeS \cdot nH_2O$). На микроскопическом уровне обнаруживаются самые различные типы их взаимоотношений: от срастаний и всевозможных переходов до зональных образований. В составе сульфидов железа часто присутствуют примеси углеродистого вещества, алюмосиликатов, железистых карбонатов и др., а из рудных — микроскопические включения никелина, пентландита, виоларита, герсдорфита, скуттерудита, саффлорита, коринита, самородных металлов и др.

Структурно неоднородные смеси пирита и марказита с примесью мельниковита, гидротроиллита и других минералов, выделяются как *метапириты*.

Мономинеральные осадочные тела, сложенные практически одним пиритом — марказитом,— исключительно редки. Обычно сульфид железа находится в смеси в той или иной осадочной породе среди битуминозных известняков, углистых пород, глин и мергелей. Таким образом, по составу петропримесей можно подразделять сульфидные породы на подгруппы: известковистые, глинистые, мергелистые и т. д.

Минеральные индивиды сульфидов железа на *микроскопическом уровне* обнаруживают большое разнообразие структур, группирующихся в следующие группы и виды:

1. Кристаллические (микрокристаллические).
2. Скрытокристаллические (метаколлоидные).
3. Глобулярные. Индивиды такой структуры сложены округлыми, реже овальными глобулами, обычно размером 0,01—0,07 мм. В свою очередь каждая такая глобула, как показывает электронно-микроскопическое изучение, состоит из тесно упакованных микроглобул размером несколько микрометров. Такие структуры, в частности, обнаруживают большинство псевдоморфоз.
4. Фромбоидальные пиритосферы с углеродистой оболочкой.
5. Микросферолитовые.
6. Неоднородные структуры:

а) незакономерные, выражающиеся в незакономерном, микроблоковом, сочетании участков разного строения (степени кристалличности, «колломорфности»). Индивиды такого строения обычно называют «метапиритом», а по составу они представляют собой смесь пирита и марказита с отмеченными выше мельниковитом, гидротроиллитом, железистыми карбонатами, алюмосиликатами, углеродистым веществом и др.;

б) закономерные. К ним относятся зонарные структуры, среди которых обычны три вида:

Структура внутренней зоны	Структура внешней зоны
Скелетная	Полнокристаллическая
Радиально-лучистая	Однородная
Макрозональность	Микрозональность

в) ситевидные структуры («идиобластическое сито», по П. Рамдору [6]) с включением внутри индивида всевозможных посторонних минералов.

Структура сульфидных пород на *макроскопическом уровне* также подразделяется на несколько групп.

1. Пылевидная вкрапленность микрозерен — субкристаллических индивидов. Обычно они имеют угнетенные кристаллографические формы и представлены метапиритом.

2. Агрегированные обособления дисперсного сульфида. Микроскопически представлены как метаколлоидными, скрытокристаллическими структурами, так и микрозернистыми индивидами, а также переходными формами, когда часть скрытокристаллического материала переходит в микрокристаллы. Здесь же обычны различные типы неоднородных структур и глобулярные структуры. По формам выделения устанавливаются различные типы: микрослоистый, желвакообразный, линзовидный, овоидальный.

3. Зернистые, в конкрециях — нередко пойкилитовые.

4. Сферолитовые.

5. Пленочные.

6. Структуры псевдоморфоз.

Из названных только первые две играют роль собственно структур сульфидных пород. Зернистые структуры — редки и более характерны для метасоматических залежей сульфидов. Пленочная и сферолитовая структуры, хотя и часто встречаются в сульфидных породах, но почти всегда имеют подчиненное значение и на породном уровне не должны учитываться.

Для сульфидных пород описываются и некоторые другие структуры [1], по нашему мнению относящиеся ко вторичным:

1. Скелетные обособления.

2. Различные виды микропрожилкования: решетчатые, сетчатые, каркасные.

Общепринятых или хотя бы в какой-то степени разработанных структурно-вещественных классификаций сульфидных пород, насколько известно, не существует. Попытка создания таковой предпринята лишь недавно Б. С. Андреевым [1]. Им выделены три класса обособлений пирита, в основе которых явно просматривается генетический подход.

1. Кластогенные формы как составная часть обломочных пород в виде угловатых или окатанных зерен (например, в конгломератах Витватерсранда).

2. В виде пирит-углеродистых микросистем фрамбоидального (глобулярного) типа — пиритосфер — как результат деятельности сульфатредуцирующих бактерий.

3. Дисперсные формы (как продукт чистого седиментогенеза). В них выделяются: а) пылевидная вкрапленность; б) скрытокристаллические агрегированные обособления; в) сгущения индивидуализированных микрозерен.

Явно генетический подход взят в основу классификации сульфидных пород Ю. П. Казанским и А. В. Ваном [4]. Ими выделены следующие структуры.

1. Биоморфные, т. е. структуры псевдоморфоз по растительным и животным остаткам. На микроскопическом уровне — это обычно глобулярные структуры.

2. Промежуточные био-граноморфные, также, как правило, представленные глобулярными микроструктурами.

3. Граноморфные, различающиеся зернистостью: от тонко- до крупнозернистых. Макроскопически выражены в виде конкреций, стяжений, линзовидных тел.

4. Массивные граноморфные, в которых пирит образует либо основную массу породы, либо практически мономинеральный агрегат. Основной тип микроструктуры здесь — аллотриоморфнозернистый, иногда слабовыраженный порфировидный.

Только один, последний, класс структур из выделенных четырех может быть действительно принят как структура сульфидной породы, так как все остальные характеризуют структуру пирита — в отдельных выделениях (например, псевдоморфозах), рассеянных в массе вмещающей породы в количестве гораздо меньшем чем 50%.

Если попытаться наметить схему действительно структурно-вещественной классификации сульфидных пород, то в первую очередь, в ней можно использовать приведенную выше сводку микроструктур.

Что касается состава этих пород, то строгое разделение их на пиритовые и марказитовые представляется затруднительным. С одной стороны, самостоятельных осадочных тел, состоящих преимущественно из марказита (т. е. таких, к которым может быть с достаточным основанием приложим термин «марказитовая осадочная порода»), по-видимому, нет. С другой стороны, марказит обычно в той или иной степени постоянно ассоциирует с пиритом. И если на макроскопическом уровне он довольно легко отличается от пирита, то на микроскопическом (тем более ультрамикроскопическом) их разграничение становится затруднительным. В то же время существуют определенные указания, что некоторые пиритовые породы практически не содержат марказита. Исходя из сказанного, кажется наиболее правильным разделить сульфидные породы по составу на три группы, состоящие из:

1) практически одного пирита;

2) смеси марказита и пирита;

3) метапирита.

Соотнеся их с классами структур, перечисленных выше (в первую очередь рассматриваемых на микроуровне), можно предложить в качестве классификационной основы схему, показанную в табл. XI-1.

Полисульфидолиты. К этой группе относятся породы, сложенные сульфидами различных металлов за исключением Fe-сульфидов, а также арсенидов и некоторых близких к ним образованиям (табл. XI-2).

Структурная классификация полисульфидолитов во многом аналогична таковой ферманголитов, поэтому можно ограничиться ее краткой характеристикой. Среди осадочных сульфидолитов господствуют визуально незернистые породы и руды, включая аморфные, кристаллитовые и микрокристаллические. Некоторые из них, вероятно, бактериморфные ультрамикроглобулярные, медные. Широко распространены микроглобулярные, микросферолитовые и микрокомковатые, микрофито- и зооморфные, ксеноморфные и кристаллически-зернистые породы и руды, встречаются и обломочные сульфидолиты. Аналогичны и многие яснозернистые структуры: основные подгруппы и типы повторяют микросульфидолитовые, а также ферритолитовые: характерны все типы сферолитовых, включая и колломорфные почковидные, которые могут встречаться в кавернозных породах. Встречаются, хотя и реже, обломочные, включая и щебенковые структуры, например, в докембрийских сульфидолитах. Широко распространены ксеноморфные — раковинные, биокластовые, фитоморфные, апомагматитовые, апокластолитовые и др.,— кристаллические, в том числе и гигакристаллические структуры.

Полисульфидолиты, как и другие руды, минерагенистами классифицируются прежде всего по генезису, так как их генетические типы часто, но

Таблица XI-1

Структурно-вещественная классификация Fe-сульфидолитов

Структура		Состав		
Макроструктура	Микроструктура	Пирит	Пирит + марказит	Метапирит
Пылевидно-вкрапленная	Микрозернистая (субкристаллическая)			+
Агрегированная	Скрытокристаллическая (метаколлоидная)	+	+	+
	Глобулярная	+	+	+
	Фромбоидная, пиритосферная	+	+	+
	Микросферолитовая	+	+	+
	Неоднородная: незакономерная, зонарная, ситовидная	+	+	+
Зернистая	Тонкозернистая	+	+	
	Мелкозернистая	+	+	
	Среднезернистая	+	+	
	Крупнозернистая	+	+	
	Неравномерно-зернистая: порфировая, пойкиллитовая	+	+	

Таблица XI-2

Классификация полисульфидолитов и сульфидных руд осадочного генезиса

Металл	Основные минералы	Генетические и литологические виды
Медь	Халькопирит $CuFeS_2$, борнит Cu_5FeS_4, ковеллин CuS, халькозин Cu_2S, теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$	Гидротермные отложения. Элювий вулканический, диагенетический. Медистые песчаники и сланцы.
Полиметаллы Pb, Zn, Ag	Галенит PbS, сфалерит ZnS, аргентит Ag_2S, прустит Ag_3AsS_3	То же
Олово	Станнин Cu_2FeSnS_4	Гидротермальные отложения
Никель	Пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$, миллерит NiS, никелин $NiAs$, хлоантит $(Ni, Co)\ As_{3-x}$	То же
Кобальт	Линнеит Co_3S_4, кобальтин $CoAsS$	Медистые песчаники
Молибден	Молибденит MoS_2	Элювий вулканический. Сланцы ванадиеносные
Сурьма	Антимонит (стибнит) Sb_2S_3	Гидротермальные отложения (в сланцах)
Ртуть	Киноварь HgS	Гидротермальные образования. Элювий вулканический. Россыпи элювиальные и аллювиальные

не всегда, различаются по составу и структуре. К осадочным в соответствии с термодинамическим разделительным подходом Заварицкого—Лодочникова—Пустовалова отнесены низкотемпературные и близповерхностные гидротермальные сульфидолиты, а также их концентрации во «вторичных кварцитах», генетически относящихся к вулканическому элювию, не говоря уже о чисто экзогенных сульфидолитах, сформировавшихся как осадки в

водоемах типа Черного моря или в стадию восстановительного диагенеза, или сингенеза по «рыбным» слоям и другим скоплениям свежего органического вещества (битуминозным сланцам и т. п.), часто с повышенными концентрациями урана, ванадия, молибдена и многих других редких элементов, а также полигенетические сульфидолиты архея и раннего протерозоя, когда в условиях дефицита кислорода они формировались в более разнообразных обстановках.

Исключительно полигенетические сульфидолиты, таким образом, представлены как супра-, так и интракрустальными образованиями: жилы, гнезда, линзы, рассеянная импрегнация и др.; как осадками, хемо-, био- и механолитами, так и породами — телами породного уровня или рассеянным оруденением в других породах с содержанием сульфидов до первых процентов.

Сульфидолиты как осадки формировались вулканическими и вневулканическими гидротермами, биогенно, экзохемогенно и механогенно, и обычно стратиформны, хотя в диагенезе равномерное распределение часто нарушается конкрециеобразованием. Неседиментационные сульфидные образования распространены, вероятно, шире и более разнообразны генетически. Из них гидротермалиты представлены полями «вторичных кварцитов» и другими типами гидротермальной переработки вокруг вулканических эффузивов и экзолитов, инфильтрационными метасоматическими ореолами, жилами и другими формами интракрустальных образований, часто заполняющими трещиноватые зоны, служащие путями миграции сульфидных растворов. Сходные образования формируются и вокруг нефтяных залежей.

Экзоэлювиальные сульфидолиты более редки, так как образуются в сероводородных условиях. Сульфидные панцири описаны в морских палеозойских отложениях, они вероятны и в более молодых, включая современные. В раннем докембрии экзоэлювиальные сульфидолиты более обычны и более разнообразны по способам образования. Широко распространены диагенетические и катагенетические сульфидолиты в виде конкреций, полуконкреций, рассеянного обогащения осадочных пород и метасоматитов. Бо́льшая часть медистых песчаников типа джезказганских или глинистых меденосных пород («сланцев») типа мансфельдских является, видимо, диагенетическими образованиями, развившимися по осадкам, седиментационно уже обогащенным рудными компонентами.

XI-2. СЕРНЫЕ ПОРОДЫ — СУЛЬФУЛИТЫ

Широко распространенные и ценные полезные ископаемые — серные породы, состоящие нередко нацело из самородной серы, называются также *сульфуритами*. В. Т. Фролов [10] в целях унификации терминологии предложил называть их *сульфулитами*.

Сульфулиты уникальны: породообразующим является один минерал и это — самородная сера. Поэтому сульфулиты могут классифицироваться по структуре, а также по происхождению (табл. XI-3). Классификация же видов серы, а их в природе шесть, не имеет большого значения, так как в осадочных породах распространена лишь одна сера — ромбическая α-сера, устойчивая при низких температурах и давлениях. При атмосферном давлении она переходит в моноклинную β-серу только при температуре 96,5° С, и этот процесс обратим. Более высокобарическая и высокотемпературная моноклинная γ-сера при атмосферном давлении и обычной температуре зоны осадкообразования неустойчива и переходит в α-серу.

Несмотря на свою «малость» сульфулиты исключительно разнообразны структурно, что обусловлено также их большой полигенетичностью. Прежде всего сера разнообразна по кристалличности: она бывает аморфной, коллоидальной или криптомикро-, микро- и макрокристаллической, вплоть до гигазернистой. Это определяется разнообразием способов образования и

преобразования и различием условий этих процессов. Кристаллические структуры широко варьируют по степени идиоморфизма: от идиоморфных, образующихся при свободном росте из атмосферы или раствора, до в разной степени гранобластовых, перекристаллизационных. Идиоморфные кристаллы, обычно игольчатые, могут быть упорядоченно расположенными при росте от стенок трещин и пустот и т. п., или накапливаться беспорядочно при выпадении как снег из атмосферы или воды.

У сульфулитов часто развиваются и сферо-агрегатные структуры — ультрамикро- и микроглобулярные, сферолитовые и парасферолитовые: колломорфные натечные, грифоновые, столбовые, кавернозные и иные. Широко участвующий в сульфулитообразовании серный метасоматоз приводит к формированию псевдоморфных (или ксеноморфных) структур — апогипсолитовых (при развитии серы по гипсовым породам), апоангидритолитовых, аподоломитовых и др.

Обломочные структуры не только не противопоказаны сульфулитам, а наоборот обычны для них и весьма разнообразны: от псефитовых и гравелито-дресвяных до алевритовых, от угловатокластовых до окатаннозернистых, при этом самой разной сортировки, что отражает механогенность многих серных пород.

Исключительно большое генетическое разнообразие сульфулитов заставляет строить довольно сложные их генетические классификации (табл. XI-3, вертикальная ось). Структурное и генетическое разнообразие сульфулитов позволило наметить по этим признакам 93 структурно-генетических вида, и число их можно увеличить за счет меха-

Структурно-генетическая

Способ образования (генетическая группа, тип)		Струк						
		Незернистые визуально-пелитоморфные						
		Бесструктурные		Микрозернистые				
				Неконформные				
		Аморфные	Коллоидальные	Идиоморфно-кристаллические	Обломочные	Сферо-агрегатные	Гранобластовые	Псевдоморфные
Супракрустальный	Бактериальный	+	+	+	+	+	+	+
	Атмогенный:							
	экзогенный	+	+	+	+	+	+	—
	вулканогенный	+	+	+	+	+	+	—
	Аквагенно-химический	+	+	+	+	+	+	—
	Механогенный	—	—	—	+	—	—	—
	Элювий:							
	химич.	+	+	+	—	+	+	+
	панцири	+	+	+	—	+	+	+
	развалы	—	—	—	—	—	—	—
Интракрустальный	Фумарольный	+	+	+	—	+	—	+
	Восстановлением SO^{2-}_4	+	+	+	—	+	+	—
	Метасоматоз сульфатов	+	+	—	—	—	+	+

ногенных видов, которые в таблице даны нерасчлененными как единый механогенный генетический тип. Названия пород складываются из существительного — «сульфулит», или «серная порода», и ее структурного вида; к нему может присоединяться название способа образования, например: «коллоидальная сера элювиально-химического происхождения».

Помимо чистой серы нередки смешанные серные породы: с гипсами, ангидритами, доломитами, известняками, битумами, нефтью, песчаниками и глинистыми породами, а также с вулканитами, опалитами, сульфидами, кварцитами — вулканическим элювием.

Руды серы делят на бедные, содержащие 5—12% серы, средние — 12—25 и богатые — свыше 25%, в которых часто ее содержание 100%. Форма залежей разнообразна: пластовая, линзообразная, столбовая, потоковая (серные потоки длиной до 1500 м), жильная, гнездовая, рассеянная, конкреционная и т. д. Наиболее крупные и богатые — экзогенные месторождения, содержащие около 90% мировых запасов, обеспечивающие 95% добычи самородной серы. Они делятся на сингенетические — осадочные биохимические — и эпигенетические — инфильтрационно-биохимические, т. е. интракрустальные. Вулканогенно-гидротермальные месторождения серы делятся на приповерхностные, до 350 м от поверхности и более глубокие.

XI-3. МИНИ- И МИКРОПОРОДЫ И РУДЫ ЗОЛОТА

Условно к породному уровню можно относить самородки золота, масса которых может достигать нескольких килограммов (максимально 153 кг),

Таблица XI-3

классификация сульфулитов

туры								
	Зернистые визуально-фанеромерные							
	Кристалломорфные			Сферо-агрегатные		Псевдоморфные	Обломочные	
	Неконформные		Конформные	Эвсферо-агрегатные	Парасферо-агрегатные		Псаммитовые	Псефитовые
	Идиоморфные		Гранобластовые					
	Упорядоченные	Беспорядочные						
	+	+	+	+	+	+	—	—
	+	+	+	—	+	—	—	—
	+	+	+	—	+	—	—	—
	—	+	+	—	+	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	+	+
	+	+	+	+	+	+	—	—
	+	+	—	—	+	+	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	+
	+	+	—	+	+	—	—	—
	—	+	+	+	+	—	—	—
	—	+	+	—	—	+	—	—

а диаметр — первых десятков сантиметров. Это — уровень минипород и чаще микропород, к которым относятся и конкреционные тела других минералов и пород. Такие тела условно породного уровня составляют малую часть рудного золота, ибо почти все оно находится в рассеянном состоянии в других породах — кварцитолитах, карбонатолитах, пелитолитах, конгломератах, песчаниках и некоторых других — с содержанием от миллиграммов до сотен граммов на 1 т. Даже в морской воде в 1 м^3 0,001—0,04 г золота, т. е. миллионные доли процента. Бо́льшая часть золота невидима не только макроскопически, но и микроскопически, например в черных сланцах.

Золото в земной коре встречается главным образом в свободном состоянии — это «самородное золото». Гранулометрически оно классифицируется на три группы: 1) макроскопически видимое — «макроскопическое», крупнее 0,05 мм; 2) микрокристаллическое, макроскопически невидимое: 0,05÷0,0001 мм и 3) субмикроскопическое, <0,0001 мм, или <0,1 мкм, до атомного радиуса золота, равного 0,000145 мкм [9]. Кристаллическая решетка золота кубическая, оно кристаллизуется в форме октаэдров, додекаэдров, кубов. Но хорошо выраженные кристаллы редки, золотинки и самородки часто пластинчатые, губчатые, дендритовидные, неправильной и причудливой формы, с криптокристаллической структурой. Нередко золото является цементом кварцевых и других кристаллов и зерен. В россыпях оно легко окатывается (если размер золотинок превышает 0,01—0,05 мм), и только недалекий (первые километры) перенос позволяет и в окатанных зернах увидеть реликты первичной формы.

Итак, золотолиты (если можно так выразиться) больше чем на 50% представлены самородным золотом или немногими его соединениями — теллуристыми и реже селенистыми минералами. Из теллуридов рудо- и породообразующими чаще всего бывают калаверит (Au, Ag)Te_2 (с 39% Au и 3% Ag), сильванит (Au, Ag) Te_4 (с 24% Au и 13% Ag), петцит (Ag, Au)$_2$Te (с 41% Ag и 25% Au) и нагиагит $Pb_5Au(TeSb)_4S_{5-8}$ (с 6—13% Au), а также реже монтбрейит Au_2Te_3 (с 50,77% Au). Тела мини- и микропородного уровня — это жилки, гнезда, линзы толщиной до нескольких сантиметров и дециметров и неправильные зернистые и землистые массы среди сульфидных и некоторых иных низкотемпературных гидротермолитов.

Структуры двух основных минеральных групп золотолитов — самородных, или элементных, и теллуридовых (теллуридолитов золота) — сходны: преобладают визуально незернистые, землистые, «сплошные» («горчичное золото» и др.), а визуально зернистые, кристаллические встречаются или обнаруживаются реже. В первой группе обычны обломочные структуры как неокатанно-, так и окатаннозернистые: алевритовые, песчаные, дресвяно-гравийные и псефитовые, а во второй — псевдоморфные. В малых объемах самородное золото служит цементом или образует корочки и оторочки золотинок. Визуально незернистые структуры представлены как микрокристаллическими, так и криптомикрокристаллическими, а аморфные, вероятно, отсутствуют.

Генетически золотолиты и руды золота довольно разнообразны и представлены магмогенными (главным образом базитомагмогенными), пневматолитовыми (пегматитовыми), контактово-метасоматитовыми, гидротермальными всех температурных градаций и разнообразными экзогенными типами. Подавляющая же часть мини- и микропород и руд — низкотемпературные гидротермолиты и россыпи (табл. XI-4).

Золотолиты и руды золота классифицируются по запасам, концентрации золота и других попутно извлекаемых металлов, размерам месторождений и их экономическому значению. Первым делением месторождений является их классификация на коренные и россыпные. На территории СССР на 60-е годы добыча золота из россыпей составляла 70% [9], сейчас это соотношение меняется в связи с увеличением добычи коренного тонкодисперсного золота.

Таблица XI-4

Генетическая классификация субэкзогенных и экзогенных золотолитов и руд золота

А. Субэкзогенные (близповерхностные).
I. Гидротермальные низкотемпературные, или эпитермальные.
1. Вулканогидротермальные жилы в кислых и средних вулканитах кварцевые, с халцедоном, кальцитом, родохрозитом, иногда с баритом, адуляром: 1) существенно сульфидные — с самородным золотом (иногда с серебром до 50%) и золотом в сульфидах; 2) существенно теллуридовые — калавернтолиты, сильванитолиты, нагиагитолиты, петцитолиты и др.

Б. Экзогенные (поверхностные).
II. Элювиальные.
2. Россыпи самородного золота на коренных месторождениях.
3. Панцири, или «железные шляпы» на сульфидных месторождениях.
4. Инфильтрационные с лимонитом, ярозитом, баритом, смитсонитом, гидроцинкитом, церусситом, охрами свинца, цинка, с серебром, иногда с ртутью.
5. Метасоматиты по доломитам и другим карбонатолитам.
III. Механоседиментогенные россыпи.
1. Делювиальные, пролювиальные.
2. Аллювиальные — основные типы месторождений и крупных самородков.
3. Морские прибойные (пляжевые).
IV. Метаморфогенные экзолиты.

ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ ПО МАЛЫМ ПОРОДАМ, ОПИСАННЫМ В Ч. II

АКТИНОЛИТОЛИТ — близповерхностная (суб- или параэкзогенная) раннеметаморфическая и метагенетическая горная порода, больше чем наполовину состоящая из актинолита — низкотемпературного амфибола; — группа актинолита включает в себя тремолит (практически без Fe) и ферроактинолит (практически без Mg).

АЛЛОФАНОЛИТЫ — глинистые породы, состоящие в основном из аморфного аллофана, трудно устанавливаются.

АЛЬБИТОЛИТ — горная порода, больше чем на 50% состоящая из альбита, образующаяся как близповерхностный гидротермолит или метасоматит, а также в подошве стратисферы и в кровле метаморфосферы в результате низкотемпературного и низкобарического метаморфизма, т. е. как ранний метаморфит.

АЛЮМОФОСФАТОЛИТЫ — фосфатные малые породы, сложенные больше чем на 50% алюмофосфатами: аугелитом (аугелитолиты), варисцитом (варисцитолиты), вавеллитом (вавеллитолиты), крандаллитом (крандаллиты), миллиситом (миллиситолиты), таранакитом (таранакиты), бирюзой и др.; это — линзы, конкреции, корочки, жилы, натеки, выполнения пустот в корах выветривания или инфильтратолиты, реже седиментиты.

АМЕЗИТОЛИТ — редкая глинистая порода, больше чем на 50% состоящая из амезита — алюминиево-магниевого аналога бертьерина, триоктаэдрического минерала из группы каолинита — серпентина, образуется в бедных кремнеземом породах.

АМИАНТОЛИТ — амфибололит, больше чем наполовину сложенный амиантом — тонковолокнистым огнеупорным и кислотоупорным амфиболом, близким к актинолиту, выполняющим довольно мощные жилы в мафических вулканитах; синонимы — актинолит-асбест, амфибол-асбест, тремолит-асбест и др. постмагматические и автомагматически-гидротермальные образования.

АМФИБОЛОЛИТЫ — большая группа горных пород, образованная амфиболами, низкотемпературные члены которых близки к осадочным, или субэкзогенным образованиям: это — актинолитолиты, амиантолиты, нефритолиты, уралитолиты (или уралиты), глаукофанолиты, риббекитолиты и реже собственно амфиболитолиты, состоящие в основном из обыкновенной роговой обманки.

АНАЛЬЦИМОЛИТ — цеолитовая порода, больше чем на 50% сложенная анальцимом — натриевым кубическим полигенетическим минералом, часто гигакристаллическим, волокнистым, сферолитовым, цементным, жеодовым; мощность пластов 44 м, содержание анальцима 90%; аутигенный гальмиролитический, диагенетический, гидротермальный, низкотемпературный метасоматический и метагенетический; магматический и метаморфический.

АРАГОНИТОЛИТЫ — осадочные породы существенно арагонитового состава; арагонит — диморфный с кальцитом монокарбонат кальция ромбической сингонии, полигенетичный: биогенный — в составе раковин аммонитов, гастропод и других организмов; хемоседиментогенный, выпадающий из теплых и горячих вод, гальмиролитичный, гидротермальный, обычен в оолитах,

сталактитах; метастабилен, со временем и при низких температурах переходит в кальцит, но в мраморах снова образуется.

АРСЕНОЛИТЫ, или АРСЕНИДОЛИТЫ — мышьяковые малые горные породы, больше чем наполовину состоящие из мышьяковых, или арсенидовых и арсенатовых минералов: никелина, хлоантита, прустита, кобальтина и др.; обычно низкотемпературные гидротермолиты и продукты их экзогенных превращений.

АСБЕСТОЛИТЫ — горные породы волокнистого строения, состоящие больше чем наполовину из серпентитовых или амфиболовых минералов: хризотила, актинолита, антофиллита, биссолита, глаукофана, крокидолита и тремолита; спутанно-волокнистые разновидности называются горной кожей, горным льном, горным мясом, горным войлоком, горной бумагой и т. д.; метасоматические, гидротермальные, трансформационно-апогипербазитовые, часто жильные и экзогенно-хемогенные выполнения трещин и пустот; широко применяется для изготовления огнеупорных и других материалов.

АШАРИТОЛИТЫ — экзогенные малые породы, больше чем наполовину сложенные магниево-борным минералом — ашаритом,— с микроволокнистыми и кристаллическими структурами, часто мелоподобны, образуют конкреции, элювиальные панцири на коренных сульфидных и мышьяковых месторождениях; руда на бор.

БАРИТОЛИТЫ — существенно баритовые малые породы различной структуры: от микро- до гигакристаллической, сферолитовой, друзовой, сталактитовой — и разного генезиса: хемоседиментационные морские, гидротермные, вулканоэлювиальные, инфильтрационные, диагенетические и катагенетические.

БЕРТЬЕРИНОЛИТ — экзогенная порода, сложенная в основном глинистым минералом — бертьерином из группы каолинита — серпентина, одна из основных, являющихся железными рудами «шамозитового» типа.

БОРАТОЛИТЫ — экзогенные и субэкзогенные борные породы, больше чем наполовину состоящие из боратных минералов разнообразных кристаллических структур: от микрозернистых и, вероятно, коллоидальных до гигакристаллических, метровокристаллических, сферолитовых, друзовых, жеодовых и псевдоморфных, в основном эвапоритового, а также гидротермального, элювиального аридного и интракрустального генезиса.

БОРАЦИТОЛИТЫ — малые породы, сложенные больше чем наполовину борацитом (магниевым боратом) волокнистой, микрозернистой и крупнокристаллической структуры, в основном гальмиролитический и диагенетический.

БУРА, или ТИНКАЛОЛИТ — малая горная порода, образованная натриевым боратом — бурой, или тинкалом; структура кристаллическая волокнистая, таблитчатая и призматическая, седиментационная озерная с пластами до 30 м, гальмиролитическая, диагенетическая в виде конкреций и жил.

ВИВИАНИТОЛИТЫ — малые фосфатные породы, сложенные феррофосфатом — вивианитом, формирующимся в восстановительных условиях в торфяниках, железных рудах, глинах в виде конкреций; землистые и крупнокристаллические керчениты, босфориты и др., бесцветные, на воздухе быстро синеющие и зеленеющие.

ВОЛКОНСКОИТОЛИТ — минипорода в виде линз и гнезд приятного зеленого цвета (поделочный камень), сложенная хромовым монтмориллонитом, часто образующаяся по древесным стволам.

ВУЛКАНОГЕРМЫ — метровые и декаметровые столбы, концы и колонны, сложенные самородной серой или сульфидами, обычно подводными, продуктами их окисления и другого экзогенного преобразования; пневмо- или гидротермолиты. Синоним — черные или белые курильщики.

ВУЛКАНОЭЛЮВИЙ — топографически неперемещенные продукты химической переработки (сольфатарами, фумаролами) вулканитов и экзолитов в местах активного вулканизма: сульфидолиты, сульфатолиты, оксидолиты, каолины, алуниты, опалиты, или «вторичные кварциты» и др.

ГАЛЬМИРОЛИТИТЫ — подводный химический элювий осадков и горных пород, продукты гальмиролиза (от греч. «гальмирос» — соленый и «лизисиз» — разложение).

ГЕЙЛАНДИТОЛИТЫ — цеолитовая малая порода, образованная кальциево-натриевым минералом — гейландитом.

ГИДРОБОРАЦИТОЛИТЫ — макро- и минипороды, сложенные кальциево-магниевым боратом — гидроборацитом — обычно землистого вида, седиментационные эвапоритовые, гальмиролитические (панцири и др.), инфильтрационные, диагенетические.

ГИДРОТЕРМОЛИТЫ — горные породы гидротермального генезиса: вулканического элювиирования, седиментации из гидротермальных растворов на поверхности земли или вблизи нее в жилах и пустотах.

ГЛАВНЫЕ ПОРОДЫ (МАКРОПОРОДЫ) — формациеобразующие породы или часто встречающиеся в виде пластов и тел другой формы; силикатолиты, оксидолиты, карбоналиты и др. Противопоставляются малым породам (s. l.).

ГРАФИТОЛИТЫ, или просто ГРАФИТ — макро- и малые горные породы существенно (больше чем на 50%) графитового состава и различной кристаллической структуры — от коллоидальной до гигачешуйчатой,— магматического, метаморфического (чаще всего за счет каустобиолитов, особенно углей) и вторичного, осадочного генезиса.

ГУАНОЛИТЫ — горные породы, возникшие в местах скопления гуано (биоэкскрементов) или вблизи них под влиянием органических веществ.

ДОЧЕРНИЙ РЯД ПОРОД — по Л. Б. Рухину, любые макропороды с той или иной рудной либо другой минерализацией, содержащейся в количестве меньше половины породы. «Малые породы» (s. l.) настоящей работы могли бы называться «дочерними породами», но в другом понимании: обязательность преобладающего содержания породообразующего компонента.

ЖЕОДОЛИТЫ — минипороды — породы, выполняющие жеоды.

ЗОЛОТОЛИТЫ — золотые мини- и микропороды: крупные самородки, жилы и гнезда теллуридов золота и др.

ИНТРАКРУСТАЛЬНОЛИТЫ — внутрикоровые горные породы в виде жильных и других выполнений пустот, метасоматитов, конкреций, пещерных образований и т. д., часто образующиеся и как инфильтрационолиты.

ИНФИЛЬТРАЦИОНОЛИТЫ — близповерхностные, в пределах коры выветривания, или более глубокие породы из перемещенного сверху или в другом направлении вещества обычно в растворенном состоянии.

КАЛИШПАТОЛИТЫ — малые породы существенно, на 50% и больше, калишпатового — ортоклазового и микроклинового — состава, с гипидиоморфнозернистой или гранобластовой структурой, образованной в гидротермолитах или экзолитах.

КАРБОНАТОЛИТЫ — общее название карбонатных пород: доломитолитов, кальцитолитов, сидеритолитов, магнезитолитов, арагонитолитов и др., как главных, так и малых пород независимо от их структуры — кристаллической, биоморфной, обломочной или иной,— но с обязательным преобладанием, свыше 50%, карбонатного материала. Карбонаты щелочей Na и K образуют отдельную группу, относимую к солям.

КЛИНОПТИЛОЛИТОЛИТЫ — цеолитолиты, больше чем на 50% состоящие из натриевого цеолита — клиноптитолита из группы гейландита.

ЛАМИНИТОЛИТЫ — тонкое, в миллиметры или меньше, чередование слойков разного породного состава.

ЛАНСФОРДИТОЛИТЫ — магниевокарбонатная минипорода, сложенная в основном лансфордитом и образующая сталактиты в шахтах.

ЛОМОНТИТОЛИТЫ — цеолититолит, больше чем на 50% состоящий из кальциевого цеолита — ломонтита, широко распространенного в зонах метагенеза, интрузивно-контактных ореолах, в миндалинах базальтов, в цементе песчаников зоны катагенеза; описаны тела толщиной 3 м, содержащие более 70% ломонтита.

МАЛАХИТОЛИТ, или **МАЛАХИТ** — зеленая минипорода из медного карбонатного минерала — малахита, часто ассоциирующегося с близким по составу синим медным карбонатом — азуритом, образующим и самостоятельную минипороду — азуритолит — в зонах окисления медных сульфидных и других руд.

МАЛЫЕ ПОРОДЫ В ШИРОКОМ СМЫСЛЕ (s. l.), противопоставляемые главным или формациеобразующим породам, редко встречающиеся в виде крупных тел метрового, изредка декаметрового, размера или часто в виде мелких тел и агрегатов минералов породного уровня; малые породы s. l. подразделяются на: 1) малые породы s. str., образующие тела — пласты, линзы, жилы, крупные конкреции и т. д.— метрового, реже декаметрового размера или тонкие и мелкие, дециметровые, но часто встречающиеся; 2) минипороды, минимальные, видимые визуально,— редкие дециметровые или частые сантиметровые либо миллиметровые тела; 3) микропороды — образующие породные тела, видимые только под микроскопом, миллиметровые, иногда и сантиметровые, или часто — десятки и сотни микрометров. Переслаивание миллиметровых и более тонких слойков образует разносоставные ламинитолиты.

МЕТАГЕНИТЫ — образования минерального или породного уровня, возникшие на стадии метагенеза: филлиты, кварцитовидные песчаники.

МЕТАПИРИТЫ — пириты микроблокового строения. Разные участки индивидов характеризуются различной степенью кристалличности. По составу — это обычно смесь пирита с марказитом, мельниковитом, гидротроиллитом, железистыми карбонатами, углеродистым веществом и т. д.

МЕХАНОЛИТЫ — породы механического происхождения и различного минерального состава: кварц-силикатного, карбонатного, фосфоритового, алферманглитового и любого иного, включая аллохтонные угли, ледяные торосы и т. д.

МИКРОПОРОДЫ — породы, слагающие геологические тела субмиллиметрового размера по толщине пластовых тел и видимые только под микроскопом. Сюда же относятся продукты выполнения жеод, миндалин, микроскопических жил и т. д.

МИНИПОРОДЫ — минимальные визуально различимые породы: самородки, размер которых сантиметры и десятки сантиметров, а также сантиметровые и миллиметровые жилы, прослои и конкреции.

МОРДЕНИТОЛИТЫ — цеолитовые породы, больше чем на 50% состоящие из широко распространенного натриево-калиево-кальциевого минерала — мордениты, близкого к ломонтиту, полигенетичного: гальмиролитического, аповитрофирового экзометасоматического, гидротермального и выполнения миндалин в базальтах и других вулканитах.

НАТРОЛИТОЛИТ — цеолитовая порода существенно натролитового состава, нередко гигакристаллическая, гидротермальная и экзогенная, часто метасоматическая аповулканитовая и жильная.

НИТРАТОЛИТЫ — малые, обычно мини- и микропороды, больше чем наполовину состоящие из нитратов натрия, калия, аммония, кальция и магния, от коллоидальной до макрокристаллической структуры, в основном аридные, часто связанные с гуано — источником нитратов. На уровень макропород выходит только натриевая, или чилийская, селитра, образующая

пласты мощностью до нескольких метров, с запасами до 200 млн. т. Калиевая селитра, или просто селитра,— лишь малая порода, а аммониевая селитра, нитрокальцит и нитромагнезит — мини- и микропороды.

ОКСИДОЛИТЫ — малые породы оксиминерального состава: оксикупролиты, (окси)хромолиты, (окси)титанолиты, оксиванадиелиты, оксикобальтолиты, оксиникелелиты, касситеритолиты, оксиуранолиты и др., в основном землистые, кристаллитовые волокнистые, сферо-агрегатные, нередко обломочные, преимущественно элювиальные (окисление руд и т. п.), инфильтрационные, гальмиролитические, диагенетические, отчасти био- и хемо-механоседиментационные и метагениты.

ПАНДЕРМИТОЛИТЫ — минипороды, больше чем наполовину сложенные кальциевым боратом — пандермитом; микрозернистые, мелоподобные и макрозернистые, в виде конкреций, неправильных масс и слоев; седиментационного, лагунного, гальмиролитического, гидротермального, диагенетического происхождения.

ПЕЛИТОЛИТОВЫЕ МАЛЫЕ ПОРОДЫ: аллофано-, серпентино-, пирофиллито-, талько-, смектито- (в основном триоктаэдрические), волконскоито-, гарниеритолиты и др., больше чем наполовину сложенные соответствующими минералами.

ПИРОКСЕНОЛИТЫ СУБЭКЗОГЕННЫЕ — редкие малые породы, большей частью — жадеитолиты, т. е. состоящие из моноклинного пироксена-жадеита, образующегося при низкотемпературном метаморфизме из альбита и нефелина и других исходных минералов. Другая группа пироксенолитов — механогенные, обломочные — природные шлихи, больше чем наполовину, до 80—90%, состоящие из моноклинных пироксенов: авгита, диопсида, диопсид-авгита и др., происходящих от перемыва базальтов.

ПИРОФИЛЛИТОЛИТЫ — малые породы, состоящие на 50% и более из диоктаэдрического глинистого минерала пирофиллита — начально-метаморфического низкотемпературного или гидротермального; апоплагиоклазовые, апокаолиновые и развивающиеся по другим силикатам, обычно полиминеральные, с кварцем, серицитом, хлоритом, кианитом и др., нередко псевдоморфные.

ПЛАГИОКЛАЗИТЫ, или **ПЛАГИОКЛАЗИТОЛИТЫ** — существенно плагиоклазовые — альбитовые и др.— малые породы метасоматического, начально-метаморфического и туфового генезиса.

ПОЛЕВОШПАТОЛИТЫ — существенно полевошпатовые малые породы — калишпатолиты или плагиоклазиты различного генезиса: метасоматического, начально-метаморфического, экзогенно-кластогенного и эксплозивного, образующие кристаллокластические туфы.

ПРЕНИТОЛИТЫ СУБЭКЗОГЕННЫЕ — минипороды существенно пренитового состава из группы хрупких слюд, ассоциируются с цеолитами, пумпеллиитом и другими метагенетическими, начально-метаморфическими и гидротермальными минералами.

ПУМПЕЛЛИИТОЛИТЫ — малые породы существенно пумпеллиитового состава, в которые обычно входят хлорит, альбит, кальцит, кварц, пренит, актинолит и др. низкотемпературные метаморфические и гидротермальные минералы; часто развиваются по ломонтитолитам, плагиоклазитам, биотитолитам вулканического или экзогенного происхождения. Встречаются в жилах и россыпях.

СЕДИЛИТЫ — осадочные породы седиментационного происхождения, образованные в результате осаждения химическими, биологическими или механическими способами (s. str.), или все осадочные породы, включая и коры выветривания (s. l.).

СЕРА АТМОГЕННАЯ — самородная сера, выпавшая из воздуха или внутрикоровых газов при окислении сероводорода разного происхождения: биогенного, вулканического и иного.

— **АКВАГЕННАЯ** — самородная сера, выпадающая в тиховодных условиях как из окисляющегося сероводорода, так и механически привнесенная из субаэральных источников.

— **САМОРОДНАЯ** — элементная сера шести модификаций, из которых в поверхностных условиях распространена практически одна α-сера ромбической сингонии.

СЕРПЕНТИНОЛИТЫ — малые породы серпентинового состава, обычно элювиального происхождения.

СИЛИКАТОЛИТЫ — породы существенно силикатного состава.

СМЕКТИТОЛИТЫ — малые породы существенно смектитового состава: нонтронитолиты, волконскоитолиты и др.

СТИЛЬПНОМЕЛАНОЛИТЫ — малые глинистые породы, сложенные слоистым биотитоподобным ферро-ферри-магнезио-алюминиевым силикатом — стильпномеланом; метагениты, метаморфиты, метасоматиты и т. д.

СУЛЬФИДОЛИТЫ — малые породы сульфидного состава.

СУЛЬФУЛИТЫ — породы, сложенные самородной серой. Синоним — сульфуриты.

ТАЛЬКОЛИТЫ — породы существенно талькового состава, обычно метаморфогенного низкотемпературного происхождения.

ФИЛЛИПСИТОЛИТЫ — широко распространенные в современных морских осадках и в верхних частях стратисферы малые цеолитовые породы, сложенные больше чем наполовину кальциево-натриево-калиевым минералом — филлипситом, образующимся чаще всего при гальмиролитическом, диагенетическом и раннекатагенетическом преобразовании кислого или основного стекла.

ФРОМБОИДАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ПИРИТОЛИТА — состоящая из фромбоидов — пиритосфер. Это — псевдосферические каркасные пирит-углеродистые микросистемы; их структура при увеличении упорядоченности стремится к форме икосаэдра; образование связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий.

ХЕМОСЕДИМЕНТОЛИТЫ — осадочные породы седиментационного, химического происхождения, супра- и интракрустальные.
ХРИЗОКОЛЛА, или ХРИЗОКОЛЛОЛИТ — зеленая минипорода, сложенная медным силикатом — хризоколлой — аморфным или скрытокристаллическим минералом, образующимся при окислении медных месторождений.
ЦЕОЛИТОЛИТЫ — малые породы цеолитового состава.
ЭКЗОЛИТЫ — общее название осадочных пород как седиментационных, образовавшихся из осадков, так и различных неседиментационных метасоматитового характера образований: элювиальных кор выветривания, элювиальных гидротермных и т. п.; экзолиты противопоставляются эндолитам — магматическим, включая и лавовые, и метаморфическим породам; граница между экзо- и эндомиром в литологии имеет тенденцию опускаться на большие глубины с более высокими температурами, близкими к критическим для воды, и давлениям до 3—4 килобар.
ЭКЗОЭЛЮВИЙ — сложный генетический тип поверхностных образований, возникших в результате биологического, химического, физического и механического преобразования любых пород и осадков в условиях открытой термодинамической системы и без топографического перемещения, т. е. in situ; экзоэлювий противопоставляется вулканическому и техногенному элювию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев Б. С.* Пирит золоторудных месторождений. М., Наука, 1992. 143 с.
2. *Зарицкий П. В.* Особенности строения конкреций дисульфида железа Днепровского буроугольного бассейна.— Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва, 1963, вып. 4, с. 727—733.
3. *Иванов М. В.* Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М., Наука, 1969. 160 с.
4. *Казанский Ю. П., Белоусов А. Ф., Петров В. Г.* и др. Осадочные породы. Классификация, характеристика, генезис. Новосибирск, Наука, 1987. 212 с.
5. *Металлы* в осадочных толщах. В 3 кн. М., Наука, 1964—1966. Кн. 1. Черные металлы. Цветные легкие металлы. М., 1964. 446 с. Кн. 2. Тяжелые цветные металлы, малые и редкие металлы. М., 1965. 392 с. Кн. 3. Благородные металлы. Радиоактивные, рассеянные и редкоземельные элементы. М., 1966. 326 с.
6. *Рамдор П.* Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.
7. *Соколов А. С., Меноковский М. А., Борисов В. М.* Самородная сера. М., Госгеолтехиздат, 1961. 44 с.
8. *Уклонский А. С.* Парагенезис серы и нефти. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1940. 292 с.
9. *Фосс Г. В.* Золото. В кн.: Металлы в осадочных толщах. Кн. 3. М., Наука, 1966, с. 3—50.
10. *Фролов В. Т.* Литология. В 3 кн. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992—1995. Кн. 1. 1992. 336 с.; кн. 2. 1993. 430 с.; кн. 3. 1995. 352 с.
11. *Херлбат К., Клейн К.* Минералогия по системе Дэна. М., Недра, 1982. 728 с.
12. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях. М., Наука, 1981. 383 с.
13. *Юдин И. М.* Тонкорассеянная сульфидная минерализация вмещающих толщ месторождения Мурунтау и вопросы его генезиса.— Геология руд. м-ний, 1971, т. 13, № 2, с. 43—51.
14. *Юшкин Н. П.* Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., Наука, 1968. 187 с.

Разряд ОРГАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Приведенным названием подчеркивается принципиальное отличие данной группы пород от всех других, заключающееся в сложении их органическим веществом (ОВ), в той или иной мере переработанным вторичными процессами. Синонимом приведенного является другое название — углеродные некарбонатные породы — чисто вещественное, соответствующее общему принципу деления пород, принятому в данной книге. Широко распространенное название «каустобиолиты», предложенное Г. Потонье в 1908 г. для углей и горючих сланцев, а впоследствии расширенное также на концентрированные формы горючих ископаемых, включая нефть и другие битумы, менее приемлемо: во-первых, потому что отражает некое физическое свойство пород — их способность гореть (греч. «каустос» — горючий), в то время как для других пород их физические свойства в названиях не отображаются; а во-вторых, потому что не все органические породы обладают горючими свойствами: графит, являясь продуктом метаморфизма органического вещества и объединенный поэтому с органическими породами в одну группу, горючими свойствами не обладает. Общее деление углеродных

Таблица XII-1

Соотношение высших таксонов в классификации углеродных некарбонатных пород

Разряд	Надкласс	Группы, классы	
Углеродные некарбонатные породы	Карболиты	Гумолиты	Гелитолиты — из гелифицированных остатков высших растений
			Фюзенолиты — из фюзенизированных остатков высших растений
			Липидолиты — из защитных тканей высших растений и смол
		Сапропелиты — из остатков низших растений — водорослей, реже — животных	
	Битумолиты	Существенно углеводородные	
		Полууглеводородные (промежуточные)	
		Неуглеводородные	
	Графитолиты		

некарбонатных (органических) пород показано в табл. XII-1, из которой видно, что этот породный разряд делится на три надкласса — карболитов, битумолитов и графитолитов.

Глава XII. НАДКЛАССЫ КАРБОЛИТЫ, БИТУМОЛИТЫ, ГРАФИТОЛИТЫ

В систематике осадочных пород к идиолитическим, несущим название данного надкласса или класса пород, относятся такие, доля основного компонента в которых составляет 50% объема породы. В «неорганической» петрографии содержание того или иного минерального компонента в породе в объемных или весовых процентах различается не очень существенно, ибо несущественно разнится между собой плотность породообразующих минералов. Другое дело «органические», т. е. углеродные некарбонатные «минералы». Их плотность колеблется в основном в диапазоне 0,8—1,5, чаще ближе к 1, что в 2 раза и более меньше «минеральных минералов». Это влечет за собой существенную разницу в значениях весовых и объемных процентов содержания углеродных минералов в породе. В аналитической практике органической геохимии мы всегда, по существу, имеем дело с весовыми процентами, и большинство классификационных построений по содержанию органического вещества в породах основываются соответственно на весовых процентах. В то же время в петрографии и литологии свойства пород, содержащих «органические минералы», всецело определяется тем, какое пространство эти «органические минералы» в них занимают. Определить объемное содержание органического вещества в породах мы можем примерно через весовое, а весовое легко определяется аналитически через $C_{нк}$. Нижним, «пороговым», аналитическим значением $C_{нк}$ (вес. %) для отнесения углеродных некарбонатных пород к идиолитическим разностям будет 25%. В этом случае содержание всего органического вещества в породе (т. е. органических минералов) составит ~28—36 вес. % (при $C_{орг}$ = = 70÷90%) и 49—58 об.%

XII-1. НАДКЛАСС КАРБОЛИТЫ

Их называют еще твердыми каустобиолитами, породами угольного ряда и др. На наш взгляд, термин *карболит* (от лат. carbo — уголь) предпочтительнее остальных как вследствие краткости и согласованности с общей петрографической терминологией, так и содержательно, поскольку им можно охватить все разновидности углей, независимо от их исходной массы и ее трансформации при диагенезе и эпигенезе, называемом еще углефикацией или менее правильно — метаморфизмом углей.

И. Б. Волкова [2] сформировала понятие об уровнях организации компонентов угольного ряда — от низшего к высшему.

1. Микрокомпонент, или мацерал (последний термин введен М. Стопс в 1935 г., по аналогии с минералом и в отличие от него) — это элементарная петрографическая единица органического, в частности угольного, вещества, устанавливаемая под микроскопом и имеющая конкретные морфологические — диагностические признаки.

2. Микролитотип, или микроингредиент — типичная ассоциация мацералов, видимая под микроскопом в виде слойков мощностью более 50 мкм.

3. Литотип — парагенетическая ассоциация мацералов и микролитотипов, проявленная в виде слоев внутри пласта при мощности от нескольких сантиметров до первых метров.

4. Пласт угля — парагенезис литотипов и породных прослоев в пластах сложного строения, заключенных между почвой и кровлей, мощностью от десятков сантиметров до десятков и первых сотен метров.

Петрография углей — это собственно петрография микролитотипов и литотипов; мацералы представляют минералогический уровень, а угольные пласты — уровень геологический.

Чтобы понять петрографическую классификацию углей, необходимо правильно оценить высказывавшиеся весьма разнообразные предложения о выделении микрокомпонентов углей. В 1919 г. М. Стопс в каменных углях выделила четыре микроскопических ингредиента: витрен, кларен, дюрен и фюзен. Позже обнаружилось, что витрен и фюзен действительно представляют микрокомпонентный (минеральный) уровень, дюрен же и кларен — более сложны, чем минералы, и соответствуют уровню породному.

В последнее время высказываются разные взгляды на объем мацералов и их число: И. И. Амосов с соавторами, например, выделяют 24 микрокомпонента в бурых углях и 17 в каменных, объединяя их в 6 групп, рассмотренных в частности в работе В. Т. Фролова [11]. Одна из лучших для своего времени классификаций микрокомпонентов изложена Ю. А. Жемчужниковым и А. И. Гинзбург [4], выделившими:

1) микрокомпоненты растительных тканей, различающиеся в зависимости от состава исходного вещества, степени его гелификации, связанной с потерей внутренней структуры, и фюзенизации, отождествляемой с окислением. Образующиеся при этом микрокомпоненты показаны на рис. XII-1, а их названия приведены в подрисуночной подписи;

2) микрокомпоненты водорослей — главным образом зеленых и синезеленых, представленных микроскопическими колониальными формами. Под микроскопом водоросли имеют вид слоевища или таллома, состоящего из одноклеточных организмов, объединенных в колонию. Колонии каждого вида различаются формой, размерами, числом и расположением отдельных клеток или индивидов;

3) споры и пыльцу — их зерна и оболочки разнообразной формы, размеров и цветов в проходящем и отраженном свете;

4) кутикулу листьев, различную по клеточному строению, толщине и облику в шлифах, связанному с условиями отложения и углефикации;

5) субериновое вещество — продукт выделения коровых тканей;

6) смоляные тельца;

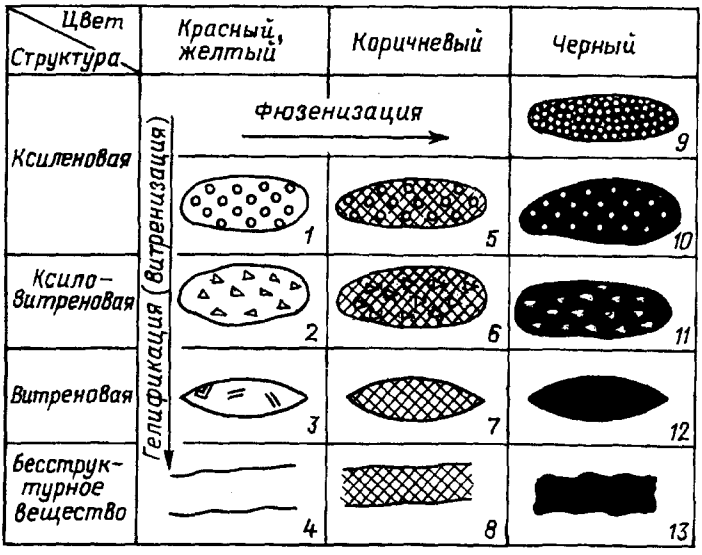


Рис. XII-1. Схематическое изображение структурных видов растительных тканей и их наименование. По А. И. Гинзбург [4].

1 — ксилен; *2* — ксиловитрен; *3* — витрен; *4* — основная масса — витренизированная; *5* — семиксилофюзен; *6* — семиксиловитрено-фюзен; *7* — семивитрено-фюзен; *8* — основная масса — витрофюзенизированная; *9* — фюзен; *10* — ксилен-фюзен; *11* — ксиловитрено-фюзен; *12* — витрено-фюзен; *13* —основная масса — фюзенизированная.

7) склероции грибков или сетчатые тела;

8) округло-угловатые тела невыясненной природы;

9) бесструктурная основная масса угля, которая может быть совершенно однородной или состоящей из отдельных пятен, стяжений, приводящих к неоднородному зернистому сложению. По цвету — по аналогии с витреном и фюзеном, происходящих из растительных тканей,— основная масса может быть желтой прозрачной, красной прозрачной, коричневой полупрозрачной и черной непрозрачной.

В углях могут быть встречены также редкие остатки губок, червей, насекомых, копролиты и некоторые другие образования. Микрокомпоненты углей формируют группы, включающие, по Ю. А. Жемчужникову и А. И. Гинзбург [4], их определенные наборы (табл. XII-2).

Со времени отмеченной работы [4], благодаря совершенствованию методов и систематизации наблюдений, были достигнуты значительные успехи в углепетрографии, обобщенные, в частности, в работе И. Б. Волковой [2], которую мы и будем использовать в дальнейшем изложении. Главные направления классификации карболитов включают: структурное классифицирование мацералов; вещественное классифицирование мацералов; создание вещественных классификаций пород по компонентному составу, определяющему их физико-технические свойства; и классифицирование по степени углефикации от уровня диагенеза до метаморфизма.

Структура компонентов углей, так же как это принято в общепетрографической классификации, определяется их размером и формой. Структурными элементами, выделяемыми по размеру, являются: *фрагменты* — частицы крупнее 0,15 мм, *аттрит*, включающий частицы от едва различимых под микроскопом до 0,15 мм в поперечнике, и *гелеобразную массу*. По форме компоненты бывают неправильные (обломки, обрывки), линзовидные, комковатые, волокнообразные, вытянутые в виде штрихов и

Таблица XII-2

Распределение микрокомпонентов по группам

Группа	Микрокомпоненты
Гелифицированные	Ксилен Ксиловитрен Витрен (бесструктурный, скрытоструктурный, структурный) Склероции Основная масса (однородная, комковатая)
Слабофюзенизированные	Семифюзен Семиксиловитрено-фюзен Семивитрено-фюзен Склероции Основная масса
Фюзенизированные	Фюзен и ксилено-фюзен Ксиловитрено-фюзен Витрено-фюзен Склероции Основная масса
Кутиновые	Микроспоры Макроспоры Пыльца Кутикула Субериновое вещество
Смоляные	Смоляные тельца Смолоподобные образования
Водорослевые	Водоросли Сапропелевая основная масса

др. Сочетание фрагментов определенного размера и формы приводит к проявлению структурных видов углей (табл. XII-3).

Классификация мацералов — органических микрокомпонентов угольного ряда — в разных аспектах рассматривались И. Э. Вальц, П. П. Тимофеевым, Л. И. Боголюбовой, В. С. Яблоковым, Г. М. Парпаровой, Н. Бостиком, Дж. Хартом и другими. В угольном веществе выделены также органофлюиды — битуминит, эксудатинит и некоторые другие, представляющие собой бесструктурные нефтеподобные образования вторичной относительно угольных микрокомпонентов природы.

Классификация мацералов, обобщающая главным образом опыт работы ленинградских углепетрографов, приведена в табл. XII-4. Как видно из таблицы, остатки лигнино-целлюлозных тканей высших растений представлены группами витринита и фюзинита.

В *группу витринита* входят остатки тканей, подвергшиеся гелификации. Они могут иметь любую сохранность первоначального анатомического строения и любые размеры — от крупных фрагментов до комочков в несколько микрометров; в проходящем свете имеют яркую окраску — от желтых и желтовато-оранжевых до красных тонов. Мацералы группы витринита наиболее распространены относительно других и встречаются в гумусовых углях любого бассейна и любого геологического возраста. Наиболее развиты в блестящих и полублестящих углях класса гелиолитов, но, последовательно убывая, могут быть встречены вплоть до самых матовых разностей фюзенолитов, а также липидолитов. Генетически более всего отвечают фациям сильнообводненных застойных болот, но присутствуют также в углях других фаций.

Группа фюзинита объединяет любые остатки растительных тканей, подвергшихся, кроме предварительного остуднивания, также в той или иной степени выраженному окислению — фюзенизации. Вследствие этого микрокомпоненты группы фюзинита имеют в проходящем свете в шлифах различные оттенки от коричневого (семифюзиниты) до темно-коричневого, вплоть до черного цвета (собственно фюзинизиты). Генетически отвечают фациям слабоувлажненных

Таблица XII-3

Микроструктурные виды углей [2]

Микроструктуры углей по размеру компонентов	Форма компонентов
Фрагментарная: более 80% фрагментов	Линзовидная, полосчатая, неправильных включений (обломки, обрывки)
Аттритово-фрагментарная: 50—80% фрагментов при значительном содержании аттрита	
Фрагментарно-аттритовая: 50—80% аттрита при значительном содержании фрагментов	Линзовидно-штриховатая, линзовидно-комковатая
Аттритовая: более 80% аттрита	Штриховатая, неправильно-комковатая
Волокнисто-фрагментарная: сочетание фрагментов с гелеобразной цементирующей массой	Линзовидная и волокнообразная (флюидальная)
Аттрито-волокнистая: сочетание аттрита с гелеобразной цементирующей массой	Неправильно-комковатая и волокнообразная

лесных болот, могут быть встречены в углях других фаций. Часто образование фюзинизита связывают с «сухой» аэробной средой или с лесными пожарами.

К группе фюзинита по оптическим свойствам близки остатки низших грибов — в шлифах они имеют густую черно-коричневую окраску из-за присутствия в них хитинсодержащего вещества. Породообразующее значение их невелико, поскольку их содержание в угольном пласте редко превышает 0,5—1,0%.

В *группу липтинита* объединяются различные стойкие растительные остатки, выполнявшие в живых растениях защитную роль: оболочки спор и пыльцы, кутикула листьев, коровые ткани, элементы органов спороношения, смоляные тела. В зависимости от природы, условий среды, диагенетического превращения и степени углефикации в шлифах имеют окраску от желтых и оранжевых до оранжево- и буро-красных цветов. За исключением отдельных максимумов, приходящихся на те или иные геологические эпохи, микрокомпоненты липтинита играют в углях второстепенную роль. Встречаются во многих фациях, но чаще накапливаются в углях фаций проточных болот и в озерно-болотных осадках. Вследствие высокой способности к переносу водой и воздухом мацералы этой группы составляют значительный процент рассеянного органического вещества — РОВ — осадочных пород.

Группа альгинита включает в себя остатки талломов микроскопических колониальных водорослей (талломо-альгинит) и продукты их конечного разложения в виде бесструктурного гелеобразного вещества (колло-альгинит). Талломо-альгинит может обладать различной сохранностью первичных тканей и встречается от колоний с характерными для того или иного вида очертаниями до овальных и веретеновидных телец, лишенных внутренней структуры. В шлифах углей низких ступеней углефикации талломо-альгинит имеет очень светлую зеленовато-желтую окраску. В углях высоких ступеней углефикации он различим только при скрещенных николях в особо тонких полированных шлифах, где имеет различные оттенки оранжевого или красного цвета.

Колло-альгинит образуется за счет ослизнения низших водорослей, но в той или иной мере содержит также примесь тонкодисперсной глины и продуктов распада низших растений. В тонких шлифах слабоуглефицированных сапроколлитов и горючих сланцев в проходящем свете окраска его варьирует в желтых и оранжево-желтых тонах. В породах с высокой степенью углефикации для диагностики колло-альгинита применяют сочетание различных оптических методов: отраженный белый свет, свет в масляной иммерсии ультрафиолетовый проходящий и отраженный и др., что в сочетании с другими методами используется также для диагностики всех других компонентов углей.

Группа альгинита является углеобразующей в сапропелитах, породообразующей в гумито-сапропелитах и сапрогумитах и встречается в небольших количествах в гумитолитах, образованных в наиболее обводненных обстановках угленакопления. Играет ведущую роль в керогене горючих сланцев. В рассеянной форме альгинитовые мацералы преобладают в рассеянном органическом веществе морских и прибрежно-морских фаций.

Мацералы невыясненной природы — микринит, микстинит и др.— представляют собой скопление мельчайших бесструктурных остатков: растительного детрита, фюзенизированных

Таблица XII-4

Классификация мацералов. По И. Б. Волковой [2], с сокращениями

Тип исходных остатков	Группы мацералов	Мацералы (микрокомпоненты)	Примечание
Остатки лигнино-целлюлозных тканей	Витринит	Телинит, коллинит, аттрито-витринит	Мацералы групп витринита и фюзинита могут быть различного тканевого состава: ксилинитовые, лигнитовые, паренхимитовые, склеренхимитовые и т. п.
	Фюзинит (интертинит)	Фюзинит, аттрито-фюзинит, десмито-фюзинит (макринит)	
Остатки высших и низших растений с повышенным липидным веществом	Липтинит	Споринит (микроспоринит, макроспоринит), кутинит, резинит, суберинит, аттрито-липтинит	Аттрито-липтинит может быть споровым, кутикуловым и т. п., а также смешанным
	Альгинит	Талломо-альгинит	Может состоять из водорослей различного ботанического состава
Мацералы вторичные — миграционные		Битуминит, эксудотинит, флюоринит	Сапропелевое ОВ, «выпоты» углеводородов
Остатки грибов	Склеротинит	Склеротинит, секретинит	Округлые включения с характерной структурой
Зоостатки	Хитинит (?)		Остатки граптолитов, хитинозоа и др.
Мацералы невыясненной природы		Микринит (мелкозернистый), карповитринит, микстинит (сорбомикстинит)	Витренизированные овальные и округло-угловатые тела
			Тонкая смесь ОВ с минеральным веществом

тканей, липоидных микрокомпонентов, гумусово-сапропелевую смесь молекулярно-дисперсного уровня и другие образования, встречающиеся в смеси с другими мацералами, как правило, в виде примеси.

Структурно-вещественная классификация карболитов строится на учете органических микрокомпонентов, образующих определенные сочетания при определенной структуре, текстуре и других макро- и микроскопических признаках. Парагенезы мацералов, составляющие слои мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, получили наименование *типов углей*. Тип углей является базовой единицей описательной углепетрографии. Не менее важной, на наш взгляд единицей, как всеобщей в осадочной петрографии является вид — сочетание определенного вещественного и структурного парагенезиса. В табл. XII-5 И. Б. Волковой такие единицы обозначены как подтипы. В действительности они, скорее, являются видами — в достаточно строгом с точки зрения общей номенклатуры понимании этого термина.

Петрографическая классификация карболитов строится в высших таксономических уровнях на вещественных основаниях (табл. XII-5). Самые крупные подразделения — группы — выделены по составу растений-углеобразователей — это *гумолиты*, происходящие из остатков высших растений, и *сапропелиты*, возникшие из остатков низших растений и животных. Группы делятся на классы по составу основного углеобразующего вещества, классы — на подклассы по степени его преобладания над второстепенными

Таблица XII-5

Таксономические единицы структурно-вещественной классификации углей. По И. Б. Волковой [2], с небольшими изменениями

Группы	Классы	Подклассы	Типы	Подтипы (виды)							
Гумолиты	Гелитолиты	Гелиты	Гелиты, липоидо-гелиты, фюзинито-гелиты, липоидо-фюзинито-гелиты	Телогелиты		Аттрито-гелиты		Гомогелиты		Гелиты	
		Гелититы	Липоидо-гелититы, фюзинито-гелититы, липоидо-фюзинито-гелититы	Фрагментарные	Телогелититы	Аттритовые	Аттрито-гелититы	Однородные	Гомогелититы	Смешанные	Гелититы
	Фюзеиолиты	Фюзиты	Фюзиты, гелито-фюзиты, липоидо-фюзиты, гелито-липоидо-фюзиты		Телофюзиты		Аттрито-фюзиты		Гомофюзиты		Фюзиты
		Фюзититы	Гелито-фюзититы, липоидо-фюзититы, гелито-липоидо-фюзититы	Телофюзититы		Аттрито-фюзититы		Гомофюзититы		Фюзититы	
	Липоидолиты	Липоидиты	Липоидиты, гелито-липоидиты, фюзинито-липоидиты, гелито-фюзинито-липоидиты	Не выделяются							
		Липоидотиты	Гелито-липоидотиты, фюзинито-липоидотиты, гелито-фюзинито-липоидотиты								
	Микстогумолиты	Микстогумиты, микстогумититы	—	Выделяются фрагментарные и аттритовые подтипы							
Сапрогумолиты	Сапрогелитолиты	Альгито-гелиты, альгито-гелититы		Более детальные подразделения этих групп выделяются при специальных исследованиях							
Сапропелиты	Гумито-сапропелиты	Гумито-альгиты, гумито-альгититы									
	Собственно сапропелиты	Альгиты, альгититы									

мацералами, подклассы — на типы по соотношению конкретных углеобразующих мацералов, типы — на подтипы (виды) — по структуре углеобразующего вещества. Таким образом, в конечном звене получаем структурно-вещественную классификацию органических пород угольного ряда, аналогичную классификациям других классов и надклассов осадочных пород. Внутри видов могут быть выделены разновидности — по индивидуальным для каждого класса признакам: в гелитолитах это может быть тканевый состав мацералов группы витринита, в фюзенолитах — степень фюзенизации, в липоидолитах — состав липтинитов и т. д.

Как и в большинстве существующих, в приводимой нами классификации гумолиты подразделяются на гелитолиты, фюзенолиты и липоидолиты, к которым добавлен класс смешанных пород — микстогумолитов.

Гелитолиты — наиболее распространенный класс углей, характеризуется преобладанием гелифицированных компонентов (витринита Vt > 50%, фюзинита и липтинита F + L <50%), обладает повышенным блеском по сравнению с другими классами углей. По степени преобладания основной массы делятся на гелиты — блестящие угли, характеризующиеся максимальным содержанием гелифицированных мацералов (Vt > 75%, F + L <25%), и гелититы (Vt = 50÷75%, F + L = 50÷25%), составляющие категорию полублестящих и полуматовых углей. На уровне вида различают категории углей с фрагментарной, аттритовой, однородной и смешанной структурами, которые соответственно имеют названия: телогелиты и телогелититы, аттрито-гелиты и аттрито-гелититы, гомогелиты и гомогелититы и просто гелиты и гелититы с разнообразными по структуре компонентами группы витринита.

Фюзенолиты — матовые и полуматовые угли, в которых фюзенизированные и слабофюзенизированные компоненты присутствуют в количестве более 50%. Подразделяются на фюзиты (F > 75%, Vt + L <25%) — типично матовые угли — и фюзититы (F = 50÷75%, Vt + + L = 50÷25%) — полуматовые. Подобно гелитолитам, на уровне вида по степени сохранности структурных компонентов фюзинита подразделяются на фрагментарные, аттритовые, однородные и смешанные, имеющие соответственно названия: телофюзиты и телофизититы, аттрито-фюзиты и аттрито-фюзититы, гомофюзиты и гомофюзититы и просто фюзиты и фюзититы со смешанными фюзенизированными компонентами.

Липоидолиты сложены мацералами группы липтинита в количестве более 50% от общего объема угольного вещества; подразделяются на липоидиты — матовые и полуматовые угли с максимальным содержанием липоидных компонентов (L > 75%, Vt + F <25%) и липоидотиты — полуматовые, нередко блестящие (L = 50÷75%, Vt + F = 50÷25%). Виды как структурное проявление мацералов в данном классе не выделяются, разновидности и их наименования устанавливаются исходя из природы основного углеобразующего вещества — споровые угли — спориты, кутикуловые и т. д.

Противопоставляемые гумолитовым углям *сапропелиты*, образованные из остатков растительных организмов и зооостатков, преобразованных при ограниченном доступе кислорода, делятся на гумито-сапропелиты и собственно сапропелиты. В гумито-сапропелитах содержится 25—50% альгинита, а в собственно сапропелитах — более 50%. В сапропелитах всегда присутствует гелифицированное вещество, часто в смеси с тонкодисперсной глиной. Сапропелиты — это полуматовые или матовые массивные очень вязкие и крепкие угли.

Кроме того, сапропелевое вещество является ведущим относительно других карболитов веществом горючих сланцев, а также, по-видимому, основной исходной субстанцией битумолитов. В связи с этим полезно осветить особенности сапропелитов не только с позиций углепетрографов, но также в соответствии с представлениями, сложившимися в нефтяной геологии.

В табл. XII-6 представлена классификация сапропелитов в виде матричной системы *компонентный состав — структура*. В качестве «минералов» выступают: I — микрокомпоненты группы альгинита: остатки планктонных водорослей различных групп — сине-зеленых, зеленых, желто-зеленых, красных, золотистых и др.; II группа — псевдовитринит: остатки бентонных бурых водорослей; III группа — хитинит (коллохитинит): остатки животных с органостенным скелетом — граптолитов, птеропод, трилобитов и т. п.

Однако в данном случае получается так, что сами микрокомпоненты всецело определяют и вид структуры в пределах биоморфного типа. Среди абиоморфного типа структур выделяются аморфная (колломорфная) и скрытокристаллитовая. Оба эти подтипа теснейшим образом связаны с биоморфными структурами. Колломорфная структура на уровне ультрапетрографии

Таблица XII-5

Структурно-вещественная классификация сапропелитов

Структура			Компонентный состав		
			Альгинит (альгопланктонит), коллоальгинит	Псевдовитринит (альгобеитосит)	Хитинит (коллохитинит)
Биоморфная	Фитолитовая (альгоморфная)	Планктономорфная	Планктоальголиты: богхеды, балхашит, куронгит, тасманит, кукерситы и др.	Нет	Нет
		Бентономорфная	Нет	Бентоальголиты (аттырдяхит и др.); встречаются редко	Нет
	Зоолитовая		Нет	Нет	Граптолититы и др.; встречаются редко
Абиоморфная	Аморфная (колломорфная)		Сапроколлит, некоторые разновидности кукерситов	Нет	?
	Скрытокристаллитовая (часто на фоне реликтовой биоморфной)		Антрацитоидные планктоальголиты, высокоуглеродистые разности пластовых шунгитов	Антрацитоидные бентоальголиты	Антрацитоидные граптолититы

при увеличениях электронно-микроскопического масштаба зачастую оказывается биоморфной. Скрытокристаллитовая структура чаще всего проявляется на фоне биоморфной, ибо обладающие ею углеродные образования породного уровня представляют собой не что иное, как биолиты подстадии глубокого апокатагенеза.

Среди сапропелитов наибольшим распространением в природе пользуются планктоальголиты. Их разновидности, как правило, носят географические названия (табл. XII-6). Разновидности, сложенные остатками бентонных водорослей — бентоальголиты,— вероятно, встречаются значительно реже. К этому подклассу, возможно, относится высокоуглеродистый сланец из разреза нижнего силура р. Аттырдях, Сибирская платформа, с $C_{нк}$ = 52÷56%, еще не до конца изученный, носящий условное географическое название «аттырдяхит». Надо отметить, что остатки донных водорослей не встречаются в бесструктурном, колломорфном виде, отсюда и аморфных бентоальголитов принципиально не бывает.

Идиолитические сапропелиты — зоолиты — также редки, в основном это — высокоуглеродистые разновидности так называемых граптолитовых сланцев — граптолититы. В качестве экзотических не исключены разновидности и иных монолитических хитинолитов, представленных другими классами животных с хитиновым скелетом, например, птероподами. Вероятно, в природе встречаются и составные породы в пределах класса сапропелитов — бентопланктоальголиты, зооальголиты и т. п.

Существуют и сложные разновидности в пределах надкласса карболитов — сапрогумолиты, гумито-сапропелиты; к подобным породам относятся кеннели.

Классифицирование по степени углефикации. Синонимом термина «углефикация» многие считают, как отмечалось выше, неуместный в данном случае термин «метаморфизм углей», хотя некоторые углепетрографы предпочитают им общепринятые в литологии термины и понятия диа-, ката- и метагенез, завершающийся собственно метаморфизмом. Различают три основных геологических типа углефикации — региональный, термальный — в зонах повышенного теплового потока — и контактовый. Главным типом углефикации является региональный, отождествляемый с региональным эпигенезом осадочных пород. На классификации продуктов региональной углефикации (эпигенеза) мы и остановимся; остальные геологические типы углефикации могут быть скоррелированы в той или иной мере с углефикацией региональной.

Ряд карболитов по уровню углефикации разделяется на крупные подразделения — торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит, далее переходящий в графит, — и более мелкие единицы, обозначаемые марками углей. Среди признаков, характеризующих стадии углефикации и являющихся классификационными, выделяются «сквозные», охватывающие весь ряд — к таковым относятся отражательная способность витринита, количество воды, углеродно-углеводородный состав, некоторые физические и технологические свойства — и характерные только для определенной категории карболитов — присутствие гуминовых кислот в бурых углях, появление отчетливой анизотропии у антрацитов и др. Классификация карболитов по степени вторичного преобразования с указанием отражательной способности витринита R^{o}_{cpVt} и корреляция их разностей с общей шкалой диагенеза — эпигенеза — метаморфизма приведена в табл. XII-7.

Ведущим фактором углефикации является температура; давление играет меньшую, а по некоторым наблюдениям, и тормозящую роль. Граница буроугольной и каменноугольной стадий соответствует 50—70° С, гамма каменных углей укладывается в температуры 70—200° С, граница метаан-

Таблица XII-7

Классификация концентрированного ОВ по степени вторичного преобразования

Стадии литогенеза	Преобразование ОВ	Группы концентрированного ОВ	Марки углей	$R^{o}_{ср}$, %
Седиментогенез	Гумификация	Торф		0,2
Диагенез	Углефикация	Бурый уголь	$Б_1$	0,3
Начальный катагенез			$Б_2$	0,45
			$Б_3$	0,55
Умеренный катагенез		Каменный уголь	Д	0,7
			Г	1,1
			Ж	1,3
			К	1,7
			ОС	2,0
			Т	2,4
Глубокий катагенез		Полуантрацит	ПА	3,0
		Антрацит	А	5,0
Метагенез		Метаантрацит	МА	6,0
Метаморфизм	Графитизация	Графит от микрозернистого до чешуйчатого	Гр	

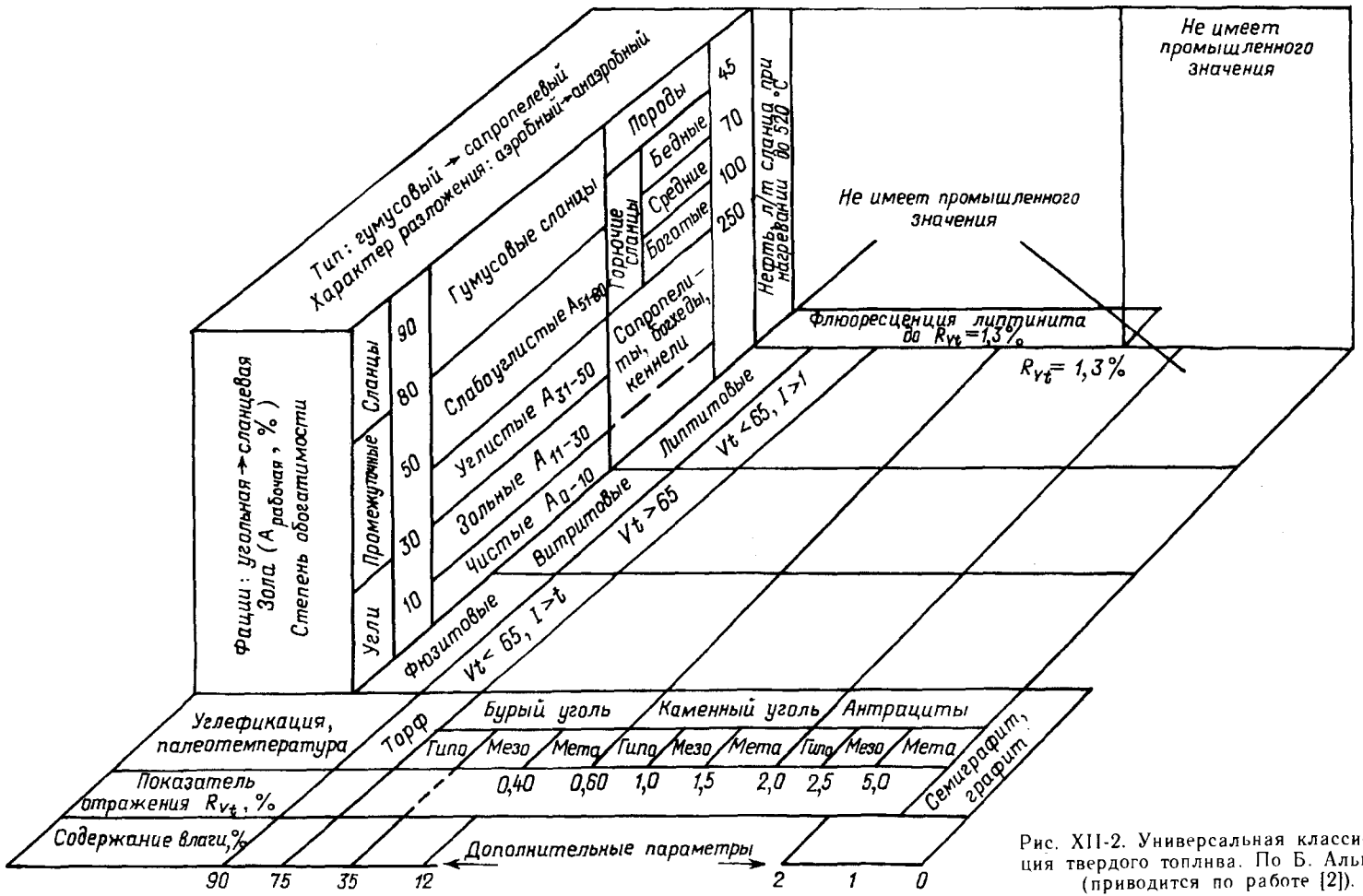


Рис. XII-2. Универсальная классификация твердого топлива. По Б. Альперну (приводится по работе [2]).

трацитов и графита приблизительно соответствует 300° С, хотя настоящий графит образуется при температуре 400° С и давлении 2—6 кбар [13].

Одной из важнейших задач классифицирования пород угольного ряда является создание такой схемы, которая бы увязывала три системы признаков: исходный состав живого вещества, особенности его гелификации и степень углефикации.

Насколько известно, подобная полиметрическая классификация, которая, очевидно, должна быть весьма сложной, пока не существует, хотя попытки связать разные признаки в единую систему были предприняты разными исследователями. Одним из наиболее известных построений такого рода является так называемая «универсальная классификация» Б. Альперна [12] (рис. XII-2). Она отражает в общем виде четыре признака: во-первых, группу (тип) углей — гумусовый или сапропелевый; во-вторых, соотношение мацеральных компонентов — фюзитовых, витритовых, липтитовых,— определяемое характером разложения в аэробной или анаэробной среде; в-третьих, количество минеральной части относительно органической — от чистых углей до гумусовых сланцев,— и в-четвертых, степень углефикации, количественно оцениваемую показателем отражения витринита, содержанием влаги и палеотемпературой. Классификация Б. Альперна является вещественно-генетической, а также отражает промышленные показатели твердого топлива, принятые в разных странах. Как отмечает И. Б. Волкова, данная классификация являлась предметом длительного обсуждения в Международном комитете по петрологии углей, но не получила общего признания.

XII-2. НАДКЛАСС БИТУМОЛИТЫ

Представляет углеродные некарбонатные породы, не имеющие биоморфной структуры и более чем на 50% состоящие из углеводородов (УВ) и их производных либо из продуктов их преобразования. Включают в себя газы, в том числе газогидраты, жидкие — газоконденсаты и нефти, полужидкие — мальта — и твердые битумы, обладающие, кроме кратных неуглеводородных дифференциатов, общим свойством растворимости в органических соединениях — хлороформе и спиртобензольной смеси. Термин *битумолиты* охватывает все понятия, обозначаемые производными от слова «битум» — «битумы» в узком смысле — нефти — и твердые производные от них, без газов; «битумоиды» — любые углеводородные вещества, способные растворяться в органических растворителях. Хотя обозначение газовых и жидких углеводородов термином с окончанием «-лит» — не совсем правильно, для сохранения единства стиля петрографической номенклатуры агрегатное состояние в данном случае не служит большим препятствием (аквалиты, например, тоже могут иметь разное агрегатное состояние). Синонимами термина «битумолиты» являются старые названия: «каустобиолиты нефтяного ряда» и все более прививающийся термин «нафтиды», объединяющий углеводородные газы, газогидраты, газоконденсаты, нефти и природные битумы. Введенные Н. Б. Вассоевичем термин «кахиты» — от первых букв латинских слов «carbon» и «hydrogen»,— является более широким, охватывающим все органические породы и их рассеянные компоненты в других осадочных образованиях.

Структурно-вещественная классификация битумолитов приведена в табл. XII-8. В идиолитическом виде породного уровня — это либо жильные и гнездообразные — в крупных кавернах, карстовых полостях и других пустотах,— либо натечные образования. Углеводородные газы и нефти как монолитические образования породного уровня попадают сюда в случае естественных их выходов; в качестве условной структуры выступает свойство, обусловленное их агрегатным состоянием.

Разновидности надкласса битумолитов в случае сонахождения двух-трех из них образуют составные и комбинированные углеродные породы. Включенные в табл. XII-8 киры часто, по существу, являются породами составными, когда содержат и мальту, и асфальт. Встречаются сложные жильные образования, например, антраксолитовая — керитовая — жила, по микротрещинам пропитанная мальтой (нефтью, асфальтом). Такие породы не имеют названий, например не говорят «антраксолит нефтяной (мальтовый и т. п.)», более того «генетисты» вряд ли воспримут такое название в силу сложившейся традиции; для подобных составных образований обязательно употребляются причастия «насыщенный», «пропитанный», «загрязненный» и т. п. Представляется целесообразным дать пояснения терминам в том порядке, в котором они приведены в табл. XII-8.

Углеводородные газы — это предельные углеводороды с общей формулой C_nH_{2n+2} и простыми незамкнутыми структурами цепочечного или алифатического типа. Молекулярная масса углеводородных газов, включающих преимущественно четыре члена ряда алканов — метан, этан, пропан и бутан — наименьшая среди остальных углеводородов, колеблется в пределах 16—72, что и определяет их газообразное состояние.

Газогидраты — кристаллические газоводные соединения, похожие на лед или мокрый снег и существующие на малых глубинах около точки замерзания воды, а на больших глубинах в связи с давлением — при более высоких температурах. Представляют кристаллическую решетку воды с полостями, занятыми молекулами газа, главным образом метана, а также более тяжелых — до изобутана. При полном заполнении структурных ячеек воды метаном формула газогидрата — $CH_4 \cdot 5{,}75\ H_2O$, т. е. на молекулу метана приходится около шести молекул воды.

Газоконденсаты — переходные между газом и нефтью образования, представленные бесцветными, зеленоватыми, коричневыми жидкостями с плотностью 0,67—0,81 г/см^3, более чем на 90% сложенные углеводородами метанового, нафтенового, редко ароматического ряда и содержащие силикагелевые смолы и другие примеси с высокомолекулярной массой. Самос-

Структурно-вещественная классификация

Классы / «Минеральный» состав / Структура	Существенно углеводородные			
	УВ-газы как минералы	Газоконденсаты	Нефти как минералы	Озокериты
Флюидная («текучая», в том числе вязкая)	УВ-газы, в том числе в газогидратах	Газоконденсаты	Нефти (бессмольные, низкосмолистые, высокосмолистые)	Нет
Аморфная	Нет			Хризматит
Скрытокристаллитовая	Нет			Озокерит
Кристаллитовая	Нет			Гатчетит жильный

тоятельных скоплений не образуют, а содержатся в газо-газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежах.

Нефти — это природные горючие гидрофобные бесцветные, коричневые, реже зеленоватые, прозрачные и непрозрачные жидкости с плотностью 0,75—1,10 (в США плотность в 1 г/см^3 принята за границу между нефтью и природным битумом) смеси и сложные растворы углеводородных, сернистых, азотных, кислородных, металлоорганических соединений — порфиринов и др.— смолистых, асфальтеновых веществ и примесей элементов серы, свинца, железа и др. Классификации нефтей строятся по соотношению легких и тяжелых углеводородов, по составу углеводородов, примесям, физическим, технологическим и другим свойствам, что отражено в обширнейшей научной и производственно-технической литературе.

Озокериты включают *собственно озокерит*: 1) органический минерал, состоящий из твердых углеводородов ряда алканов — от C_{37} до C_{53}, 2) порода, более чем на 50 об.% состоящая из минерала озокерита, обладающая скрытокристаллитовой структурой, относящаяся к классу существенно углеводородных пород надкласса битумолитов. *Хризматит*: 1) органический минерал, сложенный твердыми и полутвердыми высокомолекулярными алканами, имеющий вазелиноподобную консистенцию; 2) порода, состоящая более чем на 50 об.% из минерала хризматита. Встречается редко. *Гатчетит:* 1) органический минерал, наиболее чистая, как правило, кристаллическая разновидность озокерита; 2) порода, более чем на 50 об.% состоящая из минерала гатчетита, обладающая кристаллитовой структурой. Встречается редко.

Мальты. К ним относятся: 1) *собственно мальта* — органический минерал, вязкожидкий, вязкий, иногда твердый, легкоплавкий, обычно коричневого, реже черного цвета, нацело растворимый в органических растворителях; в составе мальты 30—50 вес.% — углеводороды, 50—70 — асфальтово-смолистые вещества, 2) порода, более чем на 50 об.% состоящая из вязкожидкой или вязкой разновидности одноименного минерала, образующая так называемые натечные формы залегания; относится к классу

Таблица XII-8

пород надкласса битумолитов

«Полууглеводородные» (промежуточные)			Неуглеводородные			
Мальты	Асфальты	Асфальтит	Керит	Оксикерит	Гуминокерит	Антраксолит
Мальта натечная	Асфальт натечный	Нет				
Киры		Асфальтит жильный, гнездообразный	Керит жильный, гнездообразный	Оксикерит жильный, гнездообразный	Гуминокерит	Нет
Мальтит жильный, гнездообразный	Асфальтолит жильный, гнездообразн.					
Нет						Антраксолит, шунгит жильный
Нет						

полууглеродных (промежуточных) пород надкласса битумолитов. *Мальтит* — порода, более чем на 50 об.% сложенная твердой и (или) полутвердой разновидностью минерала мальта, образует обычно жильные и (или) гнездообразные формы залегания.

Асфальты. Включают асфальт натечный: 1) органический минерал, вязкий и твердый, темно-коричневого или черного цвета, нацело растворимый в органических растворителях; в составе асфальта 15—30 вес.% — углеводородов, 70—85 — асфальтово-смолистых веществ; 2) порода, более чем на 50 об.% состоящая из вязкой разновидности одноименного минерала, образует, как правило, натечные формы залегания; относится к классу полууглеводородных (промежуточных) пород надкласса битумолитов. *Киры* — порода, состоящая, как правило, из смеси вязких разновидностей мальты и асфальта, образует натечные формы залегания, отличается повышенным содержанием кислорода в элементарном составе. *Асфальтолит* — порода, более чем на 50 об.% сложенная твердой разновидностью минерала асфальт; образует обычно жильные и (или) гнездообразные формы залегания.

Асфальтиты: 1) органический минерал, твердый, черного цвета, нацело растворимый в органических растворителях; в составе асфальтита до 15 вес. % — углеводороды и более 85 — асфальтово-смолистые вещества; 2) порода, более чем на 50 об.% состоящая из одноименного минерала; относится к классу полууглеводородных (промежуточных) пород надкласса битумолитов.

Керит, оксикерит, гуминокерит и антраксолиты объединены в класс неуглеводородных битумолитов. Керит: 1) органический минерал, твердый, хрупкий, черного цвета, нерастворим или очень слабо растворим в органических растворителях; в элементном составе, %: C = 75÷90, H = 5÷9 и ΣONS = 4÷16; 2) порода, состоящая на 50 об.% из одноименного минерала, образует обычно гнездообразные и жильные формы залегания. Монолитический керит в больших объемах встречается редко. *Оксикерит*: 1) органический минерал от черного до бурого цвета, хрупкий, рыхлый, часто землистый, частично растворимый в органических растворителях; элементный состав, %: C = 75÷80; H = 6÷7; O > 5÷6; 2) порода, состоящая более чем на 50 об.% из одноименного минерала. *Гуминокерит:* 1) органический минерал, землистый, бурый и желто-бурый, реже до черного, практически нерастворимый в органических растворителях; характеризуется высокой обогащенностью кислородом (как правило, более 20%), обедненностью водородом (3,5—6%) и сравнительно низким содержанием углерода (65—70%); 2) порода, более чем на 50 об.% состоящая из одноименного минерала. *Антраксолиты:* 1) органический минерал, черный, твердый, хрупкий, как правило, блестящий, нерастворимый в органических растворителях; элементный состав,%: C > 85, H < 5% — низкое содержание водорода позволяет отличать антраксолиты от керитов, в особенности от нерастворимых разностей последних; 2) порода, состоящая более чем на 50 об.% из одноименного минерала. *Шунгит* — групповое географическое название высокоуглеродистых пород, относящихся к разным надклассам углеродных некарбонатных пород: 1) шунгит жильный — черная твердая блестящая порода, представленная наиболее высокоуглеродистой разностью минерала антраксолита (C = 96÷99%, H = 0,2÷0,5%), относится к классу неуглеводородных пород надкласса битумолитов; 2) шунгит пластовый — осадочная порода, более чем на 50 об.% состоящая из углеродистых минералов, вероятно группы альгинита, утратившая биоморфную структуру и обладающая скрытокристаллитовой структурой; относится к классу сапропелитов надкласса карболитов.

XII-3. СМЕШАННЫЕ ПОРОДЫ, СОДЕРЖАЩИЕ НЕКАРБОНАТНЫЙ УГЛЕРОД

В природе широко распространены породы смешанного типа, когда «смешиваются» представители класса сапропелитов с классами карбонатолитов, силицитов, глинистых пород. Прежде всего, их разделение должно быть проведено по содержанию углеродной составляющей: по аналитическому критерию — содержание $C_{нк}$ в весовых процентах. Многолетняя практика показывает, что, в отличие от прочих составляющих, органическое вещество является настолько значимым, настолько «агрессивным», что уже при содержании в породах > 0,1 вес.% $C_{нк}$ оказывает влияние на свойства пород, прежде всего на наиболее «визуально значимое» их свойство — цвет. Следующим количественным «барьером» можно считать содержание $C_{нк}$, равное 0,5 вес.%. На этом рубеже, как правило, сероцветные породы переходят в темноцветные — коричневые и черные,— а в самом органическом веществе уже не встречаются диагенетически окисленные его разности, распознаваемые углепетрографическими методами (оксисорбоколлоальгинит). В свое время автором в целях (и с позиций) изучения нефтегазоматеринских свойств все породы были поделены на три группы: 1) породы со сверхрассеянной формой органического вещества ($C_{нк}$ <0,1 вес.%); 2) субдоманикоидные породы ($C_{нк}$ = 0,1÷0,5 вес. %) и 3) доманикоидные породы ($C_{нк}$ ≥ 0,5 вес.%). Породы, содержащие $C_{нк}$ несколько процентов и более обычно называют *доманикитами*. В классификации Н. Б. Вассоевича (табл. XII-9) нижним пределом «доманикитности» является значение $C_{нк}$, равное 2,5 вес.%. В упомянутой классификационной таблице Н. Б. Вассоевича сильнорассеянной формой органического вещества названо содержание в породах $C_{нк}$ <0,6 вес.%, ибо значение 0,6 вес.% принято за кларк $C_{нк}$ (по П. Траску и Г. Патноди, 1942 г.). Однако следует подчеркнуть, что данное значение «органоуглеродного» кларка, безусловно, устарело: практика показывает, что, как уже отмечалось выше, за названным пределом расположены породы, совершенно различные по свойствам, обусловленным той или иной концентрацией $C_{нк}$.

В зависимости от природы органического вещества — принадлежит ли оно классам гумолитов или классу сапропелитов — выделяются два ряда смешанных пород: углистых и горючих сланцев (табл. XII-10), где содержание органического вещества дано в весовых процентах.

Более дробное деление пород, по $C_{нк}$ содержащих органическое вещество сапропелевого класса, т. е. имеющих мацералы группы альгинита, псевдо-

Таблица XII-9

Классификация осадочных пород по содержанию ОВ ($C_{нк}$), вес.% [1]

Группа	Подгруппа	Содержание $C_{нк}$, %	Характеристика ОВ			Преобладающий тип
Рассеянное ОВ (РОВ)	1	≤ 0,61 (кларк 0,6)	Сильнорассеянное			Сапропелевый / Гумусовый
	2	0,62—2,5	Умеренно рассеянное			
Концентрированное ОВ (КОВ)	3	2,51—10	Слабоконцентрированное	Доманикиты		
	4	10,01—40	Умеренно концентрированное		Каустобиолиты	
	5	>40	Значительно концентрированное			

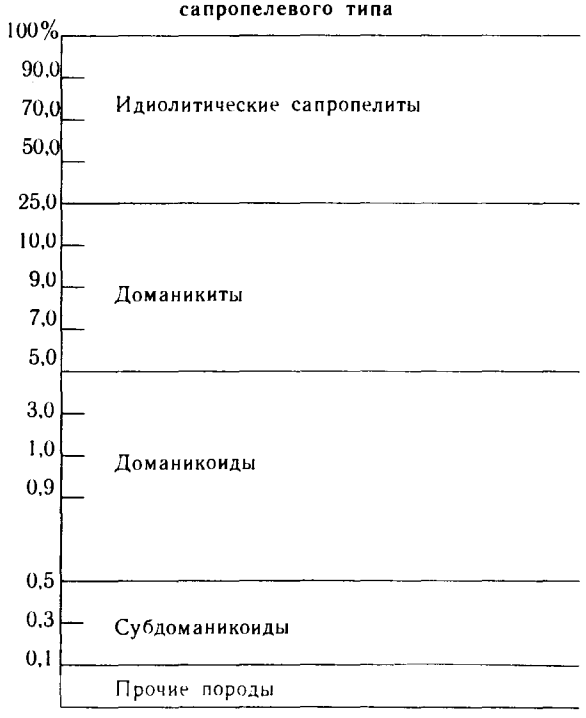
Таблица XII-10

Разделение твердых каустобиолитов и пород по петрографическому составу и содержанию ОВ [5]

Породы с преобладанием остатков		Породы, обогащенные битумом
высших растений	низших растений, иногда животных организмов	
Угли — группа гумолитов; классы: гелитолиты, фюзенолиты, липоидолиты (липтобиолиты), микстогумолиты	Угли — группа сапропелитов; классы: собственно сапропелиты, гумито-сапропелиты	Битуминозные породы с разным содержанием различных битумов
ОВ >50%		
Углистые породы: глины, аргиллиты, пески и другие с гумолитовым ОВ	Горючие сланцы	
ОВ = 20÷50%		
Породы с гумолитовым РОВ	Породы с сапропелитовым РОВ	
ОВ <20%		

Таблица XII-11

Разделение пород на группы по содержанию органического вещества ($C_{нк}$, вес.%) сапропелевого типа



витринита, хитинита, приведено в табл. XII-11. Для удобства содержание $C_{нк}$ представлено в «логарифмическом» виде. Граница доманикоидов и доманикитов проходит по значению $C_{нк}$, равному 5 вес.%. Значение это выбрано не только потому, что оно удобно как «половинное» в десятичной системе счисления (табл. XII-11), что используется в стратотипических (формациотипических) разрезах доманиковой формации, но и потому, что оно является близким к медианному и среднеарифметическому значениям $C_{нк}$ по многим сотням определений его в коллекциях ВНИГРИ Т. К. Баженовой, В. М. Бекетова, Г. М. Боровой, Л. И. Климовой. В то же время характер статистического распределения значений $C_{нк}$ в этих разрезах обнаруживает две совокупности пород с «провалом» около 5 вес.%: т. е. доманиковая формация состоит из доманикитов ($C_{нк}$ > 5, до 22%, с модой 7÷9%) и из доманикоидов ($C_{нк}$ = 0,5÷5%, с модой 0,8÷1,5%). Субдоманикоиды ($C_{нк}$ = 0,1÷0,5%) крайне редки, породы со сверхрассеянной формой не встречаются.

Как уже отмечалось, границей доманикитов и идиолитических сапропелитов является значение $C_{нк}$, равное 25 вес.%. Как же именовать эти смешанные породы? В случае субдоманикоидных разностей ($C_{нк}$ = 0,1÷0,5%) присутствие органического вещества в породах в названии отражать не стоит, а в случае доманикоидов и особенно доманикитов, вероятно, следует добавлять соответствующее прилагательное — «доманикоидный», «доманикитный». Для названия доманикитов можно использовать и более конкретную их природу. Так, характерный представитель доманиковой формации D_3f будет называться так: «мергель доманикитный альголито-зоолитовый», или «доманикит альголито-зоолитовый глинисто-известковый» и т. п.

В отличие от сапропелитов, которые при смешении с карбонатными, силикатными и иными породами получают собственные названия, представители надкласса битумолитов при образовании смешанных пород называются по представителям тех классов карбонатных, силикатных и других пород, с которыми они смешиваются. Породы начинают приобретать «самостоятельный» облик уже при содержании «битумолитового» $C_{нк}$ = 0,5 вес.%. Породы эти развиты весьма широко (шире, чем обычно представляется и не только в пределах нефтяных месторождений). Используя общеноменклатурные правила, хотя и сдвигая границу содержания примесей с традиционных 5 до 0,5%, мы предлагаем вводить в название прилагательное с суффиксом «-ист». В результате получаем следующие названия для такого типа пород: песчаник кварцевый антраксолитистый, известняк оолитовый асфальтистый; доломит строматолитовый нефтистый и т. д. Если первые два названия еще можно встретить, то название «нефтистый» режет слух, ибо не употреблялось никогда, хотя и не противоречит правилам грамматики. Но ведь и структурно-вещественная классификация таких пород тоже предпринята впервые. Выше отмечалось, что в нефтяной геологии господствуют «динамические» названия (нефтенасыщенный, асфальтопропитанный и т. п.), которые для структурно-вещественной классификации не подходят.

XII-4. ГРАФИТОЛИТЫ

К ним принадлежат горные породы, более чем наполовину сложенные графитом — полиморфной разновидностью углерода. Как руды графитолиты определяются значительно более низкими кондициями: это разные горные породы — графитолиты, мраморы, гнейсы и др.— с содержанием графита до малопримесной нормы — 6%, если выгодно их обогащение до нужных кондиций.

Графит — минерал, являющийся одним из кристаллических видов углерода, кристаллизующийся в двух разновидностях: гексагональной — призматической, и тригональной — ромбоэдрической. Первая — конечная форма метаморфического преобразования природных органических веществ, требующая высокой температуры и достаточно высокого давления. При низких термобарических параметрах или при тектоно-механических преобразованиях вместо гексагональной структуры образуется тригональная ромбоэдрическая структура графита. В метаантрацитах при полной кристаллизации доля последней снижается от 35 до 3%. Из этого можно было бы сделать формальный вывод о том, что графит полностью метаморфогенен и магмогенен и не имеет отношения к осадочным породам. Но, по существу, этот вывод неправилен, так как, во-первых, подавляющая часть графитов первично седиментогенна, апокаустобиолитовая или шире — апобиолитовая, а во-вторых, есть типы графитов явно экзогенные — экзоэлювиальные в корах выветривания коренных графитолитов и механо-седиментационные, например, аллювиальные, являющиеся продуктами переотложения элювиальных и коренных графитолитов.

Бо́льшая часть графитолитов мономинеральна: содержание графита достигает 95% в апоугольных породах, а 70—85%-ные руды — обычны. Малообъемные магматические графитолиты нередко содержат до 98% С. По петроструктурам графитолиты довольно разнообразны (табл. XII-12).

Специалисты по рудам используют несколько отличные границы структурных типов и другие их названия, не отличающиеся строгостью и расходящиеся с принятыми в литологии. По размеру кристаллов, например, выделяют явнокристаллические (>1 мкм или >0,001 мкм) и скрытокристаллические (<1 мкм). Первые делят на чешуйчатые и плотнокристаллические. Среди чешуйчатых различают крупночешуйчатые (0,1 — 5 мм и более) и мелкочешуйчатые (0,001—0,1 мм), а среди плотнокристаллических — крупнокристаллические (или >0,05 мм) и мелкокристаллические (<0,05 мм). Существуют также другие промышленные классификации.

Помимо петрографической, в графитолитах различают иную структуру, относящуюся уже к геологическому телу и позволяющую выделять литотипы последних. Поскольку на этом более высоком уровне структура и текстура трудно разделяются, можно говорить о строении графитолитов. Так, в мощных (до 6 м) пластах криптокристаллических («аморфных») графитолитов Ногинского месторождения на левом берегу р. Ниж. Тунгуска, представляющих метаморфизованные траппами каменные угли нижней перми, выделяются четыре типа строения (структуры s. l.): 1) столбчатое, выраженное шестигранными призмами, нормальными к кровле и подошве практически горизонтально залегающих пластов графитолитов; 2) слоистое, выраженное примесными прослойками глин и пирита; 3) неслоистое, или изотропное («плотное» или «свинцовое»); 4) брекчиевое. В других месторождениях, включая и контактово-метаморфические, кроме того, различают графитолиты сферолитовые, почковидные, конкрециеподобные и древовидные.

Графитолиты гетерогенны, что может быть отражено в их генетической классификации (табл. XII-13).

Хотя в природе в магматическом и пневматолитическом процессах за счет глубинных CO, CO_2 и углеводородов образуются месторождения графитолитов, главные их массы создаются метаморфизмом скоплений биогенных каустобиолитов или рассеянного ОВ.

Элювиальные россыпи, а также механогенные коллювиальные и аллювиальные графиты на первый взгляд представляются парадоксальными явлениями. Однако графит оказался не только высокотермостойким (температура его плавления 3550±50° С), но и устойчивым при выветривании, о чем свидетельствуют элювиальные россыпные его месторождения. Но легкая истираемость графита приводит к быстрому разубоживанию при

Таблица XII-12

Петроструктуры графитолитов

I. Яснокристаллические, главным образом чешуйчатые
  1. Гигакристаллические (размер чешуек 5—2 мм)
  2. Псаммитокристаллические (2—0,05 мм)

II. Криптокристаллические — чешуйчатые и ромбоэдрические (<0,05 мм)
  3. Алевритово-кристаллические (0,05—0,001 мм, или 50—1 мкм):
    а — игольчато-, или волокнисто-микрокристаллические;
    б — чешуйчато-микрокристаллические
  4. Пелитоморфно-коллоидальные:
    а — субкристаллические, или субколлоидальные (1—0,1 мкм)
    б — скрытокристаллические, или коллоидальные (<0,1 мкм)

Таблица XII-13

Генетическая классификация графитолитов

А. Магматические:
1) связанные с гранитами, щелочными, ультраосновными, основными и средними интрузиями;
2) связанные с базальтами, андезитами и кислыми эффузивами;
3) пегматитовые.
4) контактово-метасоматические, чаще всего скарновые;
5) пневмато-гидротермальные

Б. Метаморфические, основные по запасам и качеству, а также по размерам тел:
1) глубокометаморфические апоседилитовые — в графитовых гнейсах и сланцах;
2) слабометаморфизованные угли — единственные источники огромных масс «аморфного» графита высокого качества и с самыми большими запасами

В. Осадочные, малого промышленного значения:
1) элювиальные (элювиальные россыпи), разрабатывающиеся совместно с коренными;
2) коллювиальные;
3) аллювиальные

механическом переносе, и небольшие аллювиальные месторождения кажутся курьезными, хотя в литологическом плане весьма интересными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б.* Исходное вещество для нефти и газа.— В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., Недра, 1972, с. 39—70.
2. *Волкова И. Б.* Органическая петрология. Л., Недра, 1990. 300 с.
3. *Волков В. Н.* Основы геологии горючих ископаемых. СПб., Изд-во СПбУ, 1993. 236 с.
4. *Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И.* Основы петрологии углей. М., Изд-во АН СССР, 1960. 400 с.
5. *Гинзбург А. И.* Место горючих сланцев в ряду твердых каустобиолитов.— Химия твердого топлива, 1984, № 2, с. 6—8.
6. *Еремин И. В., Лебедев В. В., Цикорев Д. А.* Петрография и физические свойства углей. М., Недра, 1980. 263 с.
7. *Основы* генетической классификации битумов/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др. Л., Недра, 1964. 267 с.
8. *Парпарова Г. М., Жукова А. В.* Углепетрографические методы в изучении осадочных пород и полезных ископаемых. Л., Недра, 1990. 308 с.
9. *Словарь* по геологии нефти и газа. Л., Недра, 1988. 679 с.
10. *Петрография* углей СССР. Основы петрографии углей и методы углепетрографических исследований/Под ред. И. Э. Вальц. Л., Недра, 1982. 191 с.
11. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с.
12. *Alpern B.* Pour une classification synthétique universelle des combustibles solides.— Bull. Centr. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine, 1981, vol. 5, № 2, p. 271—290.
13. *Landis C. A.* Grafitisation of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks.— Contr. Miner. Petrol., 1971, vol. 30, p. 34—45.

Часть III. АНАЛОГИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Аналогами осадочных пород мы считаем современные осадки, породы метаморфические и вулкано-осадочные. Их трактовка в качестве аналогов осадочно-породных групп определяется как их положением на горнопородном уровне в общей иерархической системе геологических образований, так и генетической связью с осадочными породами. Последние происходят из осадков, впоследствии способны трансформироваться в метаморфические породы, а образование вулкано-осадочных пород есть в первую очередь процесс седиментационный.

Вместе с тем нельзя напрямую скоррелировать составы осадочных пород с составами их аналогов из-за специфики современного осадконакопления, метаморфизма и вулканических проявлений. Поэтому методологические подходы к классифицированию аналогов осадочных пород несколько отличаются от принципов систематики и классификации осадочно-породных групп, основанных на структурно-вещественном подходе. Признавая различия в методических подходах к классифицированию осадочных пород, с одной стороны, и их аналогов — с другой, мы однако не можем ответить однозначно на вопрос — связано ли это с природой явлений или их недостаточной изученностью?

Глава XIII. РАЗДЕЛ СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ

В этой главе отражены две главные особенности классифицирования современных осадков: многообразие подходов и отсутствие в какой-то мере унифицированной схемы их подразделения, во-первых, и существенные отличия в выделении породных градаций и проведении их границ относительно петрографических классификаций, принятых в литологии, во-вторых. Обе эти особенности имеют одну и ту же причину, заложенную в природе современного литогенеза. Современный осадочный процесс в целом по своей сущности — незавершенный по сравнению с геологическими процессами, формировавшими осадочные породы. Последние в общем случае были более длительными, более законченными, что приводило к значительно большему осреднению составов с общей тенденцией к формированию монолитических образований.

Незавершенность современного осадконакопления по сравнению с прошлым осадконакоплением, вобравшим в себя фактор геологического времени, является главной причиной и большого многообразия современных осадков, и преобладания в их составе смешанных видов, что создает серьезные препятствия и, скорее всего, делает невозможным, а в какой-то мере и ненужным, прямую корреляцию классификационных схем современных отложений с общепетрографической классификацией и принятыми в ней общими принципами. Сближение этих двух классификационных систем

крайне желательно для актуалистических подходов в литологии, для сравнительно исторической формациологии, для металлогенических прогнозов и т. д., однако унификация классификаций здесь все же вряд ли возможна и вряд ли правильна.

Сказанное, хотя и в меньшей степени, относится и к систематизированию самих современных осадков. Разнообразие осадков в различных водоемах и стремление отразить его в классификациях разных авторов привели к множественности классификаций, при которой выработать какую-либо единую классификационную схему, пригодную для всех случаев, оказалось невозможным. Многообразие подходов нашло отражение при составлении данной главы, когда поиски решений у двух разных авторов, согласившихся высказать свои соображения, привели к существенно различным результатам. Получив два различных текста, редактор решил не искать компромиса, который мог оказаться хуже обоих сделанных предложений, а поместить под разными рубриками (XIII-1 и XIII-2) оба предложенных варианта, полагая, что читатель в этом случае получит бо́льшую возможность ознакомиться с состоянием дел в рассматриваемой, в общем весьма малоупорядоченной, области классифицирования, в которой даже не преодолен главный барьер — разделения петрографических, вещественных и генетических понятий, с чем осадочная петрография, как представляется, благополучно справилась.

XIII-1. К СОЗДАНИЮ СИСТЕМНОЙ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Седиментологическое понятие «современных» осадков. По определению в «Геологическом словаре» 1973 г. современные осадки — осадочные образования «современной геологической эпохи», что делает их понятие столь же неопределенным, как и самой современной геологической эпохи. Там же, в «Геологическом словаре», указывается на различия в объемах понятия «современные осадки», которые, с одной стороны, могут связываться с современными водоемами, а с другой — с формированием под действием современных процессов седиментации до вовлечения в диагенетические изменения. Нетрудно видеть уязвимость приведенных определений современных осадков, поскольку не все осадки возникают в водоемах, а грани между формирующимися и сформированными, т. е. обретшими петрографическую индивидуальность, осадками весьма подвижны.

Контакт с современной поверхностной средой формирования, пронизанность ею — вот что делает осадки современными прежде всего в седиментологическом отношении. Они чрезвычайно разнообразны по составу, генезису, физико-географической позиции. Это — илы и органогенные осадки на дне водоемов, скопления раковинного лома в береговых валах, обломочные осыпи на склонах гор, а также пески дюн, выступающие плотные карбонатные тела рифов в море и травертинов на суше... Всех их объединяет то, что они являются компонентами современных географических обстановок.

Англоязычным эквивалентом термина «современные осадки» является, скорее всего, «modern sediments». В этимологии этого термина ярко отражается сущность современных осадков, определяемая как незавершенностью литогенеза, так и непосредственной их связью со средой формирования на современном этапе геологической истории, который во многих отношениях является уникальным. Это определяется огромными пространствами, занятыми глубоководными океанами; гористостью континентов; высокой интенсивностью процессов выветривания, которая с архея возросла более чем в 100 раз [37]; огромными объемами континентального стока; высокой продуктивностью рифовых систем, находящихся под разрушительным гидродинамическим напором...

В главе рассматриваются современные осадки, формирующие осадочные толщи и являющиеся субстратом для вторичных процессов. Они современны в той степени, в какой литогенетически первичны — находятся в состоянии накопления и обладают первичными структурно-текстурными особенностями; первично рыхлы или изначально уплотнены вследствие особенностей седиментации (соли, органогенные постройки, натечные тела, стяжения и т. п.).

Во временно́м аспекте эти признаки современности осадков достаточно относительны. У крайне мелководных морских карбонатных осадков процессы цементации и литификации нередко синседиментационны, и плотные известняки могут быть голоценовыми, в то время как океанические глубоководные осадки сохраняют иловую консистенцию миллионы лет в связи со спецификой океанического литогенеза.

Важной особенностью современных осадков является тенденция к структурной и минералогической незрелости. В них могут присутствовать неустойчивые, подверженные растворению, и метастабильные минералы, также как ассоциироваться минеральные разновидности, соответствующие разным физико-химическим параметрам.

Классифицирование и петрографическая типизация современных осадков может производиться с разных позиций, определяемых задачей исследования. Задача может быть узкой, продиктованной необходимостью оптимальной системы номенклатуры осадочных разновидностей на поверхности суши и на дне водоемов. Ее решение в этом случае дедуктивно, поскольку опирается на общие принципы классифицирования и общие классификационные схемы.

Но задача классифицирования современных осадков может быть и широкой, ориентированной на вклад в уточнение классификации осадочных образований вообще, так же как на обоснование классификационной специфики современных осадков. Решение последней задачи индуктивно. В глобальном масштабе оно осложняется тем, что континентальные, мелководно-морские, глубоководные осадки «современны по-своему». Это, впрочем, распространяется на осадки других, более специализированных обстановок, таких, как озера, пустыни, внутриконтинентальные глубокие моря и т. п. С этих позиций и делается попытка подойти к решению широкой задачи классифицирования современных осадков.

Подход к системному структурно-вещественному классифицированию современных осадков. Очевидная связь современных осадков со средой формирования казалось бы предопределяет их классифицирование на фациально-генетической основе. Прекрасным примером является одна из немногих сводок по современным осадкам — фундаментальное исследование Зд. Кукала [33], где различаются осадки — речные, аллювиальных конусов выноса, золовые, ледниковые, озерные, дельтовые, прибрежные, мелководные, ваттов, внутренних морей, глубоководные, мелководные карбонатные. В книге Кукала речь, таким образом, идет о специфике современных обстановок осадкообразования. Но обстановки и условия седиментации лишь накладываются на глобальный осадочный процесс, обусловливая фациальное и генетическое разнообразие формирующихся отложений.

Фациально-генетическая типизация современных осадков неоднозначна в отношении их петрографических разновидностей, систематика которых должна, скорее всего, базироваться на представлении о глобальном осадочном процессе и его направленности. В самом общем виде она определяется высотной и батиметрической дифференцированностью земной поверхности, обусловливающей динамику осадочного процесса через самый общий его фактор — гравитацию, возбуждающую глобальный осадочный поток. В целом осадочный процесс согласно принципу Ле-Шателье—Брауна, значение которого в литологии было убедительно показано

Л. В. Пустоваловым в 1940 г., направлен на сглаживание глобального рельефа.

С высотной и батиметрической дифференцированностью земной поверхности связана зональность ландшафтных сред, в которых осуществляется осадочный процесс. Они оказывают большое влияние на осадочные потоки, управляемые или направляемые воздействием гравитации, так же как на их стабилизацию с накоплением осадков, различающихся по составу и структурно-текстурным признакам в зависимости от локальных обстановок и изменчивого режима седиментации, что в глобальном масштабе показал Д. Горсляйн [31].

Наиболее резко на высотно-батиметрическом профиле осадкообразования проявлены континентальная, морская и глубоководно-океаническая ландшафтные среды с разными формами осадочного процесса и соответственно разными системами структурно-вещественных разновидностей осадков.

Континентальная поверхностная среда интегрирует источники сноса или участки генерации осадочного материала в результате процессов аэробного и метеорного выветривания и потоки этого материала в форме обломков, взвесей, растворов. Здесь фактор гравитации в перемещении осадочного материала, так же как его деструкция — дробление, истирание, растворение — проявляются наиболее эффективно и широко. В результате формируется соскальзывающий в сторону водных бассейнов покров из продуктов выветривания — земной *реголит*, в разной мере стабилизируемый почвообразованием, растительностью и локальными депоцентрами. Осадочный материал реголита дифференцируется прежде всего по структуре.

В водной среде морских бассейнов, связанных с континентальным шельфом, наиболее полно реализуются процессы физической и химической дифференциации осадочного материала, поступающего с суши, и генерируются биогенные карбонаты. Благодаря гидродинамической активности и придонной циркуляции морских вод осадочный материал перерабатывается, становясь морскими осадками с широким диапазоном структурно-вещественных разновидностей. Этому способствует конструктивный аспект морского осадконакопления, наиболее ярко выражающийся в возникновении устойчивых аккумулятивных форм, таких, как рифы и банки, в том числе связанные с улавливающим эффектом зарослей морских трав. Исследования под углом зрения секвентной стратиграфии раскрыли активную морфоструктурную роль шельфового осадконакопления, выражающуюся в аградации и проградации шельфовых платформ под влиянием относительного изменения уровня моря. В целом прибрежно-морские и шельфовые отложения в масштабе глобального осадочного процесса представляют *конструктолит*. На глобальном высотно-батиметрическом профиле в него трансформируется реголит.

В водной среде океанических впадин — конечных бассейнах глобального стока осадочного материала — пелагическая форма осадочного процесса отражается в формировании илов, различающихся прежде всего составом, в том числе вследствие минеральных преобразований и аутигенеза. Локальное развитие на океаническом дне эдафогенных грубообломочных осадков, скоплений железо-марганцевых стяжений, материала ледового разноса и т. п. лишь подчеркивает господство тонких илов, консистенция которых относительно мало изменяется на глубинах захоронения в десятки и даже сотни метров. В условиях огромного давления с его взвешивающим эффектом [21] и подвижности придонных вод, так же как при незначительности изменения физико-химических параметров среды от придонного водного слоя в глубь донных осадков основным фактором стабилизации илов в основании пограничного бентического слоя являются силы сцепления мельчайших минеральных частиц и слипания их агрегатов [7]. Систему глубоководных самосвязывающихся илов можно определить как *когезолит*, в

который трансформируется на глобальном высотно-батиметрическом профиле конструктолит.

Различия между реголитом, конструктолитом и когезолитом как осадочными системами, занимающими определенные ниши на глобальном высотно-батиметрическом профиле, предполагают изменчивую роль основных петрографических параметров осадков при их структурно-вещественном классифицировании.

Эта сторона проблемы создания глобальной классификации современных осадков рассмотрена путем сравнения ряда известных классификаций, выделяющихся объективностью и взаимосвязанностью. Среди них могут быть названы инженерно-геологические классификации осадков как рыхлых и мягких грунтов, рассматриваемых с петрографических позиций. По В. Д. Ломтадзе, грунты — «естественно-исторические образования земной коры, возникающие и изменяющиеся в неразрывном взаимодействии с окружающей естественной или искусственной средой» [16, с. 26]. Для рыхлых поверхностных осадков таковой является воздушная или водная среда земной поверхности. Практические задачи строительства обусловили богатейший опыт инженерной петрологии на суше, в частности на реголите.

Наиболее логично построенной структурно-вещественной классификацией современных морских осадков представляется классификация М. В. Кленовой [6]. Она тесно сопряжена с классификацией морских грунтов того же автора и создана в связи с построением карты грунтов Мирового океана. Классификация глубоководных осадков В. Бергера [29], базирующаяся на обширных материалах глубоководного океанического бурения, детализирует соответствующие звенья классификаций морских осадков, оставаясь вполне самостоятельной в раскрытии структурно-вещественных соотношений основных осадочных компонентов когезолита.

Классификации осадков как грунтов. Во всеобъемлющей и формализованной классификации ГОСТ 25100—82 грунты подразделяются на скальные, нескальные и искусственные. Рыхлые и мягкие поверхностные осадки составляют класс нескальных грунтов без жестких структурных связей. Эти грунты чрезвычайно разнообразны по гранулометрическим характеристикам, минеральному составу, соотношениям породных обломков и минеральных зерен или кристаллов, по структурным связям и агрегатному строению. Терригенные грунты могут быть в разной мере обогащены карбонатами, органическим веществом, солями. На состоянии грунтов отражаются условия их субаэральной экспозиции, обводненность, в том числе развитие на них почв и кор.

Широкий диапазон инженерно-геологических характеристик грунтов функционально связан с не менее широким диапазоном их седиментологических различий, что убедительно показано В. Д. Ломтадзе [16], выделившим инженерную петрологию в особую научную дисциплину. Рассмотрев различные аспекты грунтов, в том числе относящихся к элювию, делювию, коллювию, аллювию, озерным и эоловым образованиям, включая лёссовые грунты и пр., В. Д. Ломтадзе делает вывод в отношении рыхлых и мягких связных отложений, что «их образование в конечном итоге сводится к аккумуляции обломочного и тонкодисперсного осадочного материала, возникающего в результате физического и химического разрушения исходных горных пород» [16, с. 224]. Это соответствует представлению о реголите и вместе с тем определяет то, что основным обобщающим и классификационным признаком грунтов является структура.

Классификацию рыхлых и мягких грунтов составляет ряд разновидностей осадков от структурно грубых к тонким. Он осложняется введением, по существу, генетического типа — лёссового грунта, обводненных осадков — илов, почв и осадков,— особенности которых обусловлены органическим веществом. Однако это подчеркивает специфику земного реголита, в фор-

мировании которого важную роль играют и эоловый процесс, и вода как компонент поверхностной среды, и растительная жизнь.

В соответствии с ГОСТ 25100—82 грунты подразделяются на:

— валунный грунт, при преобладании неокатанных частиц — глыбовый (масса частиц крупнее 200 мм более 50%);
— галечный грунт, при преобладании неокатанных частиц — щебневатый (масса частиц крупнее 10 мм более 10%);
— гравийный грунт, при преобладании неокатанных частиц — дресвяный (масса частиц крупнее 2 мм более 50%);
— песок гравелистый (масса частиц крупнее 2 мм более 25%);
— песок крупный (масса частиц крупнее 0,5 мм более 50%);
— песок мелкий (масса частиц крупнее 0,1 мм более 75%);
— песок пылеватый (масса частиц крупнее 0,1 мм менее 75%);
— супеси (глинистых частиц <0,002 мм 10—1%);
— суглинки (глинистых частиц <0,002 мм 30—10%);
— глины (глинистых частиц <0,002 мм более 30%);
— лёссовый грунт;
— илы супесчаные, суглинистые, глинистые;
— сапропели;
— заторфованный песчаный грунт;
— заторфованные пылеватые и глинистые грунты;
— почвы щебнистые, дресвяные, песчаные, пылеватые, глинистые.

Приведенный классификационный ряд более всего относится к осадкам, развитым на континентальной поверхности. Царящие здесь процессы выветривания и дезинтеграции материала, слагающего субстраты, перенос образующихся продуктов и их стабилизация растительным покровом и локальными, часто эфемерными депоцентрами отражаются в структурной неупорядоченности покровных осадков. Вызревание этих осадков происходит в основном по мере размельчения и дезинтеграции частиц вплоть до мономинеральных зерен, становящихся ведущим компонентом в песках. Однако полифракционность рыхлых грунтов делает этот признак весьма относительным. Поэтому пески и алевриты характеризуются прежде всего по степени моно- или полиминеральности. Глины отличаются большей дифференцированностью по минеральному составу, по содержанию карбонатов (известковые глины и мергели) и по степени засоления.

Среди континентальных поверхностных отложений кроме терригенных, укладывающихся в схему механической дифференциации осадочного материала, и почв встречаются другие, достаточно разнообразные по составу осадки, в том числе карбонатные, галитовые, железные, фосфатные и т. п. Но это большей частью феномены, порожденные локальной геологической обстановкой. Их проявления инвариантны относительно определенного геологического времени, в том числе его нынешнего момента. Они рассматриваются в частных классификациях.

Таковы, например, травертины. Эти континентальные карбонатные образования, часто встречающиеся в виде построек, в своем происхождении тесно связаны с истечениями подземных углекислых, насыщенных карбонатами вод, циркулирующих через карбонатные толщи. С миграцией подземных вод через соляные толщи связаны некоторые солеродные внутренние водоемы.

Водные грунты достаточно специфичны. Седиментологический подход к их изучению мы находим в работах М. В. Кленовой [5, 6] — замечательного отечественного исследователя в области морской геологии. Предложенная ею классификация современных морских осадков как грунтов представляет классификационный ряд — от структурно грубых разновидностей к тончайшим (табл. XIII-1), и это также реальные осадки, представляющие большей честью смеси разных фракций.

М. В. Кленова акцентирует внимание на специфике состояния водонасыщенных современных морских осадков, наиболее эффективно проявляющихся у поверхностных илов, представляющих коагуляционные системы, имеющие в верхних горизонтах свойства жидкости. Таковы, например, сильнообводненные «жидкие илы» на Амазонском континентальном шельфе.

Таблица XIII-1

Классификация современных морских осадков (грунтов) [6]

Группы	Фракции и их размеры	Определяющая фракция (размер)	Количество определяющей фракции, %	Типы по механическому составу	Вещественный состав
Массивные (коренные породы)	Глыбы >100 см	—	—	Скала Плита Камень	Неизменные горные породы (гранит и др.)
Крупнообломочные (каменные отложения)	Валуны 100—10 см	<25 см	<30 30—50 >50	Валуны: крупные, средние, мелкие	Обломки пород
	Галька (окатанная) и щебень (угловатый) 10—1 см	<2,5 см	<30 30—50 >50	Галька (щебень): крупная, средняя, мелкая	
Отдельно-зернистые (гравийно-песчаные) отложения (осадки)	Гравий (хрящ) 1 см — 1 мм	<2,5 мм	<30 30—50 >50	Гравий: крупный, средний, мелкий	Обломки пород, редкие минеральные зерна
	Песок 1,0—0,1 мм	<0,25 мм	<30 30—50 >50	Песок: крупный, средний, мелкий	Минеральные зерна
Алевритово-илистые связные отложения (осадки)	Алеврит крупный 0,1—0,05 мм	<0,01 мм	<5 5—10	Пылеватый песок Илистый песок	Минеральные зерна и минералы глин
	Алеврит мелкий 0,05—0,01 мм		10—30	Песчанистый ил	Минералы глин
	Пелит < 0,01 мм		30—50 >50	Ил Глинистый ил	
Коллоидно-дисперсные осадки	Мелкий пелит: 1—0,1 мкм — субколлоидная, <0,1 мкм — коллоидная фракции	<0,1 мкм	—	—	Минералы глин

Это, по существу, высококонцентрированная алеврито-глинистая суспензия из продуктов континентального стока Амазонки, ведущая себя как самостоятельная осадочная сущность в осадочном процессе, характеризующаяся как относительной внутренней устойчивостью, так и подвижностью под влиянием вдольбереговых и приливно-отливных течений. Мощность этих илов достигает 7 м [32]. Из-под покрова жидких илов проступают более связные и устойчивые илы с несколько повышенной алеврито-песчаной примесью (по М. В. Кленовой, песчанистые илы).

Классификация морских отложений. В водной, прежде всего морской, среде с динамическими факторами осадкообразования интерферируют геохимические и биотические отложения, что отражается в широкой гамме разнообразных осадков, различие которых во многом, а часто и в основном, определяется вещественно-минеральным составом. Основываясь на процессах и факторах седиментации, М. В. Кленова [6] предложила матричную классификацию морских донных отложений по структуре и вещественному составу (табл. XIII-2).

Таблица XIII-2

Классификация морских донных отложений М. В. Кленовой [6]

Компоненты / Типы по механическому составу и по размерам	Крупнообломочные (каменные)			Гравийно-песчаные (несвязные)		Алеврито-илистые (связные)			
	Скалы, глыбы > 1,0 м	Валуны 100—1 см	Галька, щебень 10—1 см	Гравий, хрящ 10—1 мм	Песок 1,0—0,1 мм <5% частиц, <0,01 мм	Илистый песок 5—10% частиц <0,01 мм	Песчанистый ил 10—30% частиц <0,01 мм	Ил 30—50% частиц <0,01 мм	Глинистый ил 50% частиц <0,01 мм
А. Горные породы	Граниты, сиениты, габбро, другие изверженные породы, песчаники, известняки, кристаллические сланцы, слабосцементированные древние породы			—	—	—	—	—	—
Не связанные с современным осадкообразованием и их обломки	Глина	—	—	—	—	—	—	—	—
	Камень	—	—	—	—	—	—	—	—
Продукты разрушения горных пород — обломочный материал	—	Глиняные катуны	Глиняная галька	Гранитный (дресва), обломочный	Обломочный	—	—	—	—
Минеральные зерна: кварц, полевой шпат, слюда и другие породообразующие минералы	—	—	—	Кварцево-полевошпатовый	Кварцево-полевошпатовый, гранатовый, слюдистый и т. п.	Силикатный, кварцевый, слюдистый	Кварцевый, слюдистый	—	—
Минералы глин: гидрослюды, каолинит, монтмориллонит	—	—	—	—	—	—	—	Гидрослюдистый, каолинитовый	Каолинитовый, монтмориллонитовый
Б. Вулканический материал									
Лава	Плита, лавовый покров	Лавовые валуны	Вулканические бомбы, вулканическая галька	—	—		—	—	—

Продолжение табл. XIII-2

Компоненты / Типы по механическому составу и по размерам	Крупнообломочные (каменные)			Гравийно-песчаные (несвязные)		Алеврито-илистые (связные)			
	Скалы, глыбы > 1,0 м	Валуны 100—1 см	Галька, щебень 10—1 см	Гравий, хрящ 10—1 мм	Песок 1,0—0,1 мм <5% частиц, <0,01 мм	Илистый песок 5—10% частиц <0,01 мм	Песчанистый ил 10—30% частиц <0,01 мм	Ил 30—50% частиц <0,01 мм	Глинистый ил 50% частиц <0,01 мм
Обломки лавы, лавовая брекчия	—	—	—	Вулканический	—	—	—	—	—
Вулканический пепел	—	—	—	—	Вулканический (пепловый)	—	—	—	—
Вулканическое стекло	—	—	—	—	—	Вулканический		—	—
Монтмориллонит	—	—	—	—	—	—	—	Монтмориллонитовый	
В. Продукты современного осадкообразования									
Кремневые:									
губки кремневые	—	—	Губки	—	—	—	—	—	—
обломки кремневых губок				Кремнегубковый	Кремнегубковый				
иглы кремневых губок	—	—	—	—					
диатомовые	—	—	—	—	—	—	Диатомный		—
радиолярии	—	—	—	—	—	—	—	Радиоляриевый	
Железо-марганцевые:									
конкреции	—	Корки	Корки и конкреции	Ожелезненный	—	—	—	—	—
мелкие конкреции	—	—	—	—	Ожелезненный	—	—	—	—
зачаточные конкреции, ожелезненный налет на минеральных зернах	—	—			Железистый		—	—	—
минералы гидрооксидов железа и марганца	—	—	—	—	—	—	Железистый, марганцовистый		

Карбонатные (известковые):									
рифы	Коралловые, водорослевые, мшанковые	—	—	—	—	—	—	—	—
корки цементации	Плита	Корки цементации	Обломки, корки, литотамний	Обломки, литотамний	Обломки, литотамний				
коралл (литотамний)	—	—			—	—	—	—	—
ракуша крупная	—	—	Ракушка	—	—	—	—	—	—
ракуша мелкая и битая	—	—	—	Ракушечный		—	—	—	—
оолиты	—	—	—	Оолитовый		Ракушечный	—	—	—
остатки ракообразных, мшанок, птероподов, кораллов и других организмов	—	—	—	Коралловый, мшанковый	Птероподовый, коралловый	—	—	—	—
фораминиферы (глобигерины)	—	—	—	—	Фораминиферовый (глобигериновый)			Фораминиферовый	—
кокколиты	—	—	—	—	—	—	—	Кокколитофоридовый	
пелитоморфный карбонат	—	—	—	—	—	—	—	Карбонатный	
Фосфатные конкреции	—	—	Фосфориты	Фосфоритовый	—	—	—	—	—
Глауконит	—	—	—	—	Глауконитовый				

Это — уникальный пример системной матричной классификации осадков, накапливающихся по всему батиметрическому профилю Мирового океана. Она включает в себя их рыхлые, мягкие и сингенетически уплотненные разновидности. Классификация построена как вертикальная последовательность рядов разновидностей осадков, выделяемых по ведущему компоненту состава. Ряды отражают его осадкообразующую роль как функцию структуры — размерности осадков. Вертикальная последовательность рядов отвечает глобальному циклу седиментогенеза: от разрушения горных пород и вовлечения в осадочный процесс вулканического материала до био- и хемосинтеза.

Такая классификация, систематизирующая разнообразие морских осадков в зависимости от исходного материала и структуры, с позиции седиментологии представляется цельной и логичной. Ее логичность проистекает из того, что в нее заложена исповедовавшаяся М. В. Кленовой идея о главенстве механической дифференциации в осадкообразовании, происходящем в современных водоемах, наиболее полно обоснованная в монографии «Геология Баренцова моря» [5].

Подход М. В. Кленовой к классификации современных морских осадков вызвал активное неприятие со стороны ее оппонентов, прежде всего Н. М. Страхова и А. П. Лисицына, являвшихся авторами классификаций [3, 10, 22], целевых по своему назначению и содержанию, и в данном случае спор оказался не в пользу противников М. В. Кленовой.

Современные морские осадки выделяются в стратисфере очевидностью примата механической дифференциации при их формировании. Безусловно, что все процессы — физические, химические, биотические — совершаются в седиментогенезе интегрированно, и разорвать их взаимосвязь чаще всего очень трудно, как и отдать предпочтение тому или иному процессу в уже сформированных отложениях. Это очень хорошо видно на примере органогенно-обломочных осадков, быстро превращающихся на мелководном шельфе в плотную породу: уже геохимические и биохимические процессы сингенеза и раннего диагенеза изменяют ее минерально-вещественный состав и структуру.

Тем не менее в морских бассейнах механическая дифференциация как фактор седиментогенеза проявляется большей частью дискретно и локально. Внутрибассейновые источники сноса, так же как разнонаправленность и разновременность морских течений, обусловливают интерференцию потоков осадочного материала и флуктуацию их режима. В результате происходит интеграция осадочного материала разного петрографического качества. В этой связи классификация морских осадков М. В. Кленовой представляется несколько идеализированной, если исходить из ее же тезиса о сложности и противоречивости процесса осадкообразования [5].

Более реалистична, хотя в определенной степени эклектична и расплывчата, типизация донных осадков Атлантического океана, предложенная Е. М. Емельяновым, А. П. Лисицыным, А. В. Ильиным [23]. Ее ведущим критерием является размерность петрографических, скорее петрографо-генетических, разновидностей, в разной степени интегрированных друг в друге. Основной классификационной категорией здесь являются структурные типы, подразделяющиеся на разновидности того или иного состава.

Типизация донных осадков Атлантического океана, как и у М. В. Кленовой, начинается с коренных пород. Далее по порядку рассматриваются «валунные и гравийные осадки», среди которых выделены следующие разновидности: 1) обломочных гравийно-галечных плохо отсортированных отложений ледовой зоны; 2) биогенных гравийно-галечных отложений из остатков моллюсков, кораллов, известковых водорослей в аридных зонах; 3) вулканогенных гравийно-галечных отложений; 4) гравийно-галечных отложений из отсортированного и окатанного материала, встречающихся на малых глубинах прибрежных зон; 5) реликтовых (отмытых остаточных) гравийно-галечных отложений. Отметим, что последняя разновидность осад-

ков особенно интересна типичностью для современного историко-геологического этапа, характеризующегося частыми и значительными колебаниями уровня моря вследствие сменяющихся ледниковых и межледниковых стадий.

Тип «песков», встречающихся в Атлантическом океане от уреза воды до глубины 7100 м, включает разновидности терригенных, известковых, вулканокластических, гидрогетит-шамозит-глауконитовых, глауконитовых песчаных осадков. Терригенные пески различаются по гранулометрическому составу, степени окатанности, минеральным компонентам, а биогенные пески — по содержанию $CaCO_3$, роли тех или иных органических остатков, признакам хемогенности отдельных компонентов. В структурном классе «крупные алевриты» указаны разновидности: терригенные бескарбонатные; биогенные — известковые и сильноизвестковые; слабокремнистые — диатомовые; вулканокластические с обогащением железом (>5%), титаном, марганцем и фосфором; гидрогётит-шамозитовые; глауконитовые. Крупные алевриты являются одним из наименее распространенных типов донных осадков.

В отличие от них «илы мелкоалевритовые» распространены широко. Они дифференцируются на терригенные; биогенные — известковые и кремнистые; хемогенно-диагенетические — глауконитовые, гидрогётит-шамозитовые, вулканокластические; хемогенно-биогенные. Еще шире распространены «илы алеврито-пелитовые» — терригенные бескарбонатные; биогенные известковые; вулканокластические. «Пелитовые илы», развитые на глубинах более 400 м, включают в себя разновидности: терригенные бескарбонатные; терригенные слабоизвестковые; биогенные известковые; красные глубоководные глины.

Структурный принцип типизации морских осадков использовали для классификации глубоководных осадочных образований К. Пикеринг и др. [35], рассматривавшие их как литофации в непрерывном ряду: от переотложенного осадочного материала к осадкам, связанным с донными течениями, и затем к пелагическим нормально-осадочным илам. В качестве классификационных единиц ими выделялись гравийные осадки, алеврито-глинистые гравелиты и пески с галькой — пески — алевритовые пески, переслаивание песчаных и глинистых осадков — алевриты, алеврито-глинистые терригенные илы и переслаивание этих илов с алевритами — тонкие глинистые илы — хлидолитовые осадки — биогенные илы, гемипелагиты, хемогенные образования. Здесь в характеристику осадочных типов вводится текстурный признак, являющийся дополнительным признаком степени неупорядоченности — упорядоченности сложения осадков, которые, скорее, относятся к категории грунтов.

Рассматривая проблему классифицирования морских отложений, М. В. Кленова отмечала: «Для практических целей неважно, имеется ли в осадке 10 или 30% "аутигенного" кремнезема или биогенного кальцита, а важно уметь различать главнейшие типы и виды осадков, знать их свойства и обозначать их на русском языке» [6, с. 536]. Тем не менее практическое классифицирование осадков без конкретных границ по содержанию компонентов невозможно. Нужно также принимать во внимание и то обстоятельство, что если, как в классификации П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына, среди морских осадков (по содержанию ведущего компонента) выделяются кремнистые и карбонатные типы (>10%), железистые и глауконитовые (>5%), марганцовистые (>0,2%), за этим стоят огромный опыт практической работы и понимание осадочного процесса. Такое направление классифицирования осадков отражено в параграфе XIII-2 данной главы, написанном Ф. А. Щербаковым.

В рассмотренные классификационные схемы, отражающие систематику современных морских осадочных образований по структурно-вещественным параметрам, не укладываются осадки, формирующиеся как кристаллические массы. Это — прежде всего эвапориты, кристаллизующиеся через сгущение

рапы в результате возникновения специфической среды, пронизывающей и осадки. Рассолы генерируются как в изолированных бассейнах, так и в морфологически обособленных впадинах на морском дне, что наблюдается в Красном море, при особом стечении географических и геологических обстоятельств. Поэтому эвапориты в систематике современных осадков являются осадочными образованиями особого состава и свойств. К их же категории относятся осадочные образования гипергенного типа, такие, как кристаллический доломит замещения известняков (бич-роков), обнажающихся на берегах, открытых заплеску морских вод.

Категория осадков особого состава и свойств является, скорее всего, неизбежной особенностью системной классификации современных отложений.

Классификации глубоководных океанических илов. В глобальном процессе осадконакопления глубоководная седиментация в океанических впадинах, представляющих собой конечные бассейны стока, занимает особое место. Здесь на огромных пространствах накапливаются илы, основной фракцией которых является пелитовая. В глубоководных илах Тихого океана ее более 90% [11]. Сюда поступает лишь 7,8% речного твердого стока, и в формировании состава глубоководных осадков океана важную роль играет биодифференциация вещества через широко распространенные процессы поверхностной биопродукции, реализующейся в основном в форме $CaCO_3$ и аморфной SiO_2. Современные биогенные (более 50% биогенных компонентов) осадки занимают 39% площади океанического дна, а с учетом переходных разновидностей — 50%.

Столь же широко распространены глубоководные «полигенные» красные глины, тяготеющие к глубинам ниже уровня карбонатной компенсации. В Пенгвинском геологическом словаре 1972 г. они указываются как основной тип абиссальных отложений наряду с известковыми и кремниевыми оозами, которыми в англоязычной литературе традиционно называют илы, состоящие на 30% и более из скелетных остатков нано- и микроорганизмов.

Пелагические известковые оозы в качестве карбонатных компонентов содержат большей частью кокколиты и фораминиферы. Кремниевые компоненты представлены диатомеями, радиоляриями, спикулами, силикофлагеллатами. Соотношение карбонатности и глинистости в ряду оозы—пелагические глины контролируется процессами растворения карбонатов глубже лизоклина. В современном седиментогенезе эти процессы чрезвычайно важны и показательны, поскольку синтез карбоната Са в океане исключительно биотический. Кремниевая составляющая пелагических илов является функцией кремниевой биопродукции, отличающейся от карбонатной географической локализацией, а также процессов сингенеза и раннего диагенеза, приводящих к утрате части остатков кремниевых организмов. Особенности формирующихся глубоководных океанических осадков во многом определяются крайне низкими — сантиметры в тысячелетие — скоростями пелагической седиментации и окислительной средой у дна и в донных осадках.

По периферии абиссальных пространств гемипелагические алевритоглинистые осадки накапливаются с более высокими скоростями, характеризуются восстановительной средой минеральных преобразований и аутигенеза, возникновением глауконитов, хлоритов шамозитового типа, палыгорскитов и сепиолитов, железистых гидрослюд и т. п.

Состав гемипелагических осадков в большой мере определяется как гетерогенностью известковых и кремниевых компонентов, так и тем, что в их генезисе определенную, а иногда и доминирующую роль играла повышенная скорость накопления тех или иных компонентов, большей частью терригенных, а в случае карбонатов — аллохтонных.

Наиболее адекватна системе океанических донных илов классификация глубоководных осадков В. Бергера [29], воспроизведенная в русском переводе в частности у Д. К. Патрунова и Т. Н. Голубовской [19]. Чтобы выделить

Таблица XIII-3

Классификация глубоководных илов
По В. Бергеру [29] с изменениями и добавлениями

Содержание биогенных компонентов %		Содержание фракции >5 мкм среди материала терригенного, вулканогенного, неритового происхождения	
$CaCO_3$	SiO_2	Пелагические осадки <25%	Гемипелагические осадки >25%
<1	<1	Глина	Ил — терригенный, вулканогенный
1—10		Известковистая глина	Известковистый ил
10—30		Известковая глина	Известковый ил
30—70		Мергельный ооз	Мергельный ил — фораминиферовый, ианофоссилиевый...
>70		Меловой ооз	Меловой ил
<10	1—10	Слабокремнистая глина	Слабокремнистый ил
	10—30	Кремнистая глина	Кремнистый ил
	30—70	Кремниевый ооз	Кремниевый ил
	>70	Кремниевая земля	
10—30	1—30	Известково-кремнистая глина	Известково-кремнистый ил
>30	>30	Известково-кремниевый ооз	Известково-кремниевый ил

структурный аспект этой классификации, она модернизирована в матричную форму, что потребовало ее некоторой переработки (табл. XIII-3).

Классификация В. Бергера заслуживает внимания свой жизненностью на фоне устойчивого притока новых материалов по океаническим осадкам, в том числе современных. В ней вводится структура как классификационный параметр илов, позволяющий отразить многоплановость соотношений между основными вещественными компонентами осадков. Рассчитанная на весь спектр отложений, развитых в глубоководной области, эта классификация расширена разновидностями, приведенными списком,— своего рода образованиями особого состава и свойства. В их числе — доломиты, известняки, углеродистые осадки, сапропеллиты, окремненные породы. Отметим, что и в специализированных классификациях осадков, использовавшихся при обработке материалов глубоководного бурения, в качестве самостоятельных рассматриваются «необычные типы осадков». В целом такие классификации, трансформирующиеся в ходе исполнения проектов глубоководного и океанического бурения, имеют, скорее, номенклатурно-методическое значение, что хорошо видно из соответствующего раздела монографии Дж. П. Кеннета [4, с. 7—12].

Для современных донных осадков океанических глубин наиболее распространенными специфическими признаками являются цеолитизация и металлоносность. Дж. Кеннет предложил считать цеолитовыми наноилы при содержании в них цеолитов 25—50, наноцеолитами — 50—75, цеолититами — более 75%. При содержании цеолитов 10—25% можно указывать на их примесь к илам. И. О. Мурдмаа [17], опираясь на опыт российских исследователей, предлагает считать металлоносными осадки при содержании в них (Fe + Mn) ≥ 10%. Диапазон разновидностей этих осадков велик, и они различны в разных районах и обстановках их генерации, как это показано у Д. Кронена [8]. Характерно, что среди этих осадков встречаются обогащенные сульфидами, в частности во впадинах, заполненных горячими рассолами, в Красном море.

С точки зрения разнообразия состава глубоководных осадков интересна классификация, предложенная Л. Леклэром и М. Клоккиатти [34]. Это — формализованная классификация составов осадков, представленных биогенными — известковыми и кремниевыми,— аутигенными и терригенными компонентами. В ее основу положена пирамида с четырехугольным основанием. Вершины пирамиды соответствуют осадкам со 100%-ным содержанием карбонатного материала, оксидов и аутигенных минералов, органического вещества и сульфидов, биогенного кремнезема, терригенного материала. Соответственно выделяются карбонатные илы, которые могут быть обогащены биогенным кремнеземом, пиритом, терригенным материалом, оксидами и аморфными соединениями, органическим веществом; кремниевые илы и их разновидности, обогащенные оксидами и аморфными соединениями, карбонатами, органическим веществом, пиритом и т. п. В классификации находится место сапропелитам и черным сланцам, в разной мере обогащенным остатками кремниевых организмов и карбонатами.

Эта классификация ярко демонстрирует предрасположенность отложений океанических глубин к смешанности составов. Та же особенность отражена в «Схеме классификации нелитифицированных океанских осадков» И. О. Мурдмаа [17], где выделяются однокомпонентные (чистые) осадки с содержанием осадкообразующего компонента >70%, многокомпонентные (смешанные) с 30—70% двух или более компонентов, и особые типы осадочных образований.

Конкретную направленность на изучение донных океанических илов имеет классификация смешанных кремнисто-карбонатно-глинистых пелагических осадков, составленная Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [14] на материалах исследований в приэкваториальном радиоляриевом поясе Тихого океана. Компонентами смешанных осадков являются кремниевые остатки диатомей и радиолярий, карбонатные формы фораминифер и кокколитов и глины. Количественным «шагом» при выделении разновидностей осадков является 10—25%-ное содержание того или иного компонента. Выделяются смешанные кремнисто-глинистые осадки, включающие диатомово-радиоляриевые и радиоляриевые глинистые илы; смешанные глинисто-кремнистые осадки (глинисто-радиоляриевые и глинисто-диатомово-радиоляриевые илы); смешанные кремнисто-карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатно-кремнистые илы.

Система глобальной классификации современных осадков. Приведенные выше наиболее широкие классификации современных осадков, ориентированные на разные среды осадочного процесса, находятся в определенной соподчиненности. Наиболее общей является структурная классификация рыхлых и мягких грунтов, которая в седиментологическом отношении становится все более грубой и специализированной, когда применяется к морским и особенно глубоководным океаническим осадкам. Поэтому классификация грунтов в большей степени адекватна реголиту. Классификации морских осадков, составленные по связи минерально-вещественного состава со структурой, расплывчаты в частях, касающихся глубоководных океанических илов.

В результате система глобальной классификации современных осадков графически может быть показана сочетанием вложенных друг в друга окружностей с общей точкой соприкосновения (рис. XIII-1). Большая окружность соответствует грунтам, средняя — морским осадкам, меньшая — глубоководным океаническим илам как объектам структурно-вещественных классификаций, а ограниченные ими части пространства кругов — реголиту, конструктолиту и когезолиту.

Эта система из окружностей находится в еще большем по диаметру круге, обозначающем широкое развитие кор и поверхностей выветривания, по всему высотно-батиметрическому профилю, включая почвы Земли. Они различно проявлены в разных средах. С реголитом ассоциируются разного

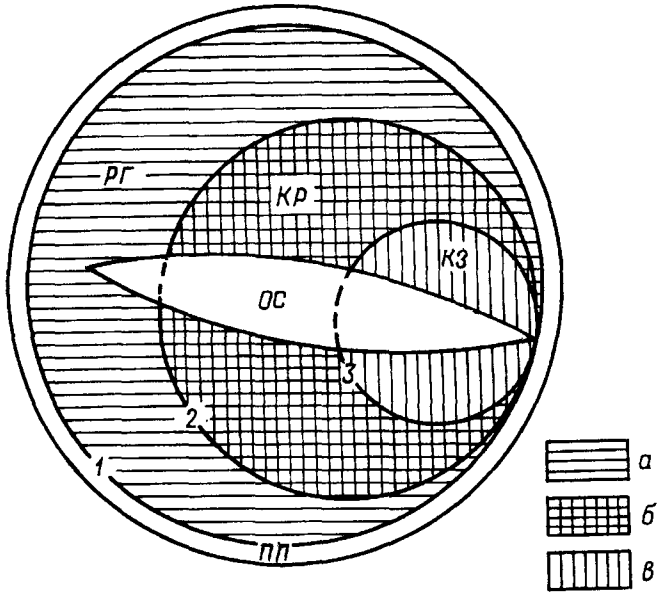


Рис. XIII-1. Система глобальной структурно-вещественной классификации современных осадков.

Ограничения полей классификаций: *1* — грунтов; *2* — морских осадков; *3* — глубоководных океанических илов. *Поля осадочных систем*: *РГ* — реголита; *КР* — конструктолита; *КЗ* — когезолита; *ОС* — поле осадков особых состава и свойств; *ПП* — поле панцирей, кор выветривания, почв; *а—в* — руководящие классификационные признаки: *а* — структурные, б — структурно-вещественные, *в* — минерально-вещественные.

рода панцири и почвы как результат процессов выветривания и воздействия растительного покрова, с конструктолитом — калькреты, долкреты, кремнистые, фосфатные и некоторые другие корки, возникающие при субаэральной экспозиции водных осадков и при остановках осадконакопления в остановках течений. На глубоководном дне аналогом почвы могут рассматриваться поверхностные горизонты развития красных, сильно обохренных осадков, которые, по В. Т. Фролову [24], можно определить как глубоководный хемоэлювий или терра-россу на глобигериновых и кокколитовых илах.

Картина была бы неполной без показа характерной для систематики современных осадков категории разновидностей особого состава и свойств. Это — прежде всего кристаллические осадочные массы эвапоритов или поверхностных пород, возникших в результате гипергенных процессов замещения, такие, как цеолититы и железо-марганцевые конкреции и коры в когезолите. Подобные образования обозначены полем, пересекающем на графике поля когезолита, конструктолита и реголита. Рис. XIII-1 отражает иерархичность классификационных категорий современных осадков и изменчивость основных петрографических классификационных признаков. В этом проявилось неравновесное состояние еще формирующейся осадочной системы относительно среды формирования. Эта система включает в себя осадочные образования с разным потенциалом фоссилизации и с разной устойчивостью петрографических характеристик сразу после отложения осадочного материала.

XIII-2. О КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЕ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

Основой практически всех классификаций и легенд к картам современных осадков морей и океанов, принятых в нашей стране за последние тридцать с лишним лет, была так называемая классификация Института океанологии, впервые изложенная П. Л. Безруковым и А. П. Лисицыным [3]. В ней, как известно, гранулометрические подразделения выделяются на основе десятичной гранулометрической шкалы, давно существующей в литологии (табл. XIII-4).

Большинство исследователей морских осадков до сих пор фактически придерживаются этой классификации по размеру частиц [9, 20, 22]. Пожалуй, лишь И. О. Мурдмаа [17] предлагает кроме вышеупомянутых фракций выделять силт—осадки с частицами размером 0,05—0,005 мм.

Отметим, что большинство исследователей, занимающихся литологией современных осадков морей и океанов, достаточно строго придерживается основного для литологии принципа наименования осадка по фракции, содержащейся в количестве 50% и более. Все фракции, присутствующие в меньшем количестве, рассматриваются как примеси и в наименовании осадка участвуют в виде прилагательных. В оценке содержания таких фракций и соответственно их роли и места в общем названии наблюдаются некоторые расхождения, однако можно выделить и некоторые общие тенденции.

Так, многие исследователи (автор в их числе) рассматривают осадки, содержащие основной компонент в количестве 70% и более, как однокомпонентные. Например, осадок, состоящий более чем на 70% из частиц пелитовой (<0,01 мм) размерности, именуется *ил глинистый* (табл. XIII-5), естественно, если такой осадок терригенный. В большинстве случаев при этом содержание собственно глинистых частиц (<0,001 мм) достигает 50% и более. Если в осадке присутствует второй компонент в количестве 30% и более, его название фигурирует как ближайшее к основному названию в виде прилагательного, например: *алевритово* (фракция 0,1—0,01 мм более 30%)-*глинистый* (фракция <0,01 мм более 50%) *ил* (табл. XIII-5), или *песчанистый* (>10%) *алевритово* (>30%)-*глинистый* (>50%) *ил*. Иногда при исследовании генетически и литологически однородных осадков в качестве однокомпонентных рассматривают осадки с содержанием основного компонента 80 и даже 90%, как, например, это сделано автором при составлении карты современных сугубо терригенных осадков Белого моря [28]. Более детально описанный выше подход к номенклатуре осадка по гранулометрическому составу отражен в табл. XIII-5.

Естественно, что в гранулометрической классификации современных осадков есть место и смешанным, в составе которых нет фракций, содержащихся в количестве 50% и более. Мы, как и многие другие авторы, считаем, что и в таких случаях надо называть осадок в порядке возрастания содержаний компонентов соответствующими прилагательными к слову осадок, например: *песчано* (~30%)-*алеврито* (~30%)-*илистый* (40%) *осадок*.

Таблица XIII-4

Главные гранулометрические подразделения обломочных осадков, мм

Гравий	Пески			Алевриты		Пелиты		
	Крупные	Средние	Мелкие	Крупные	Мелкие	Крупные	Мелкие	Тонкие
10—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001

Таблица XIII-5

Классификация по гранулометрическому составу и номенклатура современных морских осадков

Илы (>50% фракций <0,01 мм)
Глинистый ил (>70% фр. <0,01 мм)
Алевритово-глинистый ил (50—70% фр. <0,01 мм, остальное фр. 0,1—0,01 мм)
Песчанистый алевритово-глинистый ил (50—70% фр. <0,01 мм, остальное фр. 0,01—0,1 и 0,1—1,0 мм)
Песчанистый глинистый ил (50—70% фр. <0,01 мм, остальное фр. 0,01—0,1 и 0,1—1,0 мм)
Алевриты (>50% фракции 0,1—0,01 мм)
Алеврит (>70% фракции 0,1—0,01 мм)
Алеврит илистый (50—70% фр. 0,1—0,01 мм, остальиое фр. <0,01 мм)
Алеврит песчанистый (50—70% фр. 0,1—0,01 мм, остальное фр. 1—0,1 мм)
Алеврит песчано-илистый (50—70% фр. 0,1—0,01 мм, остальное фр. 0,1—1,0 и <0,01 мм)
Пески (>50% фракции 1—0,1 мм)
Пески (>70% фр. 1—0,1 мм)
Заиленный (илистый) песок (50—70% фр. 1—0,1 м, остальное фр. <0,01 мм)
Алевритово-илистый песок (50—70% фр. 1—0,1 мм, остальное фр. 0,1—0,01 и <0,01 мм)
Алевритистый песок (50—70% фр. 1—0,1 мм, остальное фр. 0,1—0,01 мм)
Смешанные по гранулометрическому составу осадки (Нет фракции >50%)
Песчано (30%)-алеврито (30%)-илистый (40%) осадок
Алевритово (25%)-илисто (35%)-песчаный (40%) осадок
Илисто (25%)-песчано (35%)-алевритовый (40%) осадок

В этом случае, да и в других случаях тоже, важно при составлении легенды к картам типов осадков указывать содержание каждого компонента в процентах. Наиболее наглядно такой подход был показан в книге Е. Ф. Шнюкова с соавторами по геологии Азовского моря [26], а ранее это предлагал Е. Н. Невесский [18].

Обратившись к классификации и номенклатуре современных осадков по вещественному составу и генезису, можно заметить, что среди исследователей морей и океанов гораздо меньше единодушия и больше отходов от единых литологических принципов. Это в первую очередь касается положения о том, что осадок относится к тому или иному литологическому типу в зависимости от содержания какого-либо компонента в количестве более 50%. Начало такому «вольному» подходу было положено еще в «основополагающей» классификации П. Л. Безрукова и А. Н. Лисицына 1960 г. [3], где, например, в качестве известковых выделялись осадки, содержащие 30—50% $CaCO_3$, а те, у которых содержание этого компонента было более 50%, назывались уже сильноизвестковыми. Еще бо́льшие отступления от основного 50%-ного критерия имели место при классификации осадков по содержанию аморфного, в основном биогенного, кремнезема. Эта тенденция сохраняется и сейчас, так как ряд авторов, в том числе и упомянутых монографий, называют кремнистыми осадки с содержанием SiO_2 аморфного менее 50 и даже менее 30%.

Все эти отступления объясняются стремлением многих исследователей в легендах и картах отразить роль указанных компонентов в составе

отложений, рассматривая при этом принятую ими классификацию как рабочую, пригодную для конкретного региона. В свое время, когда появилась классификация П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына, такое стремление объяснялось отчасти слабой изученностью осадков Мирового океана, что при опоре на принцип 50% могло привести к появлению на соответствующих картах огромных полей, занятых одним знаком, обозначающим лишь один литологический вид отложений.

Следует отметить, говоря о кремниевых осадках, одну тонкость в их классификации, которая связана с чисто техническими особенностями определения аморфного кремнезема. Как указывает М. А. Левитан [9], при химическом определении содержания этого компонента с применением горячей содовой вытяжки его количество несколько занижается из-за неизбежных потерь при анализе. В то же время при петрографическом исследовании образца в мазках путем подсчета под микроскопом остатков скелетов диатомовых водорослей в большинстве случаев содержание SiO_2 аморфного завышается, так как невозможно учесть все тончайшие полости скелета, не заполненные кремнеземом. Эти особенности определения содержания кремнезема в осадках побуждают авторов разных работ, пользовавшихся разными методиками, относить к кремниевым осадки, содержащие в одних случаях более 30% аморфного кремнезема [27], в других 50—70 и даже более 70% этого компонента [20].

Автор данного параграфа полагает, что, несмотря на существующие трудности, в том числе и аналитического плана, соблюдение принципа выделения и наименования осадка по компоненту, содержащемуся в количестве 50% и более, будет наиболее правильным. Это будет способствовать и общей унификации классификаций разных групп современных осадков, и сближению их с общепетрографической классификацией, принятой в литологии. Отмеченный принцип лег в основу выделения главных таксономических групп в предлагаемой нами классификации (табл. XIII-6).

Отмечая особенности предлагаемой классификации, подчеркнем прежде всего иерархический принцип ее построения. Самые крупные ее подразделения — литологические типы — выделяются по вещественному составу (литологические типы автора очерка более всего близки к надклассам общей систематики осадочных пород.— *В. Ш.*). Подразделение типов осадков производится по признакам, разным для разных типов. Силикатные естественно разделяются на две большие группы: обломочные, состоящие из неглинистых силикатных обломков пород и минералов, и глинистые, сложенные в основном глинистыми минералами; карбонатные и кремнистые объединяют группы отложений, отличающихся видовым составом слагающих их скелетных остатков бентосных и планктонных организмов. Среди карбонатных осадков, правда, может быть выделена группа отложений, представленных хемогенным микрокристаллическим карбонатом. Однако, вообще говоря, в современных морях и океанах процесс хемогенной садки вещества весьма ограничен и сосредоточен главным образом в лагунах и лиманах аридных областей. Нетрудно видеть, что все литологические классификации и прежде всего тех авторов, которые уже упоминались, в той или иной степени содержат элементы, указывающие на генезис осадка. Может быть, и не стоит стремиться «очистить» эти классификации от таких элементов. Они дополняют и уточняют в целом литологическую характеристику отложений. Мы думаем к тому же, что вряд ли можно создать реально действующую строго вещественную классификацию осадков.

Упомянутые выше группы литологических типов распадаются на более низком иерархическом уровне на конкретные литологические разности осадков, выделяемые по конкретным характеристикам их вещественного состава. Здесь мы, безусловно, стоим за выделение и наименование таких разностей, исходя из принципа 50%-ного и более содержания основного осадкообразующего компонента. Мы считаем целесообразным именовать

Таблица XIII-6

Примеры, демонстрирующие принципы классифицирования современных морских осадков по составу и структуре

Силикатные (> 50% силикатного материала)		Карбонатные (>50% $CaCO_3$)	Кремниевые (> 50% SiO_2 аморфного)
Обломочные (> 50% неглинистых обломков)	Глинистые (> 50% глинистых минералов)		
Кварцевые (> 70% кварца) пески	Смектитовые (> 70% смектита) глинистые илы	Ракушняки цельнораковинные и детритовые (> 70% $CaCO_3$)	Кремниевые (диатомовые > 70% SiO_2 аморфного) илы
Субаркозовые (>70% суммы кислых плагиоклазов, кварца и К-полевых шпатов) пески	Иллитовые (> 70% иллита) глинистые илы	Кокколитовые илы (> 70% $CaCO_3$)	Глинисто(>30%)-кремниевые (радиоляриевые > 50% SiO_2 аморфного) илы
Субграувакковые (>70% основных плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, кварца) пески	Смектито(30—40% смектита)-иллитовые (> 50% иллита) глинистые илы	Кокколитово(> 30% $CaCO_3$)-фораминиферовые (> 40% $CaCO_3$) алевритистые илы	Глинисто (> 30%)-кремниевые (диатомово > 50% SiO_2 аморфного) илы
Карбонатно (~ 30% ракушечного детрита)-кварцевые (> 50% кварца) пески	Карбонатно-кокколитово (~ 30%)-смектитово (~ 20%)-иллитовые (~ 50%) глинистые илы	Микрокристаллические (абиогенные) карбонатные (> 70% $CaCO_3$) илы	
Карбонатно(~ 30% ракушечного детрита)-полимиктовые (> 50% силикатных обломков) пески	Кремнисто-диатомово (~ 30%)-смектитово (~ 20%)-иллитовые (~ 50%) глинистые илы	Фораминиферовые алевриты, пески, илы (> 70% $CaCO_3$)	
		Кварцево(~ 40%)-фораминиферовые (> 50%) алевриты, пески, алевритистые илы	
		Кораллово-водорослевые известняки (> 70% $CaCO_3$)	
		Кораллово-водорослево-мшанковые известняки (> 70% $CaCO_3$)	
		Кораллово-детритово (~ 50% $CaCO_3$)-кварцевые (~ 50%) пески	
		Кварцево(~ 30%)-фораминиферово(>50% $CaCO_3$)-ракушечно-детритовые (~ 20% $CaCO_3$) известняки (бич-рок)	

Глауконитовые (> 50% глауконита)

Глауконитовые (> 70%) пески
Глауконитовые (> 70%) алевриты
Кремнисто(диатомово ~ 20%)-алевритово-илистый (~ 30%) глауконитовый (~ 50%) осадок

Смешанные

Карбонатно-фораминиферово (~ 30% $CaCO_3$)-кремнисто-диатомово (~ 30% SiO_2 аморфного)-алевритово-глинистые (силикатов ~ 40%) илы
Кораллово-фораминиферово (~ 40% $CaCO_3$)-песчанисто (~ 30% силикатного песка)-глинистые (~ 30% глинистых минералов) илы
Кремнисто-диатомово (~ 25% SiO_2 аморфного)-глауконитово (35%)-илистые (~ 40%) алевриты

тот или иной осадок только по названию этого компонента в том случае, когда его содержание превышает 70%. С точки зрения номенклатуры некоторые авторы [12, 17] предлагают, как уже упоминалось, считать эти отложения однокомпонентными. В случае, если в осадке содержится 50—70% осадкообразующего компонента, то все остальные компоненты приводятся в названии как примеси в форме прилагательных, отстоящих от основного названия тем дальше, чем меньше в осадке такого компонента. В общем мы считаем возможным при классификации современных морских осадков по вещественному составу основываться на тех же принципах, что и при составлении общей гранулометрической классификации. Точно так же поступили мы и в процессе выделения групп осадков, смешанных по вещественному составу. В последнюю помещались те из них, в составе которых не было ни одного компонента, содержащегося в количестве более 50%.

Комментируя далее прилагаемую классификационную таблицу и номенклатуру современных морских осадков, необходимо отметить, что в таблице представлены лишь самые крупные подразделения. Ясно, что на практике, если это возможно, необходимо указывать, например в легендах к картам осадков, и более дробные их подразделения. Так, если это пески, то естественно для преобладающей фракции необходимо отмечать в названии крупность песчаного материала: мелко-, средне-, крупнозернистые. То же самое относится и к алевриту, и пелиту. И еще надо отметить, что приведенные в таблице названия конкретных литологических разностей осадков представляют собой лишь примеры номенклатуры и, естественно, не исчерпывают всего возможного разнообразия составов. В приведенной классификации осадков по крупности частиц, как видно, опущены подразделения наиболее грубого, псефитового, состава. Это сделано потому, что никакой специфики в выделении псефитов среди современных осадков нет. Они классифицируются и называются так же, как и во всех других литологических классификациях.

Комментируя далее предлагаемые классификацию и номенклатуру современных морских осадков отметим, что в таблице классификации и номенклатуры по гранулометрическому составу (см. табл. XIII-5) отражены практически все основные литотипы осадков, а в таблице классификации осадков по вещественному составу (табл. XIII-6) в качестве примеров приведена лишь небольшая часть из всего огромного разнообразия различных по вещественному составу литотипов. Следует обратить внимание на выделение самостоятельной группы глауконитовых осадков. Исследования последних лет показали, что обогащенные этим минералом отложения широко распространены на шельфе и верхней части материкового склона Мирового океана. Глауконит составляет бóльшую часть аутигенных образований, возникающих в современных океанических осадках, особенно в условиях апвеллинга, в пределах материковых окраин. Наиболее высокое содержание глауконита >70% отмечено Н. В. Логвиненко и Е. А. Романкевичем [15] в осадках верхней части континентального склона Перу и Чили.

Своеобразие классификации и номенклатуры современных океанических осадков по вещественному составу заключается еще и в том, что большинство исследователей считает необходимым среди пелагических отложений центральных частей океанического дна выделять так называемые «особые» литологические типы глубоководных илов [17, 20]. Речь идет об отложениях, содержащих некоторые специфически океанические компоненты в количестве, меньшем 50%, однако существенным образом влияющих на общий характер и свойства осадков. К таким компонентам (табл. XIII-7) относятся образования, в значительной степени обогащенные аутигенными минералами и соединениями, такими, как цеолиты (главным образом филлипсит), железо-марганцевые конкреции, оксиды железа и марганца, аутигенный смектит, палагонит (продукт выветривания базальтовых вулканических стекол

подводных извержений) и некоторые другие. При этом считается целесообразным отмечать цеолитовую составляющую уже при содержании филлипсита в количестве, большем 10%. В некоторых случаях глубоководные красные глины, в которых в основном и накапливаются указанные компоненты, содержат 50% и более цеолитов. Такие отложения предложено [17] называть цеолититами. То же самое следует сказать и об оксидах железа и марганца, которые содержатся в количестве большем 10% в так называемых металлоносных илах. Значительное количество этих компонентов содержится, естественно, в составе железо-марганцевых конкреций и металлоносных корках, которые можно рассматривать уже как породы. Считается, что упомянутые выше аутигенные компоненты океанических глубоководных отложений в наибольшей степени обогащают так называемые эвпелагические илы (аналог классической красной глубоководной глины). Сходные осадки, но в заметной степени разбавленные терригенным, прежде всего глинистым, материалом предлагается называть миопелагическими [20].

Кроме охарактеризованных выше отложений, относящихся к особым литотипам океанических образований, в эту группу некоторые исследователи [17] включают так называемые сапропелевые осадки, содержащие свыше 10% органического вещества, что примерно соответствует 6% $C_{орг}$. Как правило, это — отложения приконтинентальных, даже шельфовых зон океана, где в областях действия региональных апвеллингов накапливаются сапропелевые илы с содержанием $C_{орг}$ до 20% (в пересчете на общее органическое вещество — 40% последнего). Такие же сапропелевые илы отлагаются и в некоторых внутренних морях, например в Средиземном и Черном.

К подобным описанным выше «особым» литотипам океанических осадков относятся отложения разного состава, обогащенные фосфатным веществом,

Таблица XIII-7

Особые литотипы океанических осадков и пород
(Выделяются по содержанию примесей в количестве > 10% в связи с определяющей их ролью в образовании характерных свойств осадков)

Цеолитово-глинистые	
Цеолитовые илы (> 10% филлипсита, остальное смектит и иллит)	Цеолититы (> 50% филлипсита, остальное смектит и другие компоненты)
Железо-марганцевые осадки и конкреции (Σ Fe, Mn > 10%)	
Конкреции и корки	Металлоносные илы
Сапропелевые осадки (> 10% органики, т. е. 6% $C_{орг}$, остальное кремнистое и глинистое вещество)	
Сапропелево (до 20% $C_{орг}$)-кремниевые алевритово-глинистые илы	
Сапропелево (до 20% $C_{орг}$)-глинистые илы	
Фосфатные осадки	
Фораминиферовые пески с фосфатными зернами (18,5% P_2O_5)	
Песчано-алеврито-илистый осадок с фосфатными зернами (4,8% P_2O_5)	
Алеврит с остатками диатомей и фосфатными зернами (1,91% P_2O_5)	
Алевритово-илистый песок с фосфатизированными фораминиферами и обломками раковин (0,85% P_2O_5)	
Мелкоалевритовые илы с фосфатным цементом (5% P_2O_5)	

представленным апатитоподобными [2] минералами, в частности карбонато-фторапатитом. По данным того же автора, содержание P_2O_5 в фосфатных зернах колеблется от 20 до 40%. Максимальное же содержание фосфата в фораминиферовых песках шельфа Перу и Чили достигает 18,5% [2]. Фосфатное вещество в современных осадках обычно представлено в виде отдельных зерен фосфатизированных копролитов, в формах заполнения раковин фораминифер и фосфатизации других органических остатков, а также в виде цемента в мелководных шельфовых осадках. В указанной сводке Г. Н. Батурина [2] показано, что процесс фосфоритонакопления и распространение соответствующих осадков связаны с областями региональных апвеллингов у берегов Юго-Западной и Западной Африки, Перу и Чили, а также у Калифорнийского и Атлантического побережий Северной Америки и у подводных гор. Все фосфатсодержащие осадки представляют собой отложения шельфа и верхней части материкового склона.

В заключение этого пояснительного текста к предлагаемым классификациям и номенклатуре современных морских осадков остается добавить, что эти классификации не охватывают отложений переходных. Имеются в виду отложения лагун, эстуариев, приливо-отливных равнин и дельт, обстановки осадконакопления в которых и сами осадки настолько своеобразны, что некоторыми исследователями выделяются в особую группу или ряд субаэрально-морских отложений, заслуживающих собственных классификаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Айбулатов Н. А., Щербаков Ф. А.* Лавинная седиментация на шельфе Черного моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989, № 12, с. 21—28.

2. *Батурин Г. Н.* Фосфориты на дне океана. М., Наука, 1978. 231 с.

3. *Безруков П. Л., Лисицын А. П.* Классификация осадков современных водоемов.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32, с. 3—14.

4. *Кеннет Дж. П.* Морская геология. В 2 т. М., Мир, 1987. Т. 1. 398 с., т. 2. 364 с.

5. *Кленова М. В.* Геология Баренцова моря. М., Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

6. *Кленова М. В.* Классификация современных морских отложений.— Океанология, 1963, 3, с. 527—537.

7. *Козлов С. А.* Изучение структурных особенностей глубоководных океанических отложений.— В кн.: Методы изучения физико-механических свойств донных отложений Мирового океана. Л., изд. ПГО «Севморгеология», 1989, с. 19—28.

8. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М., Мир, 1982. 392 с.

9. *Левитан М. А.* Палеоокеанология Индийского океана в мелу—неогене. М., Наука, 1992. 248 с.

10. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 437 с.

11. *Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. и др.* Гранулометрический состав осадков.— В кн.: Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане. В 2 кн. М., Наука, 1970, Кн. 2, с. 296—323.

12. *Лихт Ф. Р., Астахов А. С., Боцул А. И. и др.* Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.

13. *Логвиненко Н. В., Орлова Л. В.* О выделении и классификации смешанных кремнисто-карбонатно-глинистых осадков.— В кн.: Литология и литодинамика. СПб., Изд-во СПбУ, 1991, с. 88—89.

14. *Логвиненко Н. В., Волкова И. В., Розанов А. П.* К вопросу о генезисе вулканита в осадках Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 2, с. 5—13.

15. *Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Романкевич Е. А.* Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4, с. 15—27.

16. *Ломтадзе В. Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология, Л., Недра, 1970. 528 с.

17. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. М., Наука, 1987. 303 с.

18. *Невесский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., Наука, 1967. 255 с.

19. *Патрунов Д. К., Голубовская Т. Н.* Современное карбонатонакопление. Итоги науки и техники: Общая геология. Т. 7. М., изд. ВИНИТИ, 1976. 100 с.

20. *Свальнов В. Н.* Динамика пелагического литогенеза. М., Наука, 1991. 256 с.

21. *Соколов Б. А., Конюхов А. И.* Взвешивающий эффект — важный фактор осадконакопления в глубоководных условиях.— Вестн. МГУ Сер. геол., 1986, № 5, с. 67—75.

22. *Страхов Н. М.* К вопросу о классификации современных осадков морей и озер малой минерализации.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 3. 1963, № 3, с. 59—65.

23. *Типы* донных осадков Атлантического океана/Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В. Калининград, 1975. 578 с.
24. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М., Недра, 1984. 224 с.
25. *Шимкус К. М.* Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М., Наука, 1981. 240 с.
26. *Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко В. П. и др.* Геология Азовского моря. Киев, Наук. думка, 1974. 246 с.
27. *Щербаков Ф. А.* Генетические типы песков береговой зоны моря.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 118—131.
28. *Щербаков Ф. А., Семенова Н. Л.* Типы донных осадков и биоценозов центральной части Белого моря.— В кн.: Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М., Наука, 1990, с. 126—134.
29. *Berger W. H.* Deep-sea sedimentation.— In: The Geology of Continental Margins/ C. A. Burk, C. L. Drake (eds.)., Berlin e. a., 1974, p. 213—241.
30. *Gorsline D. S.* Fundamental of terrestrial sedimentology.— Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1966, 87, p. 311—312.
31. *Gorsline D. S.* Some thoughts on fine-grained sediment transport and deposition.— Sediment. Geol., 1984, 41, № 2—4, p. 113—130.
32. *Kineke G. C., Sternberg R. W.* Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf.— Mar. Geol., 1995, 125, № 3—4, p. 193—233.
33. *Kukal Zd.* Geology of recent sediments. Prague, Acad. Publ. House. Checosl. Acad. Sci. London-N. Y., Acad. Press, 1971. 490 p.
34. *Leclaire L., Clocchiatti M.* Nouvelle classification des dépôts pelagiques dans les bassings oceaniques.— 6-eme Reun. ann. sci. terre, Orsay, 1978. Paris, 1978, p. 238.
35. *Pickering K., Stow D. et al.* Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments.— Earth-Sci. Rev., 1986, 23, № 2, p. 75—174.
36. *The Penguin* dictionary of Geology/Whitten D. G. A., Brooks J. K. V. Harmonsworth Books, 1972, 520 p.
37. *Schwartzman D. W., Volk T.* Biotic enchancement of weathering and surface temperatures on Earth since the origin of life.— Geol. and Planet. Change, 1991, 4, № 4, p. 357—371.

Глава XIV. РАЗДЕЛ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метаморфизм — процесс приспособления горных пород без изменения их фазового состава к новым физико-химическим условиям среды обитания. В результате этого процесса осадочные породы в градиентном поле температуры, давления и концентрации ряда подвижных химических элементов постепенно теряют первичные особенности состава и строения, преобразуясь в новый петротип — метаморфические горные породы. Постепенность преобразований ведет к тому, что до определенного уровня, характерного для каждой горной породы, в ней сохраняются реликтовые признаки минерального состава, структуры и текстуры, позволяющие реставрировать исходную породу — эту группу обычно выделяют как метаморфизованные осадочные породы. Дальнейшие изменения могут полностью стереть эти первичные признаки — в этом случае формируются собственно метаморфические породы и происходит смена породных поколений [4].

Наиболее устойчивым признаком субстрата при любом уровне метаморфизма считается химический состав горной породы, что справедливо только в случае преобразований пород в закрытой системе, весьма редко встречающейся в природе и являющейся частным случаем метаморфо-метасоматической системы. Метаморфизм сопровождается значительным перераспределением вещества — летучих компонентов и прежде всего воды, в обилии содержащейся в осадочных породах. Удаление воды — прекрасного растворителя, безусловно, ведет к выносу целого ряда химических элементов, что определяет различие химического состава метаморфических пород и их осадочных аналогов. К тому же при региональном метаморфизме вместе с тепломассоносителем, инициирующим этот процесс, привносятся в систему эндогенные элементы, что также ведет к изменению химического состава субстрата. Поэтому при изучении метаморфических пород необходимо учитывать уровень метасоматических преобразований, дабы в систематику не попали представители другого класса пород — метасоматитов.

При разработке данной систематики нами принята модель субизохимического метаморфизма, популярная среди целого ряда ведущих петрографов [7]. К сожалению, этот не вполне корректный подход вынужден, так как с учетом метасоматических преобразований систематика пород потребует многомерного вариационного пространства, специальных средств изображения и анализа, не сопоставимых с существующими систематиками осадочных пород.

В процессе метаморфизма в породе протекают сложные химические реакции. Реагентоспособность горной породы определяется прежде всего двумя факторами: особенностью минерального состава как химически активной среды и размером зерен исходной породы. Энергия и анизотропия кристаллической решетки минералов определяет их устойчивость в поле вариации физико-химических условий метаморфизма. Одни минералы остаются неизменными практически в пределах всего поля этой вариации, например кварц или кальцит. Поэтому кварцевые песчаники или известняки при метаморфизме изменяют свою структуру и текстуру, но сохраняют первичный минеральный состав. Другие же минералы, особенно содержащие кристаллизационную воду, прежде всего глинистые, чутко реагируют на повышение температуры, и сложенные ими породы уже при слабом метаморфизме могут полностью изменить свой минеральный состав, причем иногда структурно-текстурные особенности этих пород являются даже более консервативным признаком субстрата.

Скорость химических реакций, в том числе и метаморфических, определяется свободной энергией поверхности зерен σ, пропорциональной их внутренней энергии $\Sigma\Delta E$, относимой к единице поверхности ds, т. е. $\sigma = \Sigma\Delta E/(ds)$. Площадь поверхности зерна является квадратичной функцией его поперечного размера (при аппроксимации к шару πD^2, к параллелепипеду — $a(ab+bc+ac)$ и к кубу $6a^2$), описываемой параболой $y=ax^2$. Поэтому скорость реакции параболически возрастает с уменьшением размера зерна, так реагентоспособность пелитов выше в миллионы раз по сравнению с песчаниками. По этой причине в слоистой толще осадочных пород с различной гранулометрической характеристикой наблюдается значительное различие уровня метаморфизма, особенно на низких ступенях преобразования. С усилением интенсивности метаморфизма эти различия постепенно нивелируются, к тому же в условиях низкого градиента p—T-параметров регионального метаморфизма градиент концентрации химических элементов в объеме всей преобразуемой толщи стремится к минимуму, что ведет к частичной гомогенизации системы и затушевыванию первичной слоистости.

Благодаря различной реагентоспособности пород наблюдается широкий диапазон достоверности реставрации их первичного состава. Например, в грубозернистых породах с валунной или галечно-гравийной структурой реликты ее сохраняются даже в глубокометаморфизованных аналогах, в то время как в породах с алевритовой или пелитовой структурой признаки ее исчезают даже при слабых метаморфических изменениях. В грубозернистых породах с тонкозернистым цементом различный уровень метаморфизма наблюдается в пределе одного слоя или даже штуфа.

В основу предлагаемой систематики метаморфических пород положен структурно-вещественный принцип, а классификация их относится к иерархическому типу и характеризуется неравноценностью — разнообразием — признаков таксонов разного ранга при четкой соподчиненности таксономических единиц [3]. Связующим звеном с осадочными породами нам служит их систематика, предложенная В. Н. Швановым [9].

Существенным недостатком большинства петрографических классификаций является нарушение системности признаков таксонов одного ранга. Не избежала этого недостатка и наиболее новая и совершенная классификация метаморфических пород [7]. Так, классы в ней выделяются то по

геолого-генетическому признаку — региональные и контактово-метасоматические, то по признаку наложенных процессов — метасоматические или гранитизированные; в таксоне «группа» доминирует то признак субстрата — метабазиты или метапелиты, то признак химизма — карбонатные или железистые и т. д. Особо следует остановиться на сомнительности выделения метасоматических и гранитизированных пород как таксона (класс или подтип) в классификации метаморфических пород. Во-первых, метасоматические породы наряду с магматическими или осадочными составляют самостоятельный петротип, а гранитизированные — рассматриваются либо как продукты щелочного метасоматоза с субэвтектическим экстремумом — тогда их надо относить к метасоматитам, либо как продукты анатексиса или синтексиса — тогда их надо рассматривать в группе магматических пород.

В предлагаемой нами классификации предпринята попытка выдержать системность в признаках таксонов одного ранга и уклониться от рассмотрения дискуссионных генетических концепций, сконцентрировав внимание на легко диагностируемых признаках структуры, текстуры и, прежде всего, парагенезиса новообразованных минералов. Мы не рассматриваем проблему присутствия в метаморфических породах реликтовых минералов и структур осадочных пород субстрата или присутствия в них инъекционных образований магматического типа — мигматитов. Подобные породы относятся к смешанному типу с присутствием одновременно двух поколений горных пород, что требует при их изучении специального системного подхода.

Классификация метаморфических пород по осадочному субстрату включает в себя ряд иерархизированных таксонов: тип, род, семейство, и вне иерархического положения находится таксон «класс» (табл. XIV-1 — см. вкладку в конце книги).

Тип.* Он включает все метаморфические породы независимо от их геолого-генетической позиции, вместе с тем критерием выделения типа горных пород остается их генезис. Объективным признаком метаморфических пород, отличающим их от магматических или осадочных, является кристаллобластическая структура метаморфитов. От осадочных пород они отличаются прежде всего кристаллическим сложением. Метаморфические и магматические породы в общем случае рассматриваются как продукты необратимых процессов с различной кинетикой. В метаморфических породах с низкими скоростями кристаллизации системы — перекристаллизация, грануляция и др.— возникают минеральные зерна с высокосимвольными гранями, обладающими низкой атомарной плотностью. В отличие от них в магматических породах, где минеральные зерна формируются в системе с высокими скоростями кристаллизации, они имеют простые грани с высокой атомарной плотностью [1]. Данное различие особенно важно в связи с конвергенцией минеральных парагенезов магматических и метаморфических пород: основные гранулиты — габброиды, гнейсы — граниты и др.

Подтип. В объеме типа метаморфических пород по геолого-генетическому признаку выделяются пять подтипов со структурно-текстурными доминантными признаками при инвариантном минеральном составе.

Подтип — продукты регионального (динамотермального) метаморфизма. Сюда относятся гнейсы, сланцы и другие, сформированные в условиях

---

* В общей систематике горных пород метаморфические породы отнесены к таксономическому уровню, называемому разделом. Раздел отвечает типу в терминологической системе, принятой автором данной главы. Авторская система наименований сохранена в тексте главы; очевидно, что она лишь частично увязана с номенклатурой осадочных пород. Содержательно таксономические единицы обеих систем между собой не скоррелированы, хотя связи здесь очевидны. Подразделения родов силикатных и карбонатных пород классификации В. В. Жданова (табл. XIV-1) могут быть выведены из классов силикалитов и карбонатолитов базовой систематики осадочных пород (табл. II-5).— *Прим. ред.*

аномального геотермического градиента, вызванного эндогенным тепломассопотоком и теплом экзотермических химических реакций минералообразования при конвективном характере теплопереноса в сочетании с интенсивными динамическими напряжениями. Для пород этого подтипа характерны гранобластовые структуры и преимущественно гнейсовидные, реже массивные или сланцеватые структуры.

Подтип — продукты контактового (термального) метаморфизма. К нему отнесены роговики, сформированные в условиях высокого локального геотермического градиента, вызванного теплом магматического тела при преимущественно кондуктивном теплопереносе и низких динамических напряжениях. Для контактово-метаморфических пород характерна роговиковая структура и массивная текстура.

Подтип — продукты дислокационного (динамо) метаморфизма. В него включены сланцы, сформированные в условиях нормального геотермического градиента и кондуктивного теплопереноса при интенсивных динамических напряжениях. Для этих пород характерна бластическая структура и сланцеватая текстура.

Подтип — тектониты или продукты зон тектонических нарушений. К нему отнесены породы, сформированные при высоких локальных напряжениях и низких температурах. Они характеризуются хорошо выраженной сланцеватостью — милониты — или же обладают массивной текстурой — катаклазиты.

Подтип — продукты ударного метаморфизма. В него включены тагамиты, зювиты и другие, возникающие в результате кратковременных динамических нагрузок при соударении малых космических тел с твердой поверхностью планеты — коптогенные породы. Для них характерны специфические импактные брекчиевые структуры, часто с признаками ударного плавления.

Около 80% объема метаморфических пород земной коры при многообразии подтипов все же составляют продукты регионального (динамотермального) метаморфизма, что позволило нам в предлагаемой классификации ограничиться рассмотрением только этого подтипа метаморфических пород.

Класс. Этот таксон выделяется по принципу физико-химических условий породообразования, выраженного через понятие минеральных фаций. Эскола — Коржинского. Единственным признаком минеральной фации является то, что независимо от способа кристаллизации горные породы одинакового химического состава сложены одинаковым минеральным парагенезом. Каждая минеральная фация охватывает определенный диапазон p—T-условий, ограниченный реакциями главных минеральных превращений.

В основу выделения минеральных фаций положены три постулата: 1) метаморфические реакции завершаются формированием равновесной минеральной ассоциации; 2) метаморфические реакции протекают в закрытой системе, 3) полученные экспериментальным и расчетным путем p—T-условия граничных минеральных реакций соответствуют реальным условиям изменения минерального парагенеза. Абсолютизация этих постулатов привела к кризису учения о минеральных фациях. С одной стороны, наблюдается гипертрофия фациальной систематики, когда выделяются многие десятки фаций и субфаций [8], с другой — существует тенденция вообще отказаться от понятия «метаморфические фации» [2, 7]. Вместе с тем сопоставление устойчивых, многократно повторяющихся минеральных парагенезов метаморфических пород одинакового химического состава отчетливо указывает на закономерную их смену в зависимости от интенсивности метаморфизма, что впервые отметил П. Эскола и подтвердила многолетняя геологическая практика. Следовательно, метаморфические фации — это объективная реальность и с учетом определенных граничных условий [5] фациальный анализ с успехом может быть применен при систематике метаморфических пород.

В предлагаемой систематике используется «классический» набор метаморфических фаций: зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и гранулитовая. Каждая фация отвечает самостоятельному классу метаморфических горных пород. Фации высоких давлений — глаукофан-сланцевая, эклогитовая — связаны с зонами локальных напряжений и могут не включаться в систематику регионально-метаморфических пород.

Необходимо подчеркнуть, что таксон «класс» в иерархическом отношении не соподчинен с другими таксонами данной классификации. Он является сквозным для всех эндогенных образований, что подчеркивается конвергентностью минеральных парагенезов магматических, метаморфических и метасоматических горных пород одной минеральной фации. Поэтому в отношении этого таксона данная классификация отходит в сторону комбинационного принципа, что хорошо видно в табл. XIV-1, где классы составляют горизонтальные ряды, рассекающие вертикальную иерархическую систему типа горных пород. При необходимости в соответствии с определением субфаций регионального метаморфизма могут быть выделены подклассы метаморфических пород; в приведенной здесь классификации этот таксон не используется. Региональный метаморфизм протекает при умеренных давлениях в диапазоне 4—8 кбар, причем не отмечается резкого нарастания этого параметра с усилением метаморфизма, в отличие от температуры, достигающей 700° С и в основном определяющей разнообразие минерального парагенеза различных классов.

Одной из слаборазработанных областей петрографии метаморфических пород остается номенклатура. При их обозначении фактически приходится манипулировать всего несколькими терминами, в какой-то мере обозначающими интенсивность преобразования субстрата. Чтобы не вводить дополнительный «шум» в номенклатурную проблему, мы для каждого класса из рода силикатных метаморфических пород сохраняем одно название: филлит, сланец, гнейс и гранулит; для бескварцевых пород в амфиболитовой фации используется термин «кристаллосланцы». Детализация этих названий проводится с помощью введения в них характеристического минерального состава: два-три названия минералов, например: гранат-биотитовый гнейс и др. От употребления специфических терминов, таких, как кинцигит, эвлизит, эрлан и другие, мы воздерживаемся в связи с неоднозначностью их определений.

Зеленосланцевый класс. Он является пограничным между образованиями зоны эпигенеза и собственно метаморфизмом, что создает некоторую эклектичность минеральных парагенезов. Зеленосланцевый метаморфизм протекает в диапазоне температуры 250—500° С, т. е. вблизи точки инверсии воды, и поэтому несет признаки гидротермального процесса (неустойчивость полевых шпатов). С другой стороны, на этой стадии преобразования пород отмечается их интенсивное обезвоживание: исчезают минералы, содержащие кристаллизационную воду, но широко развиты богатые гидроксилом. Нижний предел класса определяется по исчезновению в парагенезе гидрооксидов — гётита, диаспора,— глинистых минералов — иллита, смектита, вермикулита,— цеолитов, каолина. Верхний предел устанавливается по устойчивости хлорит-кварцевого парагенеза. В породах этого класса часто сохраняются реликты субстрата, что позволяет относить их к метаморфизованным образованиям определенного класса осадочных пород,— представляющего собой соединительное звено между двумя систематиками. Для зеленосланцевых пород характерны сланцеватая текстура и бластические — лепидо-, немато-, фибробластовая — структуры. Все они обозначаются общим термином «филлиты»*. Это — наиболее яркие

* В осадочной петрографии филлитами обычно называют породы зоны глубокого катагенеза — метагенеза; породы зеленосланцевой зоны принято называть метапелитами.— *Прим ред.*

представители класса — продукты метаморфизма глинистых сланцев. В грубо-крупнозернистых осадочных породах преобладает глинистый цемент, что определяет филлитовую составляющую метапесчаников, метагравелитов и др.

Эпидот-амфиболитовый класс. Породы этого класса формируются в диапазоне температур 500—600° С. В их минеральном парагенезе в обилии присутствуют гидроксилсодержащие минералы, но с невысоким содержанием группы (OH); устойчивы полевые шпаты, в том числе ассоциация кислого плагиоклаза и эпидота. Нижняя граница класса определяется по появлению альмандина — вместо хлорит-кварцевой ассоциации и силикатов алюминия: андалузита и ставролита — вместо хлоритоида. Верхняя граница — предел устойчивости кварц-мусковитовой ассоциации. Для пород класса характерны гранобластические структуры и сланцеватая или гнейсовидная текстура. Породы этого класса приводятся под общим термином «сланец», что не совсем верно, так как среди них широко распространены амфиболиты и гнейсы, но первые относятся к метамагматическим породам, а вторые обычно являются переходными к классу еще более метаморфизованных пород.

Амфиболитовый класс. Породообразующий диапазон температуры 600—700° С. Отмечается дальнейшее сокращение гидроксилсодержащих минералов, хотя амфиболы и биотит остаются типоморфными; силикаты алюминия представлены кианитом, устойчивы плагиоклазы любой основности. Нижняя граница класса проходит по равновесию эпидот—олигоклаз, а верхняя фиксируется равновесием пироксен+калишпат+кварц $\rightleftarrows$ гранат+биотит+амфибол. Для пород класса типичны гранобластические структуры и гнейсовидная или полосчатая текстура. Общее название пород класса — гнейсы, обычно двуполевошпатовые, их разновидностей — кварцито-гнейсы и плагиогнейсы.

Гранулитовый класс. Для него предполагается температурный диапазон от 700 до 1000° С. Минеральный парагенезис характеризуется отсутствием гидроксилсодержащих минералов; собственно их исчезновение служит показателем нижней границы класса. Верхняя граница класса примерно отвечает температуре плавления пород данного состава при давлении около 7—8 кбар. Типовыми минералами пород класса являются пироксены, гранат, полевые шпаты, силлиманит; их структура — преимущественно гранулитовая, а текстура — полосчатая, реже массивная. Общее название пород этого класса — гранулиты.

С уровня рода иерархическая классификация опирается на наиболее устойчивый признак метаморфических пород — их химический состав, реализованный в минеральном парагенезе.

Род. Этот таксон выделяется по признаку состава аниона главных породообразующих минералов парагенеза или по принципу «минеральной матрицы». Если сравнивать горные породы с твердым раствором, то этот принцип реализуется через понятие «растворитель». Среди метаморфических пород выделяются два рода: силикатный и карбонатный.

Подрод. Доминирующим признаком подрода является кислотность — основность метаморфических пород. Силикатный род включает в себя три подрода, показателями принадлежности к которым служит кварц-полевошпатовое отношение породообразующих минералов: а) существенно кварцевый — сиалиты — супрасиалиты; б) кварц-полевошпатовый — субсиалиты — субмафиты; в) бескварцевый — мафиты — супрамафиты. Среди метаосадочных пород преобладают породы подрода «а», субстратом которым служат кварцевые песчаники, кварцевые алевролиты, и подрода «б» — метаморфизованные олигомиктовые песчаники, аркозы, лититовые песчаники; подрод «в» распространен ограниченно и обычно связан с метаморфизмом вулканических пород. Карбонатный род включает в себя два подрода: а) собственно карбонатный (содержание карбонатов > 80%) и б) силикат-

но-карбонатный (до 30—40% породы составляют силикаты и алюмосиликаты: гранат, пироксен, полевой шпат и др.)

Семейство. Этот таксон определяется более тонкими химическими особенностями родовой ассоциации, демонстрируемой присутствием в породах определенных индекс-минералов. Семейства метаморфических пород частично коррелируются с классами осадочных пород. Например, в подроде кварц-полевошпатовых пород выделяются три семейства: а) основных алюмосиликатов (субстратом служат мергелистые породы, основные граувакки и аркозы) с амфиболом, пироксеном, эпидотом; б) высокоглиноземистых метапелитов с силикатами алюминия; в) низкоглиноземистых метапсаммитов с алюмосиликатами. В подроде кварцевых пород выделяются семейства: а) алюмокварцитов с силикатами и оксидами алюминия — андалузитом, кианитом, корундами и др.; б) ферроквацитов с оксидами железа — магнетитом, гематитом и др.; в) собственно кварцитов — субмономинеральных пород.

Подсемейство. Этот таксон выделяется по дополнительному признаку — химического состава группы пород определенного семейства. Например, для семейств метапсаммитов и метапелитов кварц-полевошпатового подрода весьма существенно содержание в породе калия, что обусловливает развитие микроклин-мусковитового парагенеза в богатом калием субстрате (иллитовые пелиты) или биотит-плагиоклазового парагенеза — в субстрате обедненном этим элементом (смектитовые пелиты). Выделения подсемейств в других таксонах рода силикатов и карбонатов нет необходимости.

Вид. В естественно-научной классификации вид является низшей и при этом главной таксономической единицей, для которой строится вся систематика. Выделение вида — это не классификационный прием, а объективное установление реально существующего факта. Однако среди признаков вида нет ни одного, который можно было бы использовать как естественный абсолютный видовой критерий. Один и тот же признак в различных группах пород может иметь совершенно различное таксономическое значение [6]. Поэтому для четкого различия в системе видов необходимо создать комплекс признаков. В петрографической систематике видом является горная порода, и в основу ее выделения положен комплексный структурно-вещественный признак статистически устойчивого минерального парагенеза, образованного в едином петрогенетическом процессе. В табл. XIV-1 вид располагается на пересечении иерархической системы структурно-вещественных признаков с признаком фации метаморфизма. Поэтому в конкретную ячейку может быть включено несколько видов одного семейства (подсемейства) в зависимости от видового химического разнообразия пород. Каждая элементарная ячейка содержит группу видов с названием по типовому представителю.

Подвид. Этот таксон выделяется в объеме вида по признаку вариации количественного отношения минералов (вариации химического состава в пределах вида) в границах видового парагенеза. Вид (подвид) состоит из индивидов — конкретных горных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бродская Р. А.* Термодинамические (кинетические) критерии формирования и эволюции структуры минеральных агрегатов.— ЗВМО, 1988, вып. 5, с. 623—632.

2. *Винклер Р. Х.* Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1980. 227 с.

3. *Жданов В. В., Кузьмин В. К.* Принципы систематики и классификации метаморфических горных пород/ЗВМО, 1991, вып. 4, с. 124—129.

4. *Жданов В. В., Беляев Г. М., Блюман Б. А. и др.* Региональные метаморфо-метасоматические формации. Л., Недра, 1983. 280 с.

5. *Жданов В. В., Петров Б. В., Блюман Б. А. и др.* Метаморфические формации. Л., Недра, 1986. 256 с.

6. *Завадский К. М.* Виды и видообразование. Л., Наука, 1968. 400 с.

7. *Классификация* и номенклатура метаморфических горных пород/Под ред. Н. Л. Добрецова, О. А. Богатикова, О. М. Розена, Новосибирск, 1992. 205 с.
8. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973. 375 с.
9. *Иванов В. Н.* Систематика осадочных пород. Таблица. СПб., Изд-во СПбУ. 1-е изд. 1991; 2-е изд. 1996.

Глава XV. ПЕРЕХОДНЫЕ — ВУЛКАНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Вулкано-осадочные породы составляют часть обломочных пород, классифицируются и изучаются в соответствии с общими принципами подразделения последних. Однако они имеют свои особенности, дающие основание рассмотреть их отдельно. Одной из них является традиция отделять их от «обычных», экзогенных, кластолитов и либо ставить рядом как равноценные, либо разделять более резко, исключая из осадочных и причленяя к вулканическим породам.

По источнику вещества вулкано-осадочные породы в основном или исключительно эндогенные, и как таковые они могут считаться вулканическими. Однако по способу и особенно по условиям отложения, т. е. по решающим критериям разделения эндогенных и экзогенных пород, они — осадочные образования [15, 18]. Вулканические компоненты по состоянию вещества делятся на твердые, жидкие и газовые, а по способу их поступления в зону осадкообразования — на эффузивные, эксплозивные и гидротермальные, что отвечает трем основным формам вулканизма. Они, естественно, и составляют три группы вулкано-осадочных пород.

Газовые компоненты растворяются в поверхностных водах или рассеиваются в атмосфере, почти полностью обезличиваются, не давая специфических накоплений, за исключением серы,— сульфулитов, образующихся при окислении в воздухе сероводорода и гравитационного осаждения элементарной серы на поверхности Земли.

Жидкие компоненты — растворы (ионные и коллоидные) соединений железа, марганца и других металлов, кремнезема, сульфатов, мышьяковых сульфидных и других веществ — дают концентрированные осадки, но большей частью также рассеиваются и обезличиваются в гидросфере и входят в состав чисто осадочных отложений. Концентрированные же гидротермальные осадки, образующиеся вблизи высачивания гидротерм: опалиты, лимонитовые каскады, сульфатолиты, отложения оксидов марганца, сульфидные накопления и др. — имеют настолько чисто осадочные текстурные и структурные черты, что никто и никогда их не причислял к вулканитам. Поэтому они классифицируются вместе с экзогенными хемолитами.

Морфологически более оформлены метасоматические образования, называемые по сходству механизма формирования вулканическим химическим элювием или вулканической корой выветривания. Это — *опалолиты, сульфулиты, каолинитолиты, колчеданные* и другие *сульфидные руды* и т. д. Ископаемые опалолиты — *вторичные кварциты* — хорошо изучены, так как к ним приурочены месторождения золота, серебра и ценных сульфидных руд. По минеральному составу — наличию сульфидов, парагенезу каолина с сульфатами и сульфидами и т. д. и по форме залегания — покровной, площадной, жильной и гнездовой — они отличаются от экзолитов. По существу же это — хемогенно-метасоматические вулкано-осадочные породы.

Накопления твердых вулканических продуктов превосходят по объему гидротермальные: это прежде всего туфы, а также лаво- и гиалокластиты, которые стали различаться в последние два-три десятилетия. В большинстве случаев их отличали от экзолитов того же компонентного состава и описывали как специфические горные породы — вулканические обломочные, или вулканокластолиты [18]. При тщательном и объективном изучении, однако,

оказывалось, что в качестве туфов нередко ошибочно описывались объективно неотличимые от них обычные экзогенно-обломочные вулканитовые песчаники или брекчии, что переводит понятие «вулканический туф» из петрографического в генетическое: пирокластический генезис таких слоев устанавливается чаще всего лишь предположительно, вероятностно, а это противопоказано петрографическим понятиям. Только некоторые слои довольно определенно по петрографическим, т. е. морфологически выраженным признакам, распознаются как туфы и их виды, что дает повод многим петрографам говорить о туфах как о петрографических понятиях — породах.

Вулканокластические породы делятся по способу образования на две группы: эффузивно-кластические и эксплозивно-кластические или туфы, а также на различные смешанные, гетерокомпонентные, породы.

Эффузивно-кластические породы. Их начали различать лишь 20—30 лет назад, а до этого они рассматривались как туфы, т. е. как образования эксплозивно-кластические. Среди них выделяют лавокласти́ты и гиалокласти́ты.

Лавокласти́ты впервые выделил Е. Ф. Малеев как «вулкано-кластические породы, образующиеся в результате дробления лавы после ее извержения» [10, с. 17]. В этом определении наиболее расплывчато слово «после», позволяющее широко понимать термин и отрывать образование обломочных осадочных накоплений от момента излияния лавы. Поэтому В. Т. Фролов рекомендует лавокласти́тами называть «эффузивно-осадочные накопления, возникшие в результате синхронной излиянию механической фрагментации периферии лавовых потоков или экструзивных куполов, отчленения от них преимущественно грубых фрагментов, смешения с окружающими осадками и последующей экзогенной цементации» [16, с. 51]. Они обычно описывались как «подушечные брекчии», «аквагенные брекчии», «аквагенные туфы» [2].

Лавокласти́ты обрамляют лавовые потоки, особенно базальтовые подводные в виде широких, в сотни метров, подковообразных шлейфов и, кроме того, подстилают и покрывают их. Их мощность 0,5—3,0 м, заполнитель — глинистый, известковый, песчаный, гиалокласти́товый, вероятно, и кремневый. Почти всегда это — псефиты, классифицируемые по размеру обломков на *грубо*-(от 2—3 до 1 м), *крупно*-(1—0,5 м), *средне*-(0,5—0,25 м) и *мелкоглыбовые* (0,25—0,1 м) и *щебенково-брекчиевые* (0,1—0,01 м). Чаще всего они слагаются обломками 0,8—0,2 м. Диагностическими признаками лавокласти́тов являются: 1) моновулканитовость; 2) свидетельства первичной пластичности (пластичное округление углов, сферичность сегментов лавовых подушек или шаров, изгибы и др.) и горячего состояния (обжиг вмещающего осадка, аргиллизация глин и т. д.); 3) конформность части обломков; 4) неполная разъединенность некоторых фрагментов лав, исключающая заметный перенос; 5) невыветрелость, отсутствие сортировки и слоистости, как и механического окатывания; 6) парагенез с лавами и гиалокласти́тами, обычно того же состава, а также отмеченные выше грубообломочность и экзогенный заполнитель.

Помимо гранулометрической классификации лавокласти́ты подразделяются по типу вулканитов на базальтовые, андезитовые, дацитовые и риолитовые, а также по составу экзогенного заполнителя.

Гиалокласти́ты выделены А. Ритманом в 1958 г. на Сицилии как подводные витрокластические вулканические туфы (аквагенные, или палагонитовые туфы), но вскоре, когда их начали обнаруживать почти везде, стало ясно, что в большинстве своем они образуются не при взрывной деятельности вулкана, а в результате своеобразной формы излияния лавы — пульверизации через трещины застывших корок (пульверизационные гиалокласти́ты) или при десквамации шаров вследствие термического шока от соприкосновения лавы с морской водой или льдом (десквамационные гиалокласти́ты). Таким образом, гиалокласти́ты би- или тригенетичны: они

и туфовые — *подводно-эксплозивные* — и эффузивные — *пульверизационные* и *десквамационные*.

Гранулометрически — это пески или дресвяники без сортировки, моновулканитового, точнее моновитрокластового, состава, неслоистые или с неясной слоистостью, без заметных признаков транспортировки, обычно темные, чаще всего палагонитизированные и глинизированные — превращенные в смектиты и хлориты. Стекло — сидеромелановое, прозрачное в шлифе, быстро гидратирующееся и превращающееся с поверхности или нацело в желтый аморфный минерал палагонит, который в свою очередь также довольно легко замещается образующимися в нем чешуйками смектитов или хлоритов, а также цеолитами. При полной глинизации гиалокласты узнаются по реликтовой, «теневой» шариковой или черепковой форме гиалокластитов. Классифицируются по размеру обломков, составу (базальтовые, очень редко андезитовые) и степени измененности. Помимо глинистых минералов часто по гиалокластам развиваются цеолиты, вплоть до образования гиалокластитовых цеолититов, с толщиной слоев дециметры — первые десятки метров.

Эксплозивно-кластические породы — туфы. Образуясь при взрывной форме извержения вулканов, они распространены во много раз шире эффузивно-кластических пород; формируют более мощные толщи (до 100 м и больше); разнообразнее по гранулометрии (от блоковых до алевритовых) и составу (от базальтов до риолитов); часто бывают смешанными и даже невулканитовыми (известняковыми, гранитными, гнейсовыми, метаморфитовыми и т. д. — в кимберлитах, маарах, грязевых вулканах). Петрографически они классифицируются по размеру пирокластов, их составу и кристалличности, степени смешанности, цементу, по форме обломков, вторичным изменениям и (уже в рамках генетической классификации) способам образования.

Первая классификация строится на учете размера обломков. Грубообломочные туфы обычно называют *агломератовыми*, более мелкие — *лапиллиевыми* (от лат. «лапилли» — камешки размером 5—1 см), среднеобломочные — *песчаными*, или *псаммитовыми* (2—0,05 мм), и тонкообломочные — *алевритовыми* (0,05—0,005 или 0,05—0,001 мм), а вместе с песчаными — обычно также *пепловыми*.

Вторая петрографическая классификация основывается на различии характера обломков: если это целые кусочки породы — туфы называются *литокластическими*, если — кристаллы (бывшие вкрапленниками в эффузивной породе) — *кристаллокластическими*, а если стекло — *витрокластическими*, в свою очередь подразделяющимися на *пемзокластовые*, *гиалокластические* и *собственно витрокластические*. Пемзокласты — куски пемзы, достигающие размера 1 м (в пемзовых агломератовых, или пирокластических потоках), представляют собой рваные, быстро окатывающиеся фрагменты вспененной риолитовой или дацитовой лавы с очень большой (до 80—90%) пористостью. Гиалокласты описаны выше, а собственно витрокласты — это «рогульки» кислого, среднего и реже основного стекла, обычно тонко- и мелкопесчаные (0,25—0,05 мм), крупноалевритовые (0,05—0,01 мм), которые уносятся на большие — сотни километров — расстояния от вулкана.

Третья петрографическая классификация, которую можно считать основной, строится на основе химико-минералогического состава вулканитов. Различают *туфы базальтовые* и *андезито-базальтовые*, т. е. основные (а в докембрии — и *ультраосновные*, например коматиитовые), *андезитовые* и *дацит-андезитовые*, которые называют средними или среднекислыми, и кислые (кремнекислые) — *дацитовые* и *риолитовые* (или липаритовые). Определить по пирокластам тип вулканита нетрудно (в шлифах и химическими анализами), и это легко осуществимо даже по кусочкам стекла иммерсионным методом — на основе закона прямой корреляции показателя светопреломления и химического состава (количества кремнезема, железа

и других элементов). Из туфов можно изготавливать искусственные стекла и измерять показатель преломления [14]. Поэтому определение химико-минералогического типа вулканита — объективно решаемая петрографическая задача.

Туфы классифицируются и по степени вторичных изменений: глинизации (хлоритизации, смектитизации, каолинитизации, иллитизации, палыгорскитизации и т. д.), цеолитизации, окремнению, латеритизации и т. д. Эти изменения, восстанавливаемые стадиальным анализом, начинаются на стадиях сингенеза, гальмиролиза, диагенеза и заканчиваются метаморфизмом, но нередко продолжаются при повторном гипергенезе — субаэральном выветривании латеритного или иного типа. При этом возникают разнообразные апотуфовые породы: глины, цеолититы, силициты, бокситы, железные руды и т. д.

Генетические классификации эксплозивно-кластических пород строятся с учетом результатов петрографического — литологического изучения, выделения петротипов и литотипов. В результате генетического анализа, который является интерпретационным, реконструирующим, истолковывающим исследованием, петротипы или литотипы относят к тем или иным генетическим типам вулкано-осадочных отложений. Для более успешной расшифровки генетического типа вулкано-осадочных пород разрабатываются генетические классификации [2, 10, 11, 12, 15, 19]. В настоящее время различают до семи-восьми самостоятельных генотипов вулкано-осадочных образований: отложения *пирокластических потоков*, например пемзовых; *шлаковые конусы*; *тефровые туфы*; *резургентные туфы* обрушения вулканопостроек — лавины обрушения или оползания; *притрубочные туфы*, например туфы кимберлитовые; *гидроэксплозивные* — мааровые и др.; *туфы направленного взрыва*; *грязевулканические туфы*. Гиалокластиты и лавокластиты можно рассматривать и как вулкано-осадочные образования эффузивного класса. Наконец, гидротермальному вулканизму отвечает образование вулканического элювия, подразделяющегося на подтипы. Отнесение конкретных петро- и литотипов к этим генетическим типам на основании диагностических признаков производится с разной степенью обоснованности, но всегда с той или иной долей условности. Поэтому-то генетические классификации не могут служить основанием научного знания.

Смешанные эндо-экзогенные породы. Поскольку даже чистые по составу и генезису вулкано-осадочные породы, для которых необходимым диагностическим признаком является несмешанность, чистота состава, или моновулканитовость, не всегда уверенно отделяются от экзокластических пород, сомнения в отнесении их разностей к вулкано-осадочным породам еще более усиливаются при смешанном составе фрагментов, например базальтовом и андезитовом; базальтовом, андезитовом и дацитовом и т. д. Ведь вулканокласты, точнее вулканитокласты, очень часто (если не чаще) бывают экзокластами, мобилизованными, например, морской абразией из лавовых и туфовых толщ на берегах островов. В смесях, где экзокласты представлены известняками, гранитами и другими невулканитовыми литокластами или кристаллокластами, легче разобраться в генетических типах компонентов. Однако и эти невулканокласты бывают пирокластами — и не только в грязевулканических туфах, но и в притрубочных брекчиях, нередко нацело известняковых, в мааровых отложениях, резургентных и даже шлакоконусовых туфах, в которых они мобилизуются из фундамента вулкана.

Попытки разобраться в смесях пирокластических и экзокластических компонентов предпринимались более 60 лет назад. Одну из первых в России классификаций разработал Е. Т. Шаталов [21], разделивший 0—100%-ные смеси на четыре класса: *туфы* (примеси экзокластов 0—25%), *туффиты* (экзопримеси 25—50%), *туфопесчаники* и другие «туфоосадочные» породы (примесью становится пирокластика 50—25%) и, наконец, обычные *экзогенные породы* (пирокластов 25—0%). Более 20 лет эта классификация была единственной и широко применялась, пока в 60-е годы более глубокое

изучение вулкано-обломочных пород не обнаружило ее искусственность: необоснованность и невозможность количественных критериев для разделения по существу генетических понятий, алогичность выделения туфопесчаников и других «туфо-осадочных» пород, трудности отнесения обломков к пиро- или экзокластам.

За десятилетие 1959—1969 гг. было предложено не менее 10 классификаций: почти каждый работавший в этой области считал своим долгом «отметиться» в классификационном буме по вулкано-осадочным породам [1, 5, 6, 9, 15 и др.]. Активно работала и международная комиссия по пирокластам в Цюрихе [22, 23, 24].

В основе предложенных схем, как и в их обобщениях, оставалась классификация Е. Т. Шаталова 1937 г., которая детализировалась и уточнялась, а границы подразделений сдвигались в ту или иную сторону. Поэтому, не приводя множество классификационных таблиц, рассмотрим итоговую (табл. XV-1), созданную десятью авторами, составившими специальную комиссию Всесоюзного вулканологического совещания в Ереване [6]. Классификация построена на основе гранулометрии (ордината) и генетических групп (абсцисса). В гранулометрической шкале лишь одна граница 30 мм между брекчиями и лапиллями осталась иррациональной, так как нигде лапилли не ограничивались этой цифрой. Ее необходимо сдвинуть до 50 мм, и тогда будет полная унификация с гранулометрической шкалой в литологии. Разбиение же по соотношению пирокластических и «чуждых», не пирокластических, а экзокластических, обломков улучшено лишь в одном случае: туфы должны быть чистыми, без существенной (<10%) примеси чуждых обломков. Но как отличить чуждые от нечуждых? У авторов осталась наивная вера в такую возможность или они делали лишь формальную классификацию, не применимую на практике и обрекающую геолога на произвольное навешивание генетических ярлыков?

Дальнейшую работу над классификацией проделали Е. Ф. Малеев и др. [11, 12], а затем продолжили авторы данной главы [19, 20]. Необходимо было прежде всего определить основные понятия — туф, туффит, тефроид, вулканотерригенные породы.

Туф (от лат. tofus). С античных времен в Южной Италии так называли горные породы вулканического происхождения, скорее всего, нелитоидного облика. В. Ф. Козицкий в 1848 г. определял туф как «горную породу, образовавшуюся из твердых продуктов вулканических извержений: пепла, песка, лапиллей, бомб, обломков горных пород невулканического происхождения и других, впоследствии уплотненных и сцементированных [3, т. 2, с. 328]. Так же определял туф Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1888 г., а позднее, в «Петрографическом словаре» добавил «и из отложений грязевых потоков». Определение оказывается противоречивым: называется туф горной породой, а определяется как генетический тип; подобное определение, противоречащее элементарной логике, не может быть принято.

Выход из противоречия может быть найден только в разделении понятий на петрографические и генетические [15, 16, 17, 18], в разработке отдельных рядов терминов и классификаций. Давно установлено, что между петрографическим или литологическим типом, с одной стороны, и генетическим типом, тем более фацией,— с другой, нет однозначной корреляции: одна и та же порода генетически может быть самой разной, и наоборот, один и тот же генетический тип (=способ образования) приводит часто к накоплению разных осадков, пород и отложений. Конвергенция признаков — одна из главнейших сторон геологических объектов, а многие разработчики классификаций забывают об этом.

Туф вулканический — не порода, а генетический тип отложений. К туфам следует относить непереотложенные после первичного накопления твердые продукты вулканических эксплозий. Кроме способа мобилизации (взрывов в вулкане), транспортировки (главным образом по воздуху и взвешенно вблизи земной поверхности, иногда в воде на небольших глубинах) и отложения (гравитационного) в понятии «туф» ничего другого не содер-

жится. По составу как породы туфы могут быть почти любыми, и хотя чаще всего бывают вулканитовыми, даже в большинстве своем моновулканитовыми, нередки поливулканитовые и просто невулканитовые, сложенные известняками и другими осадочными породами, гнейсами и другими метаморфическими породами и т. д. Но точно такими же бывают и экзокластолиты, генетически относящиеся к обвальным и иным коллювиальным, аллювиальным, пролювиальным, прибойным, турбидитным и другим механогенным отложениям. Все эти кластолиты, которые могут в результате сложного генетического анализа оказаться туфами или экзолитами, должны описываться просто как *кластолиты*, без генетических наименований.

Гранулометрически породы, представляющие собой туфы, также любые — от *глыбовых* до *алевритовых*, но не пелитовых: 0,001 мм — вероятный предел эксплозивного дробления твердого материала или распыления жидкой лавы. Не ограничен, таким образом, «туф» и второй петрографической стороной — структурой, за исключением одной, но самой общей — обломочной. Но эту структуру имеет не менее 80% всех осадочных пород и большая часть вулканических.

Почти нет ограничений туфов и по обстановкам («фациям») накопления: они, как истинные космополиты, могут отлагаться и отлагаются на любом квадратном сантиметре земной поверхности или морского дна. Однако «выжить», т. е. сохраниться в разрезе, туфы могут в относительно спокойных динамических условиях, что определяется размером обломков и массой осаждающейся пирокластики. На крутых склонах, в русле реки, в прибойной или активно-флювиальной зоне, так же как при перевевании тефра переоткладывается и исчезает, а ее компоненты включаются в состав экзокластолитов.

Если туф — не порода, а генетический тип отложения, то нельзя описывать разрезы с использованием этого термина, как нельзя в разрезе описывать слои, именуя их «аллювий», «делювий» и т. д.; надо выделять пески, песчаники, конгломераты и т. д., т. е. породы (хотя в начале века выделялись слои и под генетическими наименованиями). Даже современные, сформировавшиеся на глазах исследователя, т. е. очевидные, туфы надо описывать как песок, пыль, щебень и т. д. с признаками состава, структуры, текстуры и др., а в конце можно добавить: «генетически туф тефровый» или «туф резургентный» и т. д. Тем более это относится к более древним, которые мы видим только в разрезах, иногда единичных, когда нет возможности применением фациального анализа, подтвердить или отвергнуть первые генетические догадки.

Таким образом, мы не находим ни одного однозначного диагностического признака туфа. К выводу о туфовой природе того или иного слоя приходят по комплексу признаков, из которых часто более «весомым» оказывается не собственный облик, а то, как, например, выглядит этот подозреваемый на туф слой среди смежных слоев: если он экзотичен, то, скорее всего, это туф. Но этот метод «не работает» в вулканитовых толщах. Приходится искать другие генетические признаки, но это задача уже генетического анализа, который не входит в программу разработки петрографических классификаций.

Туффит (tuffite). В геологию ввел О. Мюгге в 1893 г. для смешанных пород (осадочно-пирокластических), в которых преобладают пирокласты (50—90%). Хотя такое смешение происходит часто, но установить, какие из компонентов — пирокласты, а какие — седикласты, в большинстве случаев уверенно не удается. Поэтому нельзя без недоверия относиться к работам, где описываются туффиты. Этот термин не используется даже в немецкой литературе, где он появился и его долго употребляли. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в «Петрографическом словаре» 1937 г. туффитами называл вулканические слоистые и отчасти сортированные песчаники. Это уже иное толкование, которое можно развивать.

Авторы главы [19] предложили называть туффитами умеренно перемытые туфы, обычно представляющие собой переотложенную тефру, в

Размеры обломков, мм	Вулканические породы								
	Лавокластические		Пирокластические						
	Обломки и цемент		Без существенной примеси				Чуждых обломков < 50%		
	одного состава	разных состава и структур	Рыхлые		Литифицированные		Рыхлые	Литифицированные: Спекшиеся	Литифицированные: Цементированные
> 200	Глыбовая брекчиевая лава	Глыбовая агломератовая лава (кластолава)	Вулканические глыбы и бомбы	Глыбовый вулканический агломерат	Глыбовый агглютинат	Глыбовый агломератовый туф	Глыбовые: ксеноагломерат	Глыбовые: спекшийся ксеноагломерат	Глыбовые: агломератовый ксенотуф
30—200	Брекчиевая лава	Агломератовая лава (кластолава)		Вулканический агломерат	Агглютинат	Агломерат, глыбовый туф (вулкан. брекчия)	Ксеноагломерат спекшийся		Агломератовый ксенотуф
10—30			Лапилли		Туфы-игнимбриты	Лапиллиевый туф	—	—	Лапиллиевый ксенотуф
2—10	Туфолавы (кластолавы)		Вулканический гравий			Крупнообломочный (гравийный) туф			Крупнообломочный (гравийный) ксенотуф
0,1—2			Вулканический пепел сваренный и спекшийся		Вулканический песок	Среднеобломочный (псаммитовый) туф	Пепловый туф	—	Среднеобломочный (псаммитовый) ксенотуф
0,01—0,1					Вулканическая пыль	Мелкообломочный (алевритовый) туф		—	Мелкообломочный (алевритовый) ксенотуф
< 0,01						Тонкообломочный (пелитовый) туф			

Таблица XV-1

обломочных горных пород [6]

Вулкано-осадочные породы							
Осадочно-пирокластовые		Пирокласто-осадочные			Вулканотерригенные		
Осадочного материала < 50%		Пирокластического материала < 50%			Из переотложенного пирокластического и другого материала		
Рыхлые	Литифицированные	Рыхлые	Литифицированные		Рыхлые	Литифицированные	
			Окатанные	Неокатанные		Окатанные	Неокатанные
Глыбовые			Валунный туфоконгломерат	Глыбовая брекчия с туфовым материалом	Вулканомиктовые		
туффитовый агломерат	агломератовый туффит (крупноглыбовый туффит)				валуны, глыбы	валунный конгломерат	глыбовая брекчия
Туффитовый агломерат	Агломератовый туффит (глыбовый туффит)	Туфовые			Вулканомиктовые		
		щебень, галечник	конгломерат	брекчия с туфовым материалом	галечник, щебень	конгломерат	брекчия
—	Лапиллиевый туффит						
Туффитовый гравий	Крупнообломочный (гравийный) туффит	Туфогравий	Туфогравелит		Вулканомиктовые		
					гравий	гравелит	
Туффитовый песок	Среднеобломочный (псаммитовый) туффит	Туфопесок	Туфопесчаник		Вулканомиктовые		
					песок	песчаник	
	Мелкообломочный (алевритовый) туффит	Туфоалеврит	Туфоалевролит		Вулканомиктовые		
					алевролит	алевролит	
	Тонкообломочный (пелитовый) туффит	Туфопелит	Туфоаргиллит				

которых сохраняются некоторые признаки недавнего (дни—годы—тысячелетия) извержения, но они уже слоистые, сортированные, т. е. примерно такие, как понимал туффиты Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Это понимание туффитов — тоже генетическое, но как таковое оно менее вредно. Описываются же и изучаются породы: песчаники, гравелиты и другие, которые могут подозреваться и на туффитовость, что и отмечается в заключении описания.

Предлагаемое понимание туффитов в какой-то степени дублирует понятие *тефроиды*. Последние, как и туфы, имеют чистый, несмешанный пирокластический состав, но с признаками перемывания и окатывания пирокластов [4, 6]. От туффитов их отличает отсутствие нетуфовой примеси, но это не принципиальное различие: основной материал один и тот же — пирокласт, а степень его разбавления при переотложении уже не очень значима и может быть разной. Их объединяет главное — оторванность от акта извержения. Все это делает термины «туффиты» и «тефроиды» в значительной мере синонимами, и один из них становится лишним.

Тефроиды или, что то же самое, тефрогенные песчаники, алевролиты и т. д., можно понимать как терригенные, эдафогенные, техногенные и другие породы, выделяемые не по способу образования, а по источникам материала, т. е. по генетическим типам компонентов. Это переводит тефроиды на другой, минеральный, уровень, и конкуренцию терминов «туффиты» и «тефроиды» разрешает мирно. Такой понятийный развод позволяет даже совместно употреблять оба термина, но лишь в форме прилагательных, например: песчаник вероятно туффитовый, базальтовый, с небольшой (10—15%) примесью других обломков, т. е. близкий к тефроиду (тефрогенному песчанику), с некоторой окатанностью пирокластов... Такой песчаник в геологическом масштабе времени все же можно рассматривать как свидетельство эксплозии.

В кратком заключении можно рекомендовать изучать, описывать и классифицировать вулкано-осадочные породы как обычные горные породы, называя их по преобладающему минеральному или компонентному составу и структуре. Никаких особых петрографических классификаций вулкано-осадочных пород не требуется. Это, наконец, избавляет геолога, литолога и петрографа от произвольного навешивания генетических ярлыков и ставит изучение горных пород в равные условия. На такой общей методической базе появляется возможность сравнительного анализа и нахождения общих и различных признаков и свойств, что помогает более глубокому познанию состава, строения и происхождения пород.

Параллельно с объективной петрографической документацией, т. е. практически с самого первого знакомства с породой и с начала изучения и описания, геолог пытается понять природу объекта, его генезис, прежде всего ответить на вопрос: каким способом порода образовалась (т. е. какого она генетического типа), а затем — в каких условиях происходило накопление вещества, из каких источников мобилизован материал и что происходило после его накопления. Догадка о генетических типах пород и отложений и ту или иную их обоснованность лучше давать в заключение петрографического описания, как его итог и истолкование.

ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ ПО ВУЛКАНО-ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ

БОМБЫ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ — пирокласты обычно крупнее 5 см, выброшенные эксплозивным извержением вулкана из кратера в воздух и гравитационно отложенные на склонах шлакового конуса или вблизи него, по форме веретеновидные вследствие вращения пластичных рваных лавовых фрагментов, фигурные и неправильные, угловатые, часто иного состава по сравнению с извергающейся лавой.

ВИТРОКЛАСТЫ — обломки вулканического стекла рогульчатой или неправильной рваной формы, обычно песчаной, алевритовой, реже дресвяной размерности, как правило, пирокластовые, реже экзокластовые.

ВИТРОКЛАСТОЛИТЫ — осадки или породы существенно витрокластового состава, включающего и пемзокластолиты, и, возможно, гиалокластолиты (гиалокласты).

ВУЛКАНИТЫ (термин В. Т. Фролова, 1968 г.) — все горные породы вулканического состава (эффузивные, эксплозивные или эпикластовые, в частности экзокластовые) или их фрагменты (обломки).

ВУЛКАНОЛИТЫ — вулканические горные породы: лавовые, обломочные и доказанно вулкано-гидротермные (гидротермолиты).

ВУЛКАНОКЛАСТОЛИТЫ — обломочные вулканические породы: кластолавы, игнимбриты, агглютинаты, относящиеся к магматическим; туфы, лаво- и гиалокластиты, относящиеся к вулкано-осадочным породам.

ВУЛКАНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ — осадочные породы из вулканического материала: твердого (лаво- и гиалокластиты, туфы), жидкого (гидротермолиты) и газового (серные, сульфидные и другие столбы, конусы атмогенного происхождения).

ГИАЛОКЛАСТИТЫ (термин А. Ритмана, 1958 г.) — эффузивно-, реже эксплозивно(при подводных эксплозиях)-осадочные образования, и породы, сложенные обломками вулканического стекла, в основном базальтового, реже андезитового состава и гравийно-песчаного размера, образующимися в результате десквамации лавовых подушек при термическом шоке их поверхности в воде или подо льдом (десквамационные), а также при пульверизации через трещины в лавовой корке (пульверизационные) в водной среде.

ГИАЛОКЛАСТОЛИТЫ — гиалокластитовые горные породы.

ГИДРОТЕРМОЛИТЫ — гидротермно-осадочные породы и отложения, а также иные образования: вулканический элювий, жильные выполнения и интракрустальные гидротермальные метасоматиты.

КСЕНОТУФЫ (термин Е. Ф. Малеева, 1977 г.) — туф с содержанием «чуждых» обломков в количестве 10—50%, например известняков в кимберлитах.

ЛАВОКЛАСТИТЫ (термин Е. Ф. Малеева, 1977 г.) — осадки, породы и отложения из лавокластов грубого (0,1—1 м и больше) размера с экзогенным заполнителем, образуются при фрагментировании движущихся горячих лавовых потоков и погружении обломков в рыхлый глинистый, песчаный и иной осадок.

ЛАПИЛЛИ — пирокласты размером 2—5 см.

ЛАПИЛЛИЕВЫЕ ТУФЫ — туфы лапиллиевой структуры.

ЛАПИЛЛИТЫ — вулканокластитовые породы лапиллиевой структуры.

ОПАЛИТЫ — рыхлые землистые опаловые осадки или вулкано-элювиальные метасоматиты.

ОПАЛОЛИТЫ — опалитовые горные породы.

ОРТОТУФФИТЫ (термин Г. С. Дзоценидзе и И. В. Хворовой, 1968 г.) — смешанные пирокласто-осадочные породы с преобладанием (50—90%) пирокластов; В. Т. Фролов, М. Н. Щербакова [19, 20] и другие применять термин не рекомендуют.

ПАРАТУФФИТЫ (термин Г. С. Дзоценидзе и И. В. Хворовой, 1968 г.) — смешанные пирокласто-осадочные породы с преобладанием (50—90%) осадочных, т. е. экзокластовых обломков; термин, призванный заменить алогичные «туфопесчаники», «туфоконгломераты» и т. п. названия. В. Т. Фроловым, М. Н. Щербаковой и другими не рекомендуется к применению.

ПЕМЗОВЫЕ ПОТОКИ — разновидность пирокластических потоков глыбово-песчаной структуры, сложенная риолитовой или дацитовой сильнопузыристой пемзой — генетический тип туфов, ближе других стоящий к лавам, именно к игнимбритам.

ПЕПЕЛ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ — выброшенные вулканическим взрывом и отложенные в виде тефры песчаные (2—0,05 мм) и алевритовые (0,05—0,001 мм) пирокласты: стекло, кристалло- и литокласты.

ПИРОКЛАСТЫ (от греч. «пирос» — огонь, и «кластикос» — обломочный) — обломки вулканических и иных пород и фрагменты лавы (лито-, кристалло- и витрокласты), выброшенные из кратера при взрыве или при разрушении растущего экструзивного купола.

ПИРОКЛАСТОЛИТЫ — порода, сложенная больше чем наполовину пирокластами.

РЕЗУРГЕНТНЫЕ ТУФЫ — туфы и вулканокластолиты, сложенные материалом разрушенного взрывом или обрушением стратовулкана и фундамента; отличаются резкой разнообломочностью (от блоков в 50—100 м до алеврита) и признаками дробления твердых пород.

СУЛЬФУЛИТЫ (или **СУЛЬФУРИТЫ**) — конусовидные, столбовые, грифоновые, слоистые, жильные и гнездовые серные породы, выпадающие из воздуха или вулканических газов при окислении сероводорода; обычны механогенные, турбидитные отложения в кратерных озерах.

ТЕФРА — рыхлые, непереотложенные ветром или водой, выпавшие из воздуха или приземного вулканического облака продукты эксплозий.

ТЕФРОИДЫ (термин И. В. Хворовой и Г. С. Дзоценидзе, 1968 г.) — умеренно переотложенные рыхлые тефровые накопления, приобретшие некоторую окатанность, сортировку и слоистость, но не ставшие смешанными по составу. Поскольку это — синоним термина «туффиты» в трактовке В. Т. Фролова и М. Н. Щербаковой [19, 20], предлагается понимать под тефроидами и тефрогенным материалом лишь компоненты туффитов, происходящие из тефры, подобно «терригенным», «эдафогенным» и другим составным частям экзолитов, а не отложения в целом.

ТУФФИТЫ (термин О. Мюгге, 1893 г.) — смешанные пирокласто-осадочные породы при соотношении того и другого компонента в количестве 10—90%. Поскольку это часто объективно не устанавливается, предлагается под туффитами понимать умеренно переотложенные тефровые накопления, еще документирующие факт эксплозии несильной разбавленностью материала; туффиты остаются и чистыми, неразбавленными, но несут признаки переотложения: некоторую окатанность, сортировку или слоистость.

ТУФЫ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ — эксплозивно-осадочные накопления: тефра, шлаковые конусы, пирокластические потоки и др., не испытавшие после отложения и первичного формирования переработку экзогенными агентами и остающиеся поэтому несмешанными, неразбавленными; туфы датируют факт одновременного извержения — эксплозии вулкана.

ШЛАКИ — накопления из рваных фрагментов лавы, застывших в воздухе или в осадке, обычно шипастые, ноздреватые, и легкие.

ШЛАКОВЫЕ КОНУСЫ — туфы из шлаков, часто испытавших некоторый экзотермический разогрев и переотложение по типу осыпей, создающие характерные прикратерные конусы.

ЭКЗОЛИТЫ — невулканические s. l. или все (включая и вулкано-осадочные накопления — s. str.) осадочные породы, противопоставляемые эндолитам, т. е. магматическим и метаморфическим породам вместе.

ЭЛЮВИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ — непереотложенные продукты гидротермально-фумарольной переработки вулканитов или экзолитов вулканов и их окрестностей: опалолиты, обычно превращающиеся во «вторичные кварциты» с сульфидными и другими рудами, сульфатолиты, каолины, сульфидные отложения и жилы, ферриоксиды, сера и т. д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блохина Л. И., Коптев-Дворников В. С., Ломизе М. Г. и др.* О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород.— Сов. геология, 1959, № 5, с. 73—80.

2. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., Наука, 1974. 318 с.

3. *Геологический* словарь. В 2 т. М., Недра, 1973. Т. 2. 456 с.

4. *Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В.* Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 7—22.

5. *Киркинская В. Н.* Пирокластические породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 5—15.

6. *Классификация* вулканогенных обломочных пород/В. И. Владовец и др. М., Госгеолтехиздат, 1962. 21 с.

7. *Коптев-Дворников В. С. и др.* О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 398—403.

8. *Малеев Е. Ф.* Классификация и главнейшие структуры пирокластических пород.— Сов. геология, 1946, № 12, с. 35—44.

9. *Малеев Е. Ф.* Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.

10. *Малеев Е. Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977. 213 с.

11. *Малеев Е. Ф. и др.* Классификация и номенклатура вулканогенных обломочных пород.— В кн.: Классификация и номенклатура магматических горных пород. Гл. 7. М., Недра, 1981, с. 140—155.

12. *Малеев Е. Ф., Петрова М. А., Фролов В. Т. и др.* Современные представления о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 55—62.

13. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964. 438 с.

14. *Цветков А. Я., Шванов В. Н.* Возможности использования показателей преломления искусственных стекол при изучении вулканогенных комплексов.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 9, с. 54—61.

15. *Фролов В. Т.* О классификации вулканогенно-осадочных пород.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1967, т. 42 (1), с. 102—108.

16. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М., Недра, 1984. 222 с.

17. *Фролов В. Т.* К проблеме генетической классификации континентальных отложений.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1986, т. 61 (5), с. 7—18.

18. *Фролов В. Т.* Литология. В 3 кн. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992—1993. Кн. 1, 1992. 336 с.; кн. 2, 1993. 430 с.; кн. 3, 1995. 352 с.

19. *Фролов В. Т., Щербакова М. Н.* Принципы совершенствования классификации и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, 1988, № 4, с. 3—11.

20. *Фролов В. Т., Щербакова М. Н.* К построению актуалистической модели эксплозивно-осадочного процесса.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, 1991, № 6, с. 33—40.

21. *Шаталов Е. Т.* К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород.— Мат-лы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1, 1937, вып. 2.

22. *Ficher R. V., Schmincke H.-U.* Pyroclastic rocks. Heidelberg, Springler-Verlag, 1984. 472 p.

23. *Hay R. L.* The terminology of finegrained detrital volcanic rocks.- J. Sedim. Petrol., 1952, vol. 22, p. 119—120.

24. *Schmidt R.* Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments.— N. Jb. Mineralogie, Monats-Heft, 1981, Bd. 4, s. 190—196; Geol. Rundsch,. 1981, 70. S. 794—799.

Часть IV. СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ЗНАНИИ

Глава XVI. НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ СИСТЕМАТИЗИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

XVI-1. СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В СВЕТЕ ОБЩЕЙ ЕСТЕСТВЕННО-НАУЧНОЙ МЕТОДОЛОГИИ

После разделения понятий о минералах и горных породах их исследования пошли существенно различными путями. Минералы изучались преимущественно по признакам их состава, огранения — формы, а затем и структуры, т. е. в терминах современного системного подхода — по их структуре и составу на предшествующем уровне организации. Горные породы рассматривались как элементы, слагающие земную кору, что отразилось в подавляющем большинстве определений геологии, включенных в учебники и словари, статистически отражающие ее менталитет по крайней мере до 60-х годов текущего столетия. Петрография, наряду с минералогией и находящейся в стадии становления формациологией, принадлежит к фундаментальным наукам естествознания, а не только к геологии, и с этих позиций они должны рассматриваться в современном системном аспекте с позиций концепции уровней организации в концептуальном (понятийном), операциональном (наблюдательном, экспериментальном) и семиотическом (знаковом, терминологическом, номенклатурном) смыслах.

Иерархическая уровенно-организационная концепция связана с идеями Л. Пастера, В. И. Вернадского, П. Кюри, Б. Л. Личкова, Ю. А. Косыгина о состояниях и симметрии пространства естественных тел как объектов естествознания, с понятием о парагенезисе А. Брейтгаупта, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова; в настоящее время она с некоторыми различиями развивается О. А. Вотахом, А. Н. Дмитриевским, В. Ю. Забродиным, Ю. Н. Карагодиным, В. А. Кулындышевым, Д. В. Рундквистом, А. А. Смысловым, В. А. Соловьевым, В. М. Цейслером, В. Н. Швановым, А. Л. Яншиным и другими исследователями. Наряду с другими вариантами системного подхода, охватывающими современные науки о природе и обществе, уровенно-организационная иерархическая концепция способствует соединению усилий представителей различных отраслей знаний в развитии их содержательных и формально-логических аспектов.

Концепция уровней позволила усовершенствовать систему понятий геологических наук по схеме:

Концепция уровней организации ← { Теория геохимических исследований; Теория минералогических исследований; Теория петрографических исследований }

Метатеория → { Теория палеонтологических исследований; Теория формациологических исследований }

По этой схеме была предложена теория формациологии, основывающаяся на перенесении в нее верифицированных опытом понятий развитых наук — геохимии, минералогии, петрографии и палеонтологии. Это позволило разработать теорию формационных исследований за несколько лет, освоив соответствующие результаты, достигнутые развитыми науками в течение многих десятилетий и даже столетий (рис. XVI-1).

Вместе с тем продвижение теоретических разработок в формациологии поставило в качестве первоочередных проблем развитие систематики горных пород в концептуальном, операциональном и семиотическом аспектах [13, 16, 47].

Уровенно-организационная концепция позволяет осуществлять системный мониторинг — анализировать состояние некоторой области знаний и контролировать ее развитие, основываясь на закономерностях, выявленных в системе знаний, включающей исследуемую область; тем самым происходит взаимное совершенствование различных областей знаний, заключенных в общую систему. Существенно, что на этом пути достижения в одной из областей включаются во все другие области знаний, образующие их систему. Системный мониторинг объединяет мониторинг развития концептуальной понятийной системы: ноомониторинг, мониторинг операциональной эмпирической, экспериментальной, наблюдательной системы — онтомониторинг —

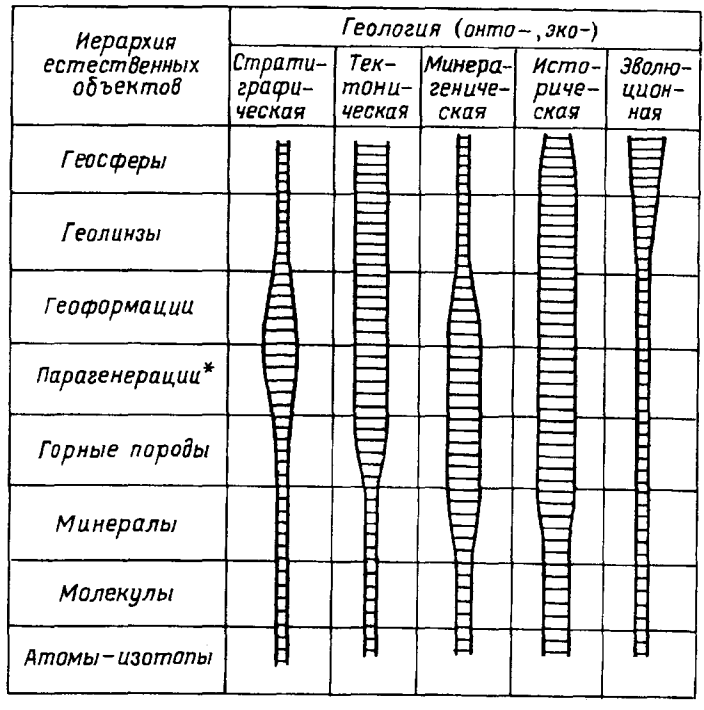


Рис. XVI-1. Естественные объекты в системе геологических наук.

Часто вместо парагенерации, отмеченной звездочкой, помещаются более конкретные единицы — гилеации и градации.— *Прим. ред.*

и мониторинг семиотический — знаковой, терминологической, номенклатурной системы — номенмониторинг (рис. XVI-2).

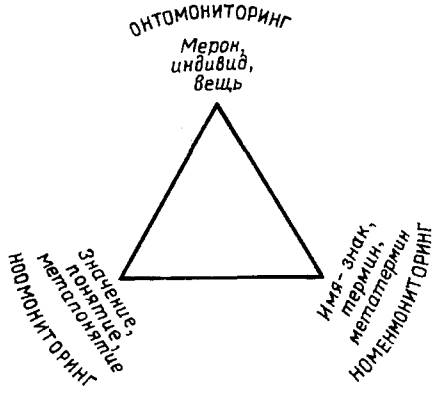


Рис. XVI-2. Системный мониторинг.

Концептуальная система геологии и соответственно петрографии как ее части в формально-логическом аспекте совершенствуется путем итерирования понятий, применяемых в математике, логике и естествознании. Так, умножение есть итерированное сложение, а возведение в степень — итерированное умножение. Б. Рассел [3, 4], итерировав понятие класса, ввел понятие о классе классов. Тем самым идущая от Аристотеля традиция различения индивидуальных объектов (вещей) и их классов, стала частной в системе, основывающейся на понятии о классе классов индивидов. В физике положение Аристотеля о пропорциональности силы и скорости уступило положению Галилея — Ньютона о пропорциональности силы и ускорения, т. е. о пропорциональности силы и второй, итерированной, а не первой — производной пути по времени. В биологии и геологии гомологом понятия о классе классов является понятие об уровне организации, гомологом понятия о классе — понятие о таксоне той или иной категории (типе... семействе, роде, виде).

Введение концепции уровней в геологию означало переход от обычно применяемой интерпретации соотношения объектов геологии и системы понятий об этих объектах по схеме «объект (индивид) → класс объектов» к интерпретации по схеме «объект (индивид) → класс объектов → класс классов объектов». Иерархизация объектов геологии означает введение их иерархической классификации (иерархии), в которой понятие класса итерируется — повторяется. Понятие о том или ином уровне организации есть понятие о «классе классов объектов», исследуемых соответствующей отраслью геологии и характеризующихся иерархической однородностью. Иерархически однородные объекты по особенностям их состава и структуры систематизируются — классифицируются в систематическом отношении, в результате чего создаются систематики как системы таксонов, ранг которых — тип... класс, семейство, род, вид — определяется по принципу энкапсиса (вложения) (рис. XVI-3).

Проблема систематики горных пород, несмотря на все ее значение и трудности разрешения, является лишь фрагментом проблемы классификаций (s. l.) геологических объектов. Эта проблема должна рассматриваться в современном системном аспекте с позиций концепции уровней организации как проблема обособления фундаментальных объектов естествознания и части его — геологии.

В естествознании его объекты представляются систематизированными объектами определенного уровня организации. Иерархизация и систематизация объектов естествознания предшествует их целевым классифицированиям; т. е. в последних классифицируются уже иерархизированные и систематизированные объекты [7, 18, 47].

К сожалению, вещество горнопородного уровня организации, а также следующего за ним формационного (парагенерационного и геоформационного) уровней (в отличие от уровня минералов) многими исследователями обычно классифицируется по особенностям происхождения (осадочные, магматические и др.) и лишь затем, в рамках соответствующих классов, делаются попытки их систематики. Этим обстоятельством определяются

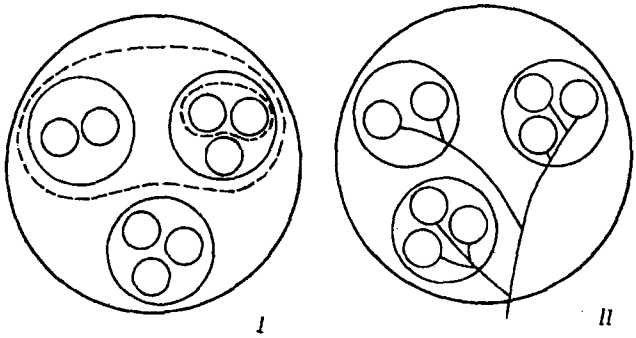


Рис. XVI-3. Соотношение энкапсиса (*I*), отражающего соотношения таксонов разного ранга и родословных деревьев (*II*).

затруднения, связанные с развитием не только собственно петрографии, но и формациологии, изучающей однородные в структурно-вещественном отношении ассоциации горнопородных тел (слоев, пластов, линз и т. д.) В концептуальном аспекте они рассматриваются прежде всего как вещество соответствующего уровня организации, которое может иметь любое (в том числе техногенное) происхождение.

Геологические объекты горнопородного, а также минералогического, формационного (парагенерационного) уровней систематизируются на основе понятий об элементарной ячейке соответствующего уровня и о ее виде. Набор видов элементарных тел — меронов, по С. В. Мейену [29], — предшествующего уровня (в пределе — один из видов) и вид геометрических соотношений этих тел (вид структуры, связывающей мероны) вполне определяют геологические объекты в иерархическом (по уровню организации) и систематическом (по принадлежности к определенному типу... виду, вообще таксону).

Фундаментальными, первичными или исходными понятиями принимаются понятия об элементе — E, структуре — S, уровне организации — n. Их таксоны (типы... виды): i — i-й таксон элемента n-го уровня, $(E^{1\ldots k}{}_{n-1})^{v}$ — j-й набор таксонов (в частности, один из них) n — 1-го уровня; r — k-ый таксон структуры n-го уровня.

Тогда

$$(E^{1\ldots k}{}_{n-1})^{j} \cdot S^{r}{}_{n} \rightarrow E^{i}{}_{n}.$$

Согласно данной формуле систематика горных пород создается конструированием их таксонов на основании минерального состава и структуры. Обычное возражение, что горные породы могут состоять из обломков горных же пород (конгломераты и т. д.), парируется тем, что эти *обломки могут рассматриваться как гомологи радикалов в химии.*

Иерархизированные и систематизированные в пределах фиксированного уровня организации геологические тела (в рассматриваемом случае — горнопородные) дополнительно изучаются по соответствующим признакам в онтогенетическом, экологическом, стратиграфическом, тектоническом, минералогическом и прочих отношениях на основе периодической системы понятий. Формально эта система понятий моделируется матрицей (n, m), где n — строки; m — столбцы, в которых понятия, являясь элементарными, принимают лишь два состояния: «да» или «нет». Строки отвечают последовательно вводимым понятиям, относящимся к исследованиям объектов определенного уровня организации и таксона в пределах последнего. Столбцы объединяют понятия, характеризующие изучаемые объекты различных уровней организации в определенном отношении (рис. XVI-4).

В периодической системе понятия (из которых далее приведены только те, которые относятся к иерархизации, систематизации и самым общим определениям онтогенетических и экологических особенностей изучаемых горнопородных объектов) могут рассматриваться в качестве классифици-

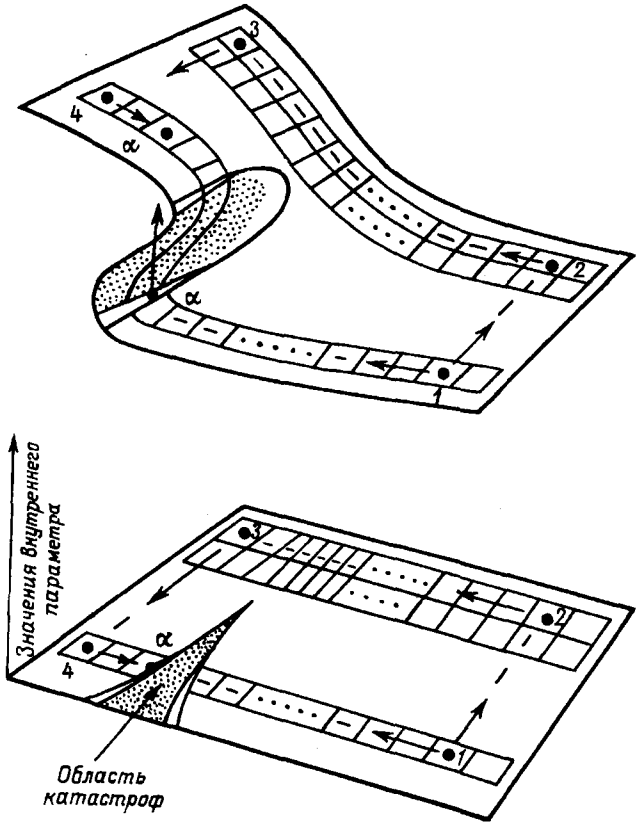


Рис. XVI-4. Отображение идеализированной периодической системы понятий, испытывающей катастрофу сборки в некоторой ее части, на плоскость (вверху) и моделирующую состояние одной из частных систем понятий (внизу).

рующих исследуемые объекты в тех или иных отношениях. Тогда эти понятия могут, подобно классам (s. l.), оцениваться по их мощности. Периодическая система понятий (классов, s. l.) объединяет их в последовательности, при которой каждое предшествующее понятие имеет бо́льшую мощность по сравнению с мощностью последующего понятия, определяющего класс, по дополнительным признакам которого к нему относится изучаемый объект. Максимальную мощность имеет иерархический класс — уровень организации, меньшие мощности — таксоны различной категории (тип... семейство, род, вид) и далее классы, определяемые по онтогенетическим и экологическим признакам.

Вероятность присутствия элементарного понятия в периодической системе по определению $P_1=1$. Формирование элементарных понятий осуществляется логическим умножением — пересечением подмножеств сложных нерасчлененных понятий, число которых — 2^m. Вероятность обнаружения элементарного понятия в системе сложных и элементарных понятий:

$$P_2 = \frac{m}{(2^m + m)} \to 0,$$

а вероятность обнаружения в той же системе сложного понятия:

$$P_3=1 - P_2=1.$$

Тем самым элементаризация понятий и построение их периодической системы с достоверностью приводит к положительному результату в исследовании, тогда как нерасчленение понятий с той же достоверностью ведет к их провалу.

Формально такие провалы отвечают согласно теории особенностей Р. Тома [1] катастрофам, в частности катастрофе сборки (рис. XVI-4). Строки системы, испытывающие катастрофу сборки в трехмерном пространстве, при отображении на плоскость попадут в область катастроф, отвечающую некоторой совокупности сложных нерасчлененных понятий. В содержательном аспекте это обстоятельство выражается тем, что некоторое количество $(m - l)$ простых понятий не различается, в связи с чем они замещаются $2^{(m-l)}$ неразличимых сложных понятий, на вопросы относительно которых невозможно ответить «да» или «нет».

В иерархическом аспекте исследуемые объекты определяются понятием «быть объектом, рассматриваемым как элемент определенного уровня организации вещества». Например: быть горнопородным объектом. В систематическом аспекте эти объекты рассматриваются по их принадлежности к тому или иному типу... семейству, роду и виду. Понятие может быть развернуто: «быть объектом, все части которого идентифицируются с транслируемой элементарной ячейкой определенного таксона, характеризуемой списком (набором) таксонов элементов предшествующего уровня организации и определенным таксоном ее структуры». Реально таксоны элементов и структуры задаются в ранге вида, рода... типа.

При конструктивном подходе формирование систематик осуществляется по восходящей линии от вида к роду, семейству... типу. В доконструктивный этап, как правило, развитие систематики идет от типов к низшим таксонам — семействам, родам, видам. В связи с этим приведенное выше понятие расчленяется по меньшей мере на три, которые могут быть даны в следующих формулировках:

— «и быть объектом, все части которого идентифицируются с транслируемой элементарной ячейкой определенного вида, характеризуемой списком (набором) видов элементов предшествующего уровня организации и определенным видом ее структуры»;

— «и принадлежать таксону более высокой таксономической категории (последовательно роду, семейству... типу)»;

— «и принадлежать таксону более низкой таксономической категории (разновидности)».

Так, например, может быть выделен вид олигомиктовых песчаников, принадлежащий роду кварцево-алюмосиликатных псаммитов, ...типу кварцево-алюмосиликатных горных пород.

По систематическим признакам оконтуриваются горнопородные тела, что связано с применением понятий:

— «и ограничиваться поверхностью, отделяющей его (объект) как от иных объектов тождественного вида, так и от объектов иных видов»;

— «и образовывать включения объектов иного вида»;

— «и заключать в себе включения объектов иного вида».

Определением иерархического, систематического положения и ограничений объектов исследования открывается путь к их изучению в генетических аспектах, прежде всего онтогенетическом и экологическом. В связи с этим вводится понятие:

— «и занимать определенное положение среди объектов, онтогенетические признаки которых отражают иерархо- и филогенетическое развитие».

Это понятие вводится на основе обобщенного онтогенетического закона, объединяющего положение биогенетического закона Мюллера — Геккеля и геогенетического закона Рундквиста, согласно которому *онтогенез повторяет иерархогенез и филогенез (таксогенез)* [12, 15, 36]. Отдельные онтогенезы, подвергаясь действию стабилизирующего отбора (по И. И. Шмальгаузену [48]) на любой из стадий иерархогенеза и филогенеза, могут либо быть элиминированы, либо достигнуть своего полного развития (рис. XVI-5).

Экологические особенности иерархизированных и систематизированных объектов исследуются с применением следующих понятий, присоединяемых к понятию о виде объекта:

— «типоморфному для определенных условий образования (обстановок)»;

— «конвергентному для различных условий образования (обстановок)»;

— «и отражать в особенностях своей структуры и в составе на предшествующих уровнях организации определение условий образования (обстановки)»;

— «и входить в ассоциацию объектов тождественного и иных видов, типоморфную для определенных условий образования (обстановок)».

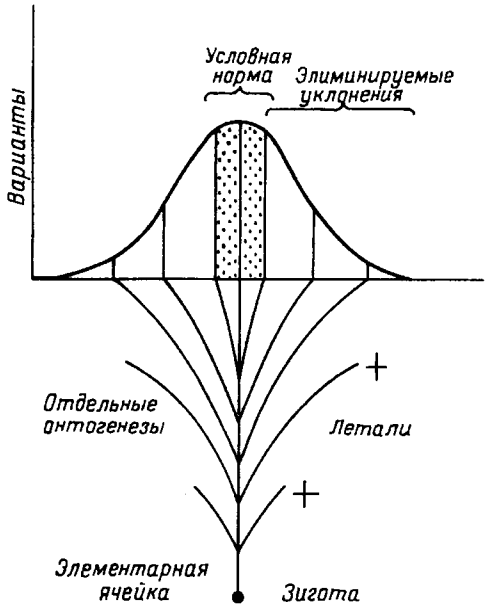


Рис. XVI-5. Схема стабилизирующего отбора. По И. И. Шмальгаузену [45] с дополнениями.

Более развернутое изложение вопросов исследования онтогенеза и экологии геологических объектов дано ранее [12, 15, 17]. В частности, крайне важно различать аут- и синэкологические аспекты выяснения условий образования горных пород. Аутэкологические аспекты основываются на использовании типоморфных горных пород, синэкологические — на изучении ценотических ассоциаций горных пород, принадлежащих разным таксонам. Изучение горных пород в составе формаций, геолинз и геосфер, а также их анализ дает возможность системного решения самых разнообразных вопросов их происхождения и т. д. (рис. XVI-6).

Развитие систематик геологических объектов различных уровней, а также химических, физических и палеобиологических объектов позволяет внести явно недостающие понятия о минералогических, петрографических и формационных изотопах; об изоморфизме горных пород, формаций и т. д. Существенно, что понятие «изотопа» вводится для согласования результатов, получаемых при переходе от изучения определенных элементарных объектов на фиксированном уровне к их изучению на предшествующем уровне. Особо важное значение в связи с развитием учения о формациях приобретает понятие о петрографических изотопах.

Операциональная система в своем развитии теснейше связана с процедурами и операциями определения иерархической и таксономической принадлежности исследуемых объектов по их систематическим признакам.

В иерархическом аспекте горные породы — объекты, являющиеся структурно-вещественно однородными по их составу, определяющемуся минеральным уровнем слагающих их (горные породы) элементов и их структурным соотношениям.

Систематические признаки горных пород — состав на предшествующем уровне организации и структуры, на основе которых определяются вид и более высокие таксономические категории элементарных ячеек, трансляцией (или иными симметричными преобразованиями) которых может быть выполнен весь объем данного горнопородного тела.

Пространство систематических признаков горных пород задается перечислением наборов (списков) их составов и структур. Нередко при этом предполагается, что те и другие признаки образуют так называемые полные группы, в связи с чем это положение следует рассмотреть более подробно.

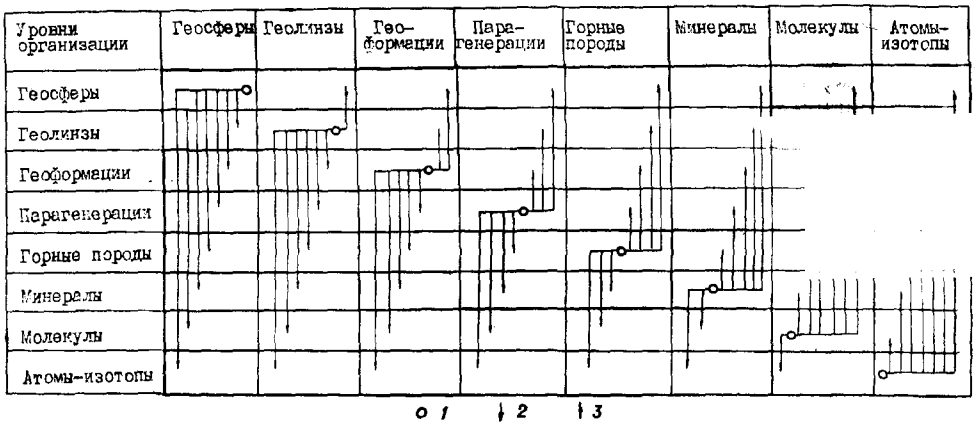


Рис. XVI-6. Схема исследований геологических тел различных уровней организации [17].
1 — систематика, филогения и экология; *2*, *3* — исследования вещества определенного уровня: *2* — на предшествующих уровнях, *3* — в объектах более высоких уровней.

Полную группу видов структур горных пород можно определить формальным способом, привлекая геометрические построения и учение о симметрии. Такой путь, несомненно, более строг, однако в настоящее время достижения в этом направлении далеки от желаемых. Поэтому полную группу видов структур можно принять на основе эмпирических данных, синтезированных в атласах структур и текстур горных пород. Так, опыт определения набора видов структуры горных пород, проделанный автором на основе известных атласов, показывает, что даже с исключением синонимических наименований горные породы осадочного происхождения характеризуются примерно 60—70* видами структуры.

Значительно сложнее положение с определением полной группы составов горных пород. Состав пород, принадлежащих определенному таксону, характеризуется набором видов минералов и количественными соотношениями минералов разных видов, слагающих их набор.

Ранее [7] было показано, что число таких составов (не учитывая различий количественных соотношений) отвечает числу перестановок $P_l=l!$, где l — число минеральных видов. Оперировать с полной группой таких составов ($P_l=l!$, $l\approx 2000$) невозможно. Если принять, что число видов минералов в их наборах ограничивается двумя, тремя или четырьмя k-ми видами, тогда число наборов составит $A^k_l=l^k$ (где l — общее число видов; k — число видов минералов в наборах). При $k=3$, $A^3_{2000}=2000^3=8\cdot 10^9$, что также практически невозможно принять.

Остается воспользоваться опытом минералогии, которая в аналогичной ситуации не пошла по чисто формальному пути исчисления составов минералов, исходя из имеющегося списка видов химических элементов (их число, как известно, за период становления минералогии возросло с 50—60 до 90—100), что дало бы $P_{90}=90!$ химических составов минералов. Таким образом, полная группа составов в систематике как горных пород, так и минералов в операциональном аспекте не может быть использована. Поэтому должен быть избран иной путь создания систематики, который в настоящее время может в явной форме основываться на естествознании: принципе массового производства Дж. Томсона, принципе смешения или всюдности

* В действительности, монолитических структур вполовину меньше; число структур смешения и производных от монолитических, связанных с начальной консолидацией, эпигенезом и метаморфизмом,— значительно больше.— *Прим. ред.*

элементов В. И. Вернадского и принципе физической непрерывности А. Пуанкаре [18].

Согласно принципу массового производства существует более чем один объект, относящийся к определенному таксону. Отсюда следует, что если обнаружен объект, который не может быть отнесен к одному из известных таксонов, то этот объект следует отнести к новому таксону, причем данный объект становится его голотипом. Принцип массового производства позволяет не ожидать накопления сколько-либо значительного числа объектов для выделения новых таксонов, а даже по единичным объектам обособлять их, развивая систематику.

Принцип смешения элементов отражает то обстоятельство, что изучаемые реальные объекты, как правило, не встречаются в чистом (модельном) виде, а содержат различные примеси, искажения и т. д., не принимаемые во внимание при систематике. Так, нитевидные кристаллы рутила в кристалле кварца полагаются включениями, а не относятся к систематическим признакам кварца.

Принцип физической непрерывности отражает экспериментальную, эмпирическую неразличимость попарно взятых объектов в их ряду при различии его крайних членов. Он позволяет обособлять таксоны с непрерывными изменениями систематических признаков. Этот же принцип позволяет ввести понятие о голотипе — объекте определенного таксона, хранителе таксономического наименования. Голотип не является, согласно Б. К. Лихареву [28], эталоном, но при развитии и ревизии систематики именно с голотипическим объектом — экземпляром — связывается введение и сохранение наименования таксона. В конечном счете пространство систематических признаков задается на основе эмпирически устанавливаемых градаций их составов и структур. Принимая во внимание принципы массового производства, смешение элементов и физической непрерывности, а также правило типов, действующее в систематике биологических объектов, можно существенно повысить строгость и точность систематики горных пород.

Согласно правилу типов на основе голотипа вводится таксон видовой категории; типовой вид определяет таксон рядовой категории, типовой род — семейство, ..., типовой класс — тип. Иными словами, принимается правило, согласно которому избирается один из таксонов низшего ранга в качестве типового при обособлении таксона высшего ранга. Существенно, что согласно предлагаемой системе понятий к типу кварцево-алюмосиликатных горных пород относятся породы не только осадочного, но и магматического, метасоматического или иного происхождения, которые по их структурным особенностям будут включены в состав соответствующих классов, отрядов, семейств.

Семиотическая (знаковая) система в иерархическом аспекте охватывает метатерминологию, терминологию, таксономическую и индивидуальную номенклатуру (табл. XVI-1).

Метатерминологию составляют знаки (имена) понятий метанауки (например: элемент, структура, класс, уровень организации); терминологию — соответственно знаки понятий той или иной науки; таксономическую номенклатуру — знаки (имена) таксонов разного ранга; индивидуальную номенклатуру — имена индивидуальных объектов.

Терминология геологии в системном иерархическом аспекте приобретает межотраслевой характер: термины — имена понятий, сформулированных в минералогии и палеонтологии, могут быть введены в петрографию, формациологию и т. д. Таксономические имена геологических объектов разного уровня, их индивидуальные имена включаются в таксономические и индивидуальные номенклатуры в соответствии с традициями на основе принципов их независимости и приоритета.

Принцип независимости номенклатур означает, что принимаемое в той или иной области знаний имя (знак) может быть использовано в другой

Таблица XVI-1

Семиотическая система знаков собственных имен

Понятий метанауки	Понятий науки	Таксонов (типов ... видов)	Индивидуальных объектов
↓	↓	↓	П
Метатермин	Термин	Таксономическое наименование	Индивидуальное наименование
↓	↓	↓	↓
Метатерминология	Терминология	Таксономическая номенклатура	Индивидуальная номенклатура

области. Принцип приоритета постулирует необходимость сохранения ранее введенного имени (знака) в ходе развития знаковых систем. Этот принцип выполняет не только роль регулятора в создании знаковых систем, но, способствуя стабилизации языка науки, в то же время приобретает этические функции в научной среде.

Конкретные рекомендации по формированию таксономической номенклатуры горных пород, очевидно, смогут быть определены в ходе развития их систематики на конструктивной основе. Однако уже сейчас могли бы быть приняты некоторые ограничения, способствующие повышению строгости семиотической системы петрографии как науки, занимающейся объектами горнопородного уровня организации. Это тем более необходимо, поскольку горные породы по своему уровню организации располагаются между минералами и формациями (парагенерациями, геоформациями). Так, неразличение иерархического положения минералогических и петрографических горнопородных объектов одинакового химического состава привело к недоразумениям, повлекшим в свое время дискуссию между двумя высокообразованными геологами А. А. Иностранцевым и С. Н. Никитиным [20, 30], в связи с термином «доломит», обозначающим как минерал, так и горную породу. В условиях компьютеризации, обозначение одним и тем же знаком иерархически различных объектов, подобные ошибки (или оговорки) могут привести к значительным «белым шумам» в информационных системах. Вероятно, можно принять нередко предлагаемое дополнение «-ит», «-лит» (доломит — минерал, доломитит — горная порода)*. В этом случае объекты следующего уровня организации — парагенерации, сложенные доломититами, получат наименование доломититовая. В петрографии изверженных пород аналогично различаются пироксен — минерал и пироксенит — горная порода и т. д.

Таксономическая номенклатура горных пород, по-видимому, будет приобретать бинарный характер (может быть, тринарный): а) обозначение рода, скорее всего, должно давать информацию о составе породы; б) обозначение вида — указывать на географическое или этнографическое по-

* А. Грабау в 1904 г., позже Л. В. Пустовалов в 1940 г. не только сформулировали эту мысль, но и называли породы по названию минералов с добавлением окончания «-ит» или «-лит»: «кальцитолит», «доломитолит», «карналлитит» и т. д. К сожалению, эта идея не была принята в свое время, а спустя 100 лет реализуется крайне медленно.— *Прим. ред.*

ложение голотипической местности, а также вызывать какие-либо исторические ассоциации, связанные с выделением данного таксона*.

Заключение. В последние десятилетия геология вполне четко, так же как и естествознание в целом и наука об обществе, развивается в системном аспекте. Исследования геологических тел горнопородного уровня организации вещества, как и других объектов естествознания, не могут долее обходиться без их систематики на структурно-вещественной основе. Представления о том, что фундаментом петрографии могут быть седиментологические, генетические, геодинамические или какие-либо иные основы, не только не верифицируется в ходе развития петрографии, но и фальсифицируется развитием естествознания.

Развитие различных отраслей естествознания проходит несколько стадий. На первой осуществляется их обособление от смежных отраслей. На этой стадии эйфорические настроения в научной сфере, как правило, приводят к распространению идеи самодостаточности обособляющейся отрасли и универсальности ее применения. Однако со временем проявляется чрезмерная сложность явлений, охватываемых обособившейся отраслью, что приводит к структуризации знаний в ее пределах: выделению иерархического инварианта — уровня организации — и выделению систематических инвариантов (таксонов разной категории).

Как правило, ответными действиями определенной части представителей научной среды служат возражения по поводу «отрыва от реальности», «ухода в башню из слоновой кости», «академизма» и пр. Аргументация критикующих подчеркивает не только значение всех свойств, признаков и отношений объектов, охватываемых обособляющейся областью знаний (что, в принципе, вполне оправданно), но главное — отрицает необходимость выделения иерархического и систематического инвариантов. В формально-логическом аспекте эти стадии моделируются операциями: а) логической суммы, обособляющей область знаний; б) логического умножения, выделяющего инварианты; в) симметричной разности (соответственно I, II, III на рис. XVI-7). Нетрудно видеть, что в последнем случае отрицание инвариантов ведет к потере объектов, точнее предмета исследования. Возникающая при этом ситуация напоминает ту, в которой оказалась Алиса в Стране Чудес при встрече с Чеширским котом. Как известно, она, твердо зная, что кот может быть с улыбкой, очень удивилась, когда кот постепенно исчез, но сохранилась его улыбка. В такую ситуацию и увлекают сторонники седиментологических, генетических, геодинамических основ петрографии, да и не только ее, а в равной мере — формациологии, тектоники, минерагении и др.

Понятие о горных породах, как об элементах горнопородного уровня организации и соответственно об элементарных объектах естествознания, наиболее правильно связывать с петрографией. Термин «петрография» имеет приоритет перед терминами «петрология» и «литология»**; в современной геологии говорят и пишут о петрографии осадочных пород, петрографии изверженных пород, петрографии метаморфических пород и т. д. [23, 31, 35, 47 и др.].

Терминоэлементы «лито-» и «петро-» в терминклатуре современной геологии отражают восходящее к античности различие в их содержании:

---

* Процедура выделения голотипов, тем более с собственными названиями, не принята в осадочной петрографии, в отличие от петрографии магматической. Отчасти это связано со слабым развитием описательной базы осадочной петрографии; нельзя исключить также, что здесь действуют более глубокие причины — недискретность границ и изменчивость состава осадочных пород как неравновесных систем, точнее систем, равновесность которых может оцениваться только как вероятностная.— *Прим. ред.*

** Здесь следует видеть не приоритеты, а соподчиненность понятий. Петрография осадочных пород — составная часть литологии, и не только в широком толковании последней, о чем пишет автор, но также и на горнопородном уровне. Таково же положение в петрологии.— *Прим. ред.*

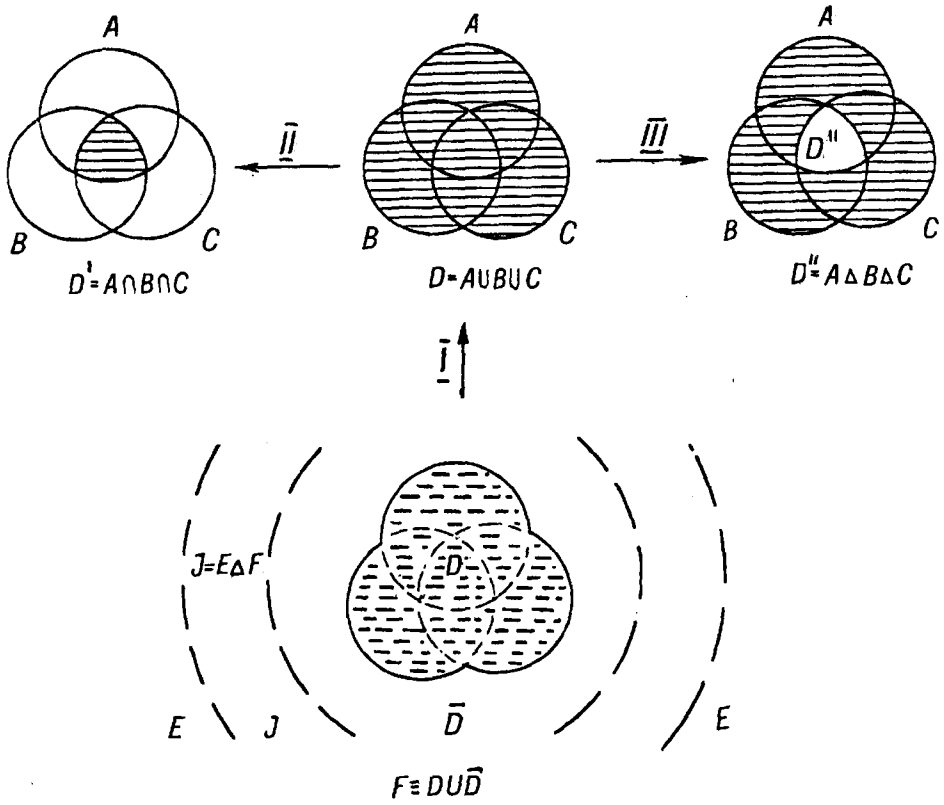


Рис. XVI-7. Обособление систематики D′ в развивающейся области знаний D.

«литос» — это тот же «петрос» — камень, но поставленный в надгробие. В какой-то мере с памятью о жизни терминоэлемент «лито-» связывает объекты осадочной петрографии с их происхождением, в том числе органическом.

В системном аспекте литология может быть определена как «наука о геологических объектах минерального, горнопородного и формационного уровней организации, имеющих осадочное происхождение, т. е. образовавшихся в атмосфере и гидросфере при их взаимодействии с биосферой и литосферой» [16, с. 195]. Системообразующим в этом определении принимается положение об осадочном — экзогенном — происхождении геологических тел нескольких уровней организации, исследуемых с позиций геологии осадочной оболочки Земли и планет земной группы. В этом определении не упомянуты атомы, поскольку они и их отношения в земных оболочках исследуются геохимией.

Соответственно может быть определена петрология как наука о геологических объектах минерального, горнопородного и формационного уровней организации, имеющих эндогенное — магматическое, метаморфическое, метасоматическое — происхождение, т. е. образовавшихся в земной коре при взаимодействии ее с внутренними оболочками планеты.

В настоящее время петрография, литология, петрология могут существенно усовершенствовать полноту, строгость и организованность систем понятий, операций и знаков, которыми они оперируют в своих построениях, следуя опыту биологии, а также минералогии. Интенсивная экологизация

знаний о естественных объектах требует экологизировать понятия, локализованные в рамках частных систем понятий отдельных отраслей в системе понятий естествознания в целом.

XVI-2. О МНОГОЦЕЛЕВОМ НАЗНАЧЕНИИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ

Базовая систематика осадочных пород имеет многоцелевое назначение и может быть использована во многих дисциплинах геологической науки и практики. Это касается и содержательной части систематики, и ее графического изображения в виде корреляционной матрицы. Мы приведем несколько примеров использования классификационной таблицы: для показа формациеобразующей роли осадочных пород (табл. XVI-2) и в виде списка месторождений, включающих в себя минерально-петрографические роды и виды пород в качестве полезного ископаемого (табл. XVI-3). Число подобных примеров применения таблицы можно было бы увеличить, а при необходимости создать атлас, в котором классификационные таблицы послужили бы основой для изображения и частоты встречаемости горных пород, их формациеобразующей роли, использования в качестве рудного и нерудного сырья, рудоносности тех или иных осадочных комплексов, участия в тех или иных тектонических структурах, ландшафтных зонах и т. д.

Рассматривая роль систематики осадочных пород в формационных исследованиях, мы исходили из того, что выделение геологических формаций в разрезе земной коры предусматривает операцию группирования слоев видов горных пород в их ассоциации, однотипные по вещественному составу и внутреннему строению. Повторяемость одинаковых наборов слоев создает тело геологической формации — самостоятельной системы, вещественной категории надпородного уровня организации.

Помещая осадочную геологическую формацию в единый иерархический ряд вещественных категорий, составляющих земную кору: минерал — порода — формация — формационные комплексы нескольких порядков — осадочная оболочка коры, мы вправе в учении о формациях использовать многие понятия, более полно разработанные для категории минерального и породного рангов. Это касается прежде всего подхода при характеристике форм минеральных скоплений, их внутреннего строения, частоты встречаемости, симметрии и пр.

Хорошо известно, что общее число ныне известных минералов насчитывает несколько тысяч. Однако только их ограниченное число способно образовывать устойчивые минеральные ассоциации — горные породы. Эти минералы называют *породообразующими*. Полная аналогия имеет место при сравнении общего числа известных горных пород с тем их количеством, которое способно образовывать осадочные толщи.

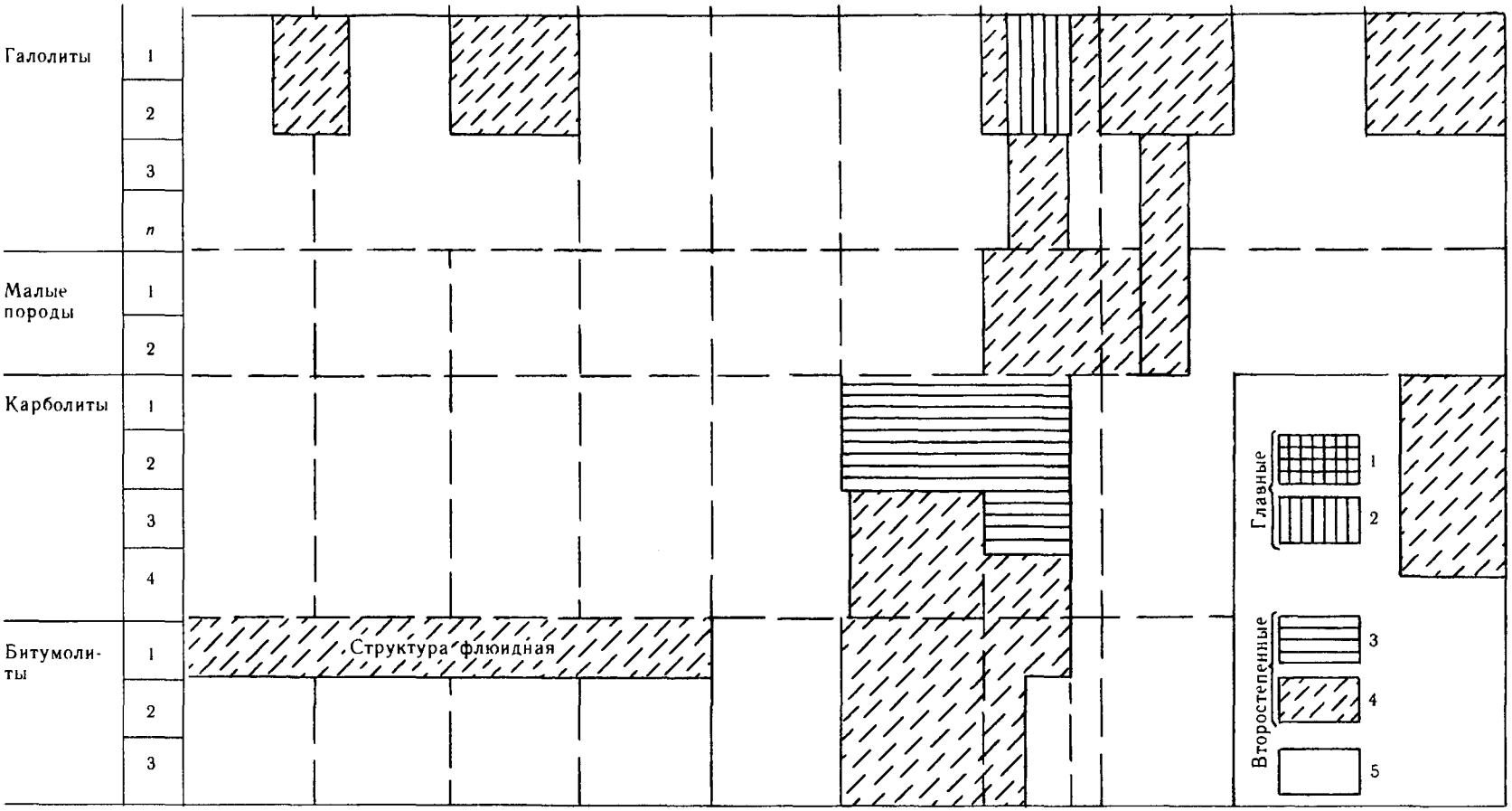
Известно, что три группы пород — силикатные песчаники, глинистые породы и известняки — составляют 95% от объема осадочной оболочки. Содержание многих других хорошо известных горных пород ничтожно мало. Таким образом, только ограниченное число групп осадочных горных пород широко распространено в разрезе земной коры, образуя толщи — геологические формации.

Рассматривая горные породы через призму толщ, которые они составляют, следует обозначить четыре группы пород. Во-первых, это — горные породы, способные образовывать значительные по мощности монопородные геологические тела: писчий мел, кварцевые песчаники, гидрослюдистые глины и др. Их содержание в объеме осадочных толщ может достигать 80—90%. Во-вторых, это — породы, которые только в наборе с другими создают толщи: каолиновые глины, монтмориллонитовые глины, ангидритолиты, отдельные разности известняков и т. д. Их содержание в разрезе обычно не превышает 30%. Обе указанные группы пород являются *фор-*

Таблица XVI-2

Осадочные породы как формациеобразующие элементы

Надклассы (группы)	Номер класса	Рода								
		Ангулопсефитолиты	Сферопсефитолиты	Псаммитолиты	Алевритолиты	Пелитолиты		Кристаллолиты	Сфероагрегатолиты	Биолитолиты	Интракластолиты
						Пелитовые	Гелевоаморфные				
Силикалиты	1										
	2										
	3										
	4										
	5										
	6										
Оксидолиты	1										
	2										
	3										
	4										
	5										
Фосфоролиты	1										
	n										
Карбонатолиты	1										
	2										
	n										



1—3 — породы, способные: *1* — образовывать монопородные формации, *2* — участвовать как главные компоненты в полипородных формациях; *3* — участвовать как второстепенные компоненты в полипородных формациях; *4* — редкие породы; *5* — не встречаются.

Номер надкласса	Классы \ Рода		Псефитолиты	Алевропсаммитолиты	Пелитолиты: Пелитовые	Пелитолиты: Гелевоаморфные
I	Супрамафелиты	1	Камчатка	Урал, Кавказ, Камчатка	Черкасское, Нальчик лахлинское, Хайларское, Хонгуруу, Айдагское	
	Мафелиты	2				
	Субмафелиты	3				
					Восточно-Сыскульское	
	Субсиаллиты	4				
	Сиаллиты	5			Алексеевское, Берлинс-	
	Супрасиаллиты	6				
II	Силициты	1		Кинчиское		Алатырское, Ку Вольское, Курб
	Ферритолиты	2		Ленкорань, Камчатка, Курилы		Аккермановское, Бакальское
	Манганолиты	3				Полазинское, Б. Токмак
	Аллиты	4				Краснооктябрьс инское), Тих
	Полиоксидолиты	*n*		Сарановское	Южно-Кемпирсайское, Каратау	
III	Фосфоролиты апатит	1	Хибины, Ловозеро			
	Полифосфоролиты	*n*				
IV	Кальцитолиты	1				
	Доломитолиты	2				
	Поликарбонатолиты	*n*				
V	Хлоридолиты	1				
	Сульфатолиты	2				
	Карбонатолиты	3				
	Полигалитолиты	*n*		Медведковское		
VI	Сульфидолиты	1				
	Сульфулиты	2				
VII	Гелио-фюзено-липидолиты	1—3				Кузбасс, Подмосковный, Канско-Ачинский бассейны
	Сапропелиты	4				

Таблица XVI-3

России и сопредельных территорий

Кристаллолиты	Сферо-агрегатолиты	Фитолиты	Зоолиты
ское, Любинское, Азкамар, Даш-Са-Асканское, Гумбрийское, Поволжье,			
Ключкское			
кое, Боровичское			
тейниковское, Сахалин, Камчатка, инское, Орское, Полковник			
Костомукша, Кривой Рог, КМА			
Уральское, Никопольское, Никитское			
кое, СУБР (Красная шапочка, Кальвинский р-н			
Каратау, Белкинское	Брянский, Вятско-Камский, Актюбинский бассейны		Эстонский бассейн
Удско-Селемджинский бассейн			
Пикалевское, Швакинское, Белоручейское, Андреево-Храповицкое, Серовское, Алферовское, Урусовское, Ольшанецкое			
Малышевское, Емецкое, Данковское, Сыткинское, Агаповское, Боснинское, Еленовское			
Керченское, Аятское, Чиатурское, Никопольское, Полуночное, Ахалцихе, Карадаг, Нижнетагильское, Гумешевское, Заозерная, Березовская площади			
Прикаспийский бассейн (купольные), Верхнепечорское, Припятский, Среднеазиатский бассейны			
Савосарское, Звозское, Изборское, Порховское, Тростянецкое, Кривское, Веренчанское, Аурташ, Медведевское			
Тачевская, Березовская площади, Смолянское, Хибинское			
Соликамское, Березниковское, Щербаковское			
Угольные бассейны многих регионов, угли Новгородской обл., известняки, мергели Крыма			
Каракумское, Поволжье, Язовское, Раздольское, Гаурдакское			
Донецкий, Горловский бассейны		Южно-Якутский, Иркутский бассейны, Западно-Сибирские площади	

мациеобразующими, так как их представители обычно выступают в роли главных членов породных ассоциаций. Формациеобразующим породам противостоят две группы *пород редких*. Одна из них включает в себя породы, как правило не образующие самостоятельных скоплений: фосфоритолиты, бокситы, сидеритолиты и др.; другая — породы, встречающиеся крайне редко: известковые туфы, гипсовые пески и т. д. Обе эти группы можно отнести к *акцессорным*.

Формациеобразующие породы составляют ряд, в который входят горные породы, формирующие крупные скопления в разрезе земной коры. Это — большинство силикатных обломочных, глинистых, карбонатных, кремниевых, сульфатно-хлоридных пород. Перемежаясь в пространстве, они слагают тела осадочных формаций. Формациеобразующие породы в составе конкретной толщи выступают как главные, обязательные, элементы системы — главные члены парагенезиса, по Н. С. Шатскому — и как второстепенные.

Акцессорные породы образуют ряд, в которой входят породы оксидно-марганцевой, оксидно-железистой, фосфатной и других групп, а также некоторые разности пород карбонатных, сульфатных, хлоридных и алюмосиликатных. В составе формаций акцессорные породы присутствуют как второстепенные, необязательные, члены породной ассоциации. Они создают индивидуальность конкретной формации: часто помогают оценить ее генезис, нередко определяют ее минерагеническую специализацию. В некоторых случаях относительное содержание акцессорных пород в отдельных частях тела формации бывает настолько велико, что они становятся главными членами наборов пород на месторождениях полезных ископаемых — фосфоролиты, угли, железные породы.

Особый интерес представляют группы и виды формациеобразующих пород, поскольку их наименования определяют состав и объемы тел единичных формаций. Характеристика формациеобразующих пород должна опираться на общую классификацию осадочных, из которых наиболее приемлема такая, где группы пород выделяются по составу породообразующих минералов: кварцево-силикатные, оксидно-гидрооксидные, фосфоролитовые, карбонатолитовые и др. и по структуре: кластолитовая, пелитовая, кристалло-органолитовая.

Для характеристики пород как формациеобразующих элементов может быть использован упрощенный вариант классификации. В формационном анализе можно ограничиться выделением следующих групп осадочных пород: 1) силикатные — обломочные и глинистые; 2) карбонатные; 3) сульфатные и хлоридные; 4) кремниевые — силицитовые; 5) оксидно-железистые; 6) оксидно-марганцевистые; 7) глиноземные; 8) фосфатные; 9) угольные; 10) битумные.

Первые пять породных групп в целом являются формациеобразующими, остальные, как правило,— акцессорными.

Ряд формациеобразующих пород. *Силикатные породы.* Толщи, сложенные преимущественно силикатными породами, подразделяются в первую очередь на крупнообломочные — гравийно-конгломератовые и пр.; мелкообломочные — песчаниково-алевролитовые, глинистые — глинисто-сланцевые, а также смешанные — песчаниково-глинистые, глинисто-глыбовые, конгломератово-песчаниково-глинистые и т. д. Гранулометрическая характеристика толщи в общей форме предполагает вероятный палеотектонический режим во время ее накопления. Однако еще более важным показателем конседиментационной обстановки является минеральный состав обломочных и глинистых частиц. Другим ценным показателем является первичный цвет пород, обусловленный валентностью железа, примесью органического вещества и пр.

На примере обломочных силикатных пород можно показать, как устанавливается «вид» формациеобразующей породы — порода, которую следует группировать для обособления геологической формации. При этом

мы руководствуемся целевым подходом: каждая толща, выделяемая как единичная осадочная формация, должна служить индикатором тектонического режима, палеогеографической обстановки, минерагенической специализации. Объемы таких толщ должны приблизительно соответствовать местным стратиграфическим единицам, с которыми чаще всего приходится работать, которые можно картировать. Целевой подход при определении формациеобразующего вида породы определяет объем толщи, принимаемой за единичную формацию, ее наименование по главным членам ассоциации пород, степень информативности для ретроспективных построений и прогноза полезных ископаемых. При необходимости единичные формации группируются в ассоциации формаций.

Таким образом, для установления «вида» среди алюмосиликатных обломочных пород необходимо последовательно опускаться на более низкие иерархические уровни, вплоть до разности породы, которая в ассоциациях определяет толщу как индикатор обстановки. Например, первый уровень — крупнообломочные и мелкообломочные породы. Как правило, его информативность недостаточна для ретроспективных построений. Следующий уровень — минеральный состав обломков: граувакки разной степени кислотности, аркозы, кварцевые песчаники. Этот уровень с учетом первого с достаточной степенью определенности свидетельствует о тектоническом режиме. Вероятно, на более низком уровне обломочные породы следует разделить по их первичной окраске. В конечном счете в качестве формациеобразующих видов и разностей выступают кварцевые, олигомиктовые, аркозовые, граувакковые мелкообломочные породы (песчаники, алевролиты) — сероцветные, красноцветные, пестроцветные, темноцветные; кварцевые, полимиктовые, вулкано-осадочные крупнообломочные породы (конгломераты, валунники, брекчии, гравелиты). Для крупнообломочных пород цвет как индикатор палеогеографической обстановки имеет второстепенное значение. Таким образом, для рассмотренной группы формациеобразующий вид определяется гранулометрией, минеральным составом обломков, первичной окраской породы.

При выделении формациеобразующих видов среди глинистых пород на первое место выступает критерий состава глинистых минералов: каолинитовые, гидрослюдистые, хлоритово-гидрослюдистые, монтмориллонитовые, цеолитовые и другие глины; на второе — их первичная окраска: красно- и пестроцветные, зеленовато-голубые, темноцветные. Минеральный состав глин и их цвет в совокупности с другими показателями дают определенное представление об обстановке накопления толщ.

Выделение формациеобразующих видов силикатных пород и обособление на этой основе формационных единиц позволяют расчленять внешне однообразные терригенные толщи на самостоятельные формации — индикаторы стабилизации и активизации былых тектонических режимов, изменений климата, палеогеографической обстановки — и обосновывать приуроченность полезных ископаемых к определенным интервалам разреза. В частности, на этом принципе так называемая юрская терригенная формация на Тянь-Шане была расчленена на несколько самостоятельных единиц, каждая из которых соответствовала эпохам разных режимов и характеризовалась разной степенью угленосности.

Карбонатные породы. Среди карбонатных толщ по составу выделяются известняковые, доломитовые и смешанные известняково-доломитовые. Кроме того, карбонатные породы широко распространены в полипородных разрезах силикатно-карбонатного, кремнисто-карбонатного и сульфатно-карбонатного составов, являясь в них главными членами породных ассоциаций. Как известно, карбонатные породы могут накапливаться в разной обстановке: от субаэральной до морской глубоководной в результате обломочной, биогенной, хемогенной седиментации, а поэтому определение разностей пород,

принимаемых как формациеобразующие виды, крайне важно для формационного анализа.

Известняки по типам структур подразделяются на обломочные, биолитовые, кристаллитовые и сферо-агрегатные. В группе обломочных известняков формациеобразующие виды и разности устанавливаются на основе признаков гранулометрии и первичной окраски. Грубообломочные известняковые брекчии, конгломераты и мелкообломочные известняки обычно слагают крупные шлейфы вокруг рифовых массивов, а нередко составляют самостоятельные формационные тела.

В группе биолитовых известняков формациеобразующие виды устанавливаются по преобладающим типам породообразующих организмов: строматолитовые, онколитовые, кокколитофоридовые, коралловые, мшанковые, устричные, нуммулитовые и прочие разности известняков. Такой подход обеспечивает выделение различных типов известняковых формаций. Например, в составе «карбонатной» формации верхней юры — эоцена Северного Кавказа — Крыма, как она устанавливалась некоторыми исследователями, в действительности удается выделить формации типа «аммонитико-росса» в юре и нижнем мелу, формации кораллово-водорослевых известняков в верхней юре, нижнем мелу, мергельно-меловые кокколитофоридовых известняков в верхнем мелу и эоцене, нуммулитовых известняков в эоцене и многие другие, резко различающиеся по типам пород, их наборам, внутренней структуре, обстановкам формирования и полезным ископаемым. Вне всякого сомнения, что это — самостоятельные известняковые формации, отличающиеся прежде всего составом породообразующих организмов слагающих их известняков. В совокупности они действительно составляют разнородную по составу и строению ассоциацию карбонатных формаций северной периферии бассейна Тетис.

В группе известняков с кристаллитовой и сферо-агрегатной структурой — формациеобразующими видами являются: микритовые, зернистые, оолитовые, псевдоолитовые, пеллетовые разности, широко распространенные в разрезах карбонатных толщ совместно с органолитовыми известняками или самостоятельно.

Сульфатные и хлоридные породы. Рассматриваемые группы пород по сравнению с силикатными и карбонатными распространены в существенно меньшей степени. Тем не менее начиная с позднего докембрия их скопления концентрируются на определенных типах бассейнов на платформах и в складчатых областях, слагая соленосные — эвапоритовые, галогенные формации.

По преобладающим классам пород Г. А. Мерзляков выделил шесть разновидностей галогенных толщ, распространенных в соленосных бассейнах Евразии: ангидрит-галитовую, доломит-ангидрит-галитовую, глинисто-доломит-глауберит-галитовую, сильвинит-карналлит-галитовую, кизерит-карналлит-галитовую, кизерит-бишофит-карналлит-сильвинит-галитовую.

Таким образом, в качестве формациеобразующих элементов сульфатных и хлоридных ассоциаций выступают галитолиты, сильвинолиты, карналлитолиты, глауберитолиты, бишофитолиты, кизеритолиты, а также ангидритолиты и гипсолиты. Накапливаясь в обстановке аридного климата, сообщества сульфатных и хлоридных пород являются прекрасными индикаторами палеоклиматической обстановки.

Вместе с сульфатными и хлоридными породами в ассоциациях нередко распространены доломитолиты, мергели, пестроцветные глины и мелкообломочные силикатные породы, приобретающие в периферийных частях тел эвапоритовых формаций важную роль.

Кремниевые породы. Силицитовые породы распространены в разрезах кремниево-карбонатных, кремниево-сланцевых (глинистых), кремниево-вулканических толщ, а также образуют самостоятельные толщи. Наиболее широко кремниевые породы развиты в геосинклинальных поясах, но встре-

чаются и на платформах, в разрезах осадочных комплексов высокоширотных бассейнов. Толщи, относимые к кремниевым — силицитовым — формациям, иногда целиком бывают сложены кремниевыми породами: яшмами, радиоляритами, спонголитами, трепелами, опоками, но чаще эти породы образуют пачки и прослои, чередуясь с туфами, туффитами, лавами, известняками, кварц-глауконитовыми песчаниками, гидрослюдистыми и монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами и пр. Широкое распространение в разрезе кремниевых пород обычно рассматривается как признак глубоководности, низкой температуры вод бассейна и проявлений вулканизма.

Формациеобразующими видами пород являются различные яшмы, фтаниты, радиоляриты, кремниевые сланцы, спонголиты, опоки, трепелы. Они определяют объемы и наименования породных ассоциаций.

Ряд акцессорных пород. Как отмечено выше, акцессорными породами являются группы оксидно-железистых, марганцевых, глиноземных, фосфатных, угольных и битумных пород. Обладая невысоким «кларковым содержанием» в разрезе осадочной оболочки, они распространены очень неравномерно. В некоторых случаях они могут образовывать скопления, представляющие практический интерес. Использование многих видов пород этого ряда в качестве полезных ископаемых позволяет выделять железоносные, марганценосные, фосфоритоносные, бокситоносные, угленосные, нефтегазоносные и прочие группы формаций по присутствию в них соответствующих классов пород. Эти скопления концентрируются в определенных частях тел, образованных формациеобразующими породами, в так называемых рудоносных толщах, пачках, горизонтах. При этом следует иметь в виду, что одинаковая рудоносность может иметь место для разных сообществ формациеобразующих пород.

Для наглядного отображения осадочных пород в качестве полезных ископаемых могут быть использованы различные показатели, изображаемые на матричных классификациях состав—структура разных уровней. В качестве примера демонстрируется общая классификационная таблица осадочных пород уровня петрографического рода, составленная К. Б. Ильиным, в которой приведены списки месторождений в ячейках, отвечающих тем родам горных пород, где они выступают в качестве главных полезных компонентов (табл. XVI-3). Очевидно, что чтение подобного рода таблиц осуществляется параллельно с чтением содержательно-петрографических таблиц, в данном случае главной классификационной табл. II-5, помещенной в гл. II.

XVI-3. АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ПОДХОДЫ. ЕЩЕ РАЗ ОБ ОБЩЕЙ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

От редактора. Концепция генетичности, как бы ни старались отмежеваться от нее создатели структурно-вещественных классификаций, в том числе и авторы этой книги, всегда является скрытым подтекстом их построений, проявляющимся, в частности и прежде всего, в порядке расположения объектов классифицирования. С чего должна начинаться классификация, и каков порядок следования выделяемых объектов? При классификационных построениях авторы в скрытой или в явной форме следуют определенной системе взглядов, и если эта система продумана, она так или иначе учитывает природу вещей и отыскивает возможности непротиворечивых решений.

Принятая в данной работе систематика осадочных пород, изложенная в гл. II и отраженная затем во всей структуре — построении предлагаемой монографии, непротиворечива на всех иерархических уровнях деления объектов: сначала вещественных, затем структурных, о чем уже достаточно много говорилось. Но если речь идет действительно о систематике, то ее главная роль заключена в другом — в многоцелевом назначении, в том числе в определенной генетической значимости, в ее цельности как генетической системы. Оценивая эту сторону изложенной систематики осадочных пород, можно легко понять, что содержательно она опирается на основной закон осадкообразования, отраженный в теории осадочной дифференциации, предусматривающей существование двух типов взаимосвязанных процессов — дифференциации механической и дифференциации химической (биохимической). Поэтому классификационный ряд осадочных пород (см. табл. II-5) начинается с механических дифференциатов, представленных силикатными породами, за которыми следуют дифференциаты химические: начиная

от наименее подвижных оксидов алюминия и марганца и кончая подвижными солями и самыми подвижными углеводородными породами — производными от материальных строителей наиболее мобильного биологического круговорота. Исключения сделаны для немногих, главным образом малых пород. Расположение объектов каждого класса также подчинено общей концепции: от начальных дифференциатов — грубокластических разностей ферритовых, аллитовых, фосфатных, карбонатных и т. д. пород — к их подвижным хемогенным и биогенным формам и далее к их обломкам — интракластам, переходным к обломочным породам и завершающим один и начинающим новый круг систематизируемых объектов.

Тексты, написанные одним из главных авторов работы — В. Т. Фроловым, оказались встроенными в общую конструкцию книги так, как это диктовалось соображениями ее единства, подчиненного выбранной концепции классифицирования осадочных пород. Из текста складывается впечатление, что В. Т. Фролов не только описывает отдельные группы пород, но и разделяет общие, принятые в работе принципы классифицирования. Однако, это не так. Начиная с 1987 г. В. Т. Фролов разрабатывает структурно-вещественную классификацию осадочных пород, отличную от других классификаций, в том числе от принятой в данной работе. Во избежание неверных толкований позиций этого автора, а также стремясь подчеркнуть возможность иных решений проблемы классифицирования, мы, по просьбе В. Т. Фролова, помещаем ниже его очерк, написанный им после того, как книга, пройдя научное редактирование, была уже практически готова к изданию.

Основная классификация экзолитов, т. е. их систематика, должна исходить из системы осадочных пород, взятой в целом и независимо от других систем данного уровня организации природных объектов. Это — условие и правильного понимания классифицируемой системы. Традиционная же классификация исходит из толкования осадочных пород как пород вторичных, возникающих в результате, прежде всего, механического и физического разрушения якобы первичных, магматических и метаморфических, т. е. эндогенных пород. Поэтому систему экзолитов и у нас, и за рубежом традиционно начинают с обломочных пород, хотя они лишь в малой степени представляют экзолиты.

Но действительно ли вторичны экзолиты? На самом деле — это первичные породы на Земле: наша планета и образовалась как осадочное тело из космического метеоритного материала, который и ныне участвует в земной седиментации, хотя и в крайне ослабленной форме. И первые магмолиты и металиты образовались из осадочных пород, т. е. были вторичными. В результате больших и малых циклов преобразований вещества Земли первичными и вторичными неоднократно становились то экзо-, то эндолиты. Но в аспекте классифицирования вопрос о первичности-вторичности важнее поставить более конкретно — по отношению к группам осадочных пород. В этом случае лишь 15—20% всех экзолитов окажется вторичными породами, возникшими за счет более древних магматических, метаморфических и силикатных осадочных в результате их механического и физического разрушения — и это как раз обломочные породы, или кластолиты в узком смысле слова. Бóльшая же часть (80—85%) экзолитов (каустобиолиты, фосфатолиты, галолиты, глины, карбонатолиты, руды Al, Fe, Mn и т. д.) образовалась заново, как первичные породы, и никакой непосредственной связи с конкретными эндолитами и экзолитами не имеет. Это — производные особого мира: экзогенного, открытого к космосу, и поэтому эти экзолиты отражают космоземные условия. Не песчаники, не брекчии, не конгломераты или другие силикатные кластолиты, а биолиты и хемолиты — настоящие, истинные осадочные породы. Чтобы правильно, а не извращенно понять экзолиты, надо в первую очередь изучить эти новообразования, к тому же в большинстве своем специфичные для Земли. И с них надо начинать классификацию экзолитов.

Мы уже вошли в проблему и процедуру дискриминации групп осадочных пород. Однако дискриминационный анализ необходимо продолжить, чтобы правильно классифицировать исключительно разнообразные осадочные породы. Для этого прежде всего необходимо обратиться к понятию «горная порода». Самое краткое и вместе с тем достаточное ее определение крайне простое: *горная порода (или просто порода) — это агрегат минералов.* Добавление двух слов «определенной структуры» полезно, но не обязательно, так как в слове «агрегат» структура подразумевается, ибо агрегат не

может существовать иным образом, вне связи составляющих его элементов. Но это предполагает один-единственный способ образования последних — одновременный акт «творения» (гранит, соли и т. д.) в течение короткого или несколько растянутого процесса. Тогда порода в целом и ее минералы окажутся равновесными к породившим их термодинамическим и концентрационно-вещественным условиям, которые они отражают и представляют с той мерой полноты и адекватности, с какой они получились однородными. Эвтектические (граниты) и эвтонические (галитолиты и другие эвапориты) образования, вероятно, наиболее однородны. Эффузивы (они двухфазны — вкрапленники и основная масса) и многие экзолиты с растянутым во времени заполнением первичного межгранулярного пространства уже в некоторой степени гетерогенны и не полностью равновесны со средой образования. Можно расположить все горные породы в ряд по убыванию их однородности и, следовательно, равновесности к условиям образования. В конце этого ряда окажутся экзокластолиты силикатного и кварцевого состава.

Обломочные кварцево-силикатные породы — самые разнородные по составу и наименее равновесные химически (нередко и структурно) образования, которые часто затруднительно даже назвать горными породами. Их зерна и иные компоненты — минералы, лито-, витро- и биокласты, цемент, конкреции и другие включения — образовывались в разное время, в разных условиях, не здесь, и поэтому вместе не отражают условия места формирования осадка и к ним, как правило, неравновесны. Это — не «агрегаты»: связи между обломками практически отсутствуют, и их объединили, смешали чисто механические, гравитационные силы, а не химизм или термодинамические условия места залегания. Часто их так и называют — смесями, микститами, хлидолитами, кучами мусора. Даже мономинеральные кварцевые пески — смеси, чаще всего самые гетерогенные, ибо объединяют в малых объемах образца кварцы разных источников (магматических, метаморфических, жильных, осадочных пород) и разного возраста (от архейского до голоценового), что делает эти пески, как и большинство кластолитов, скорее, уже не породными образованиями, а геологическими телами формационного характера. Эти нетипичные и сложнейшие породы, во многом противостоящие другим, настоящим экзолитам, должны лишь заканчивать ряд осадочных пород, но не открывать его. Вторичные по составу экзокластолиты могут быть расшифрованы лишь после изучения более простых пород, из обломков которых образовались механические смеси. Традиционные же классификации нарушают основное дидактическое правило — от простого к сложному — и вредят студентам, изучающим литологию.

Кроме того, и психология обучения, в частности метод впечатывания, или импринтинг, требуют для создания правильного впечатления об изучаемых объектах в первую очередь знакомить с самыми типичными их представителями. Такими являются настоящие, истинные экзолиты: био- и хемогенные осадочные породы. Еще в 1940 г. своим непревзойденным определением осадочных пород Л. В. Пустовалов [34] обосновал их значение для понимания литогенеза. Однако в его формулировке отсутствует признак вторичности экзолитов (в нем нет слов «являются продуктами разрушения других пород»), которые определяются через термодинамические условия поверхностных частей Земли. Но сильна сила инерции, если и русские геологи остались глухи к такому фундаментальному положению.

Итак, природно адекватной, логически непротиворечивой и дидактически удобной должна быть *иная классификация*, располагающая породы *наоборот принятому порядку*, т. е. так, как при чтении снизу вверх (от биолитов к хемолитам и далее — к кластолитам), а также по оси «структуры» — справа налево. Но это — в общем виде. Конкретное место каждой группы пород можно определить с учетом всех трех требований к классификации — естественности, логичности и дидактичности — и общего понимания лито-

генеза. Последнее место в естественном ряду экзолитов неоспоримо принадлежит экзокластолитам кварц-силикатного состава. Также прочно предпоследнее место займут глины (пелитолиты), бо́льшая часть которых слагается хотя и из экзогенных, но переотложенных механических минералов. Перед ними, скорее всего, надо поместить каустобиолиты (угли, нефти и т. д.) из-за их сложного «минерального» состава и парагенетической близости к глинам, с которыми они образуют бикомпонентные породы. Таким образом, найдены места силикатным и органическим надгруппам пород. Остаются «солевые» и оксидные группы пород, явно более простые и более равновесные к средам их образования. Из них оксидолиты проще и должны открыть ряд осадочных пород, причем кремниевые породы, или силициты, в значительной мере биогенные (диатомиты, радиоляриты, спонголиты), простые и широко распространенные — инициальные. Однако есть другая важнейшая группа экзолитов, которая не рассматривается литологами (криолитологи ее глубоко изучают), но без которой система осадочных пород будет неполной. Это — аквалиты: лед, вода, многолетняя мерзлота и другие, и они могут возглавить список экзолитов.

Полный ряд основных экзолитов, таким образом, следующий [42, 43]:

1. Аквалиты (водные породы).
2. Силициты (кремниевые породы).
3. Аллиты (алюминиевые породы).
4. Ферритолиты (железные породы).
5. Манганолиты (марганцевые породы), образующие надгруппу оксидолитов или оксидовых пород; за ними следуют солевые (s. l.) породы.
6. Эвапориты (солевые породы s. str.).
7. Карбонатолиты.
8. Фосфоролиты, затем органические и силикатные надгруппы, завершающие ряд.
9. Каустобиолиты (горючие породы).
10. Пелитолиты, или глиняные породы.
11. Кластолиты кварц-силикатные, т. е. собственно обломочные породы.

Некоторые из этих групп могут разделяться на самостоятельные группы того же ранга, например эвапориты на сульфатолиты, хлоридолиты, фторидолиты (флюорититы или флюоритолиты), бромолиты, йодолиты, содолиты или содокарбонатолиты, нитратолиты, а каустобиолиты — на нафтиды, или битумолиты, и угли, или гумолиты. В этот перечень попали и малые породы, а также и минипороды (йодолиты, бромолиты и др.).

Многие малые и минипороды не вошли в этот список, например сульфидолиты, цеолитолиты, элементные, т. е. самородные породы — серные (сульфулиты), медные, золотые и др. Сульфидолиты могут завершить список солевых пород, но с ними естественно поместить и сульфулиты. Цеолититы — самостоятельная группа силикатных пород. Золотые и другие крупные самородки пока могут быть среди пород из реликтовых компонентов, т. е. обломочных, или образовать самостоятельную группу минипород.

Вторая, после минерального состава, петрографическая сторона пород — структура — также должна претерпеть «инверсию»: некристаллические (аморфные) «сплошные», микросферо-агрегатные и кристаллитовые структуры, свойственные многим свежим, еще нелитифицированным осадкам — зародышевым формам (фазам) экзолитов,— начинают структурный ряд пород и далее, направо, сменяются макроструктурами — биоморфным, сферо-агрегатным и яснокристаллическим (перекристаллизационным или метасоматическим). Заканчивают ряд обломочные структуры, являющиеся явно вторичными (руиновыми).

Рассмотренная базовая классификация — систематика — должна дополняться другими, более специализированными классификациями (по крепости, химическому составу, практическому значению и другим объективным признакам), а также генетическими (по источнику вещества, способам и условиям образования). Частично они даны в книге по группам пород.

В полной мере генетические классификации, однако, остались не включенными в издание, пафос которого был в значительной мере противопо-

ложным: мы стремились очистить от генетических элементов петрографические, т. е. морфологические, объективные классификации, которые из-за них были эклектичными, ошибочными и неприменимыми на практике. Но это не означало недооценки генезиса и генетических классификаций. Наоборот, последние, очищенные от необходимости увязки, корреляции с петротипами, становились более строгими и детальными, что можно видеть в разработках автора [43, с. 264—274]. Но данное издание, возможно, вызовет упреки в недооценке генетических классификаций.

Вообще классифицирование горных пород не лишено парадоксальности: понятие породы (по крайней мере с XIX в.) — петрографическое (как агрегат минералов), а их главное деление на осадочные, магматические и метаморфические — генетическое, хотя и произведенное не строго логично, так как основные группы пород выделены по разным основаниям, а именно: по источнику вещества (магматолиты), по способу образования (метаморфиты, отчасти седилиты) и по условиям формирования (коры выветривания и другие метасоматиты). Хотя это деление необходимо (его надо только логически откорректировать), оно вызывает и будет вызывать разные толкования о принадлежности туфов к магматитам, глинистых сланцев к метаморфитам и т. д. Поэтому для устранения классификационного петрографического парадокса и главное деление всех горных пород, независимо от генезиса, в будущем придется производить по петрографическим признакам, а именно по минеральному составу и структуре. Из классификаций по происхождению осадочных пород важнейшей является собственно генетическая, подразделяющая и группирующая их по способу образования, т. е. выделяющая генетические типы экзолитов. Они призваны ответить на главный генетический вопрос: как образовалась данная порода?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арнольд В. И.* Теория катастроф. М., Наука, 1990. 128 с.
2. *Белоусов А. Ф.* Общие принципы классификации горных пород.— В кн.: Методология литологических исследований. Новосибирск, Наука, 1985, с. 219—235.
3. *Бурбаки Н.* Очерки по истории математики. М., Изд-во Иностр. лит., 1963. 292 с.
4. *Ван Хао, Мак-Нотон Р.* Аксиоматические системы теории множеств. М., Изд-во Иностр. лит., 1963. 54 с.
5. *Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В.* Парагенезис минералов и формация в ряду образований различных уровней организации.— ЗВМО, 1972, Ч. 101, вып. 3, с. 281—289.
6. *Вассоевич Н. Б., Меннер В. В.* Системные уровни организации сообществ осадочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 5—14.
7. *Верзилин Н. Н., Драгунов В. И., Шванов В. Н.* Основы систематики осадочных пород.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7, 1988, вып. 1(7), с. 3—15.
8. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М., Наука. 1965. 376 с.
9. *Вотах О. А.* Структура вещества Земли. Новосибирск, Наука, 1991. 224 с.
10. *Геологические* тела (терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М., Недра, 1986. 334 с.
11. *Геологические* формации и закономерности размещения полезных ископаемых/Под ред. А. Л. Яншина, В. М. Цейслера, В. И. Драгунова. М., Наука, 1990. 206 с.
12. *Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогения минералов. М., Наука, 1975. 340 с.
13. *Дмитриевский А. Н.* Системный подход в литологии; исходные предпосылки, возможности, перспективы.— Литология и полезные ископаемые, 1993, № 3, с. 3—16.
14. *Драгунов В. И.* Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества.— В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Вып. 1. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1965, с. 55—67.
15. *Драгунов В. И.* Онтогенез геологических тел в аспекте их иерархии, филогении и экологии.— В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М., Наука, 1983, с. 192—199.
16. *Драгунов В. И.* Системный аспект литологических исследований.— В кн.: Методологические проблемы геологии нефти и газа и их связь с практикой. Новосибирск, Наука, 1986, с. 193—204.
17. *Драгунов В. И.* Онтогенез и эволюция геологических формаций.— В кн.: Эволюция геологического процесса в истории Земли. М., Наука, 1993, с. 89—103.
18. *Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И.* Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974. 160 с.

19. *Заварицкий А. Н.* Избранные труды. М., Изд-во АН СССР. 1957. 703 с.
20. *Иностранцев А. А.* Открытое письмо Геологическому комитету. СПб., 1891. 24 с.
21. *Казицын Ю. В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., Недра. 1972. 145 с.
22. *Карагодин Ю. Н.* Введение в нефтяную литмологию. Новосибирск. Наука, 1990. 240 с (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 735).
23. *Классификация* лунных магматических пород. М., Недра, 1985. 72 с.
24. *Колмогоров А. Н., Фомин С. В.* Элементы теории функций и функционального анализа 3-е изд. М., Наука, 1972. 496 с.
25. *Косыгин Ю. А.* Планетарные аспекты геологии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. К 60-летию А. Л. Яншина. М., Наука, 1969, с. 262—268.
26. *Косыгин Ю. Н., Соловьев В. А.* Геологические формации и тектоника. Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 17—24.
27. *Круть И. В.* Введение в общую теорию Земли. М., Мысль, 1978. 368 с.
28. *Лихарев Е. К.* В защиту «голотипа».— Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва, 1956. Т. XV, с. 349—353.
29. *Мейен С. В.* Введение в теорию стратиграфии. М., Наука, 1989. 216 с.
30. *Открытое* письмо профессору А. А. Иностранцеву. [С. Н. Никитин.] СПб., 1891. 24 с.
31. *Петрографический* кодекс (Временный свод правил и рекомендаций). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 152 с.
32. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов.— ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.
33. *Попов В. И.* Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. В 2 ч. Самарканд, Изд-во Узб. ун-та, 1953. ч. I, 150 с.; ч. II. 172 с.
34. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. В 2 т. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с.; Т. 2. 420 с.
35. *Пустовалов Л. В.* Об основных принципах классификации осадочных пород.— Учен. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол., 1962, вып. 310, с. 81—110.
36. *Рундквист Д. В.* Об одной общей закономерности геологического развития.— В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Вып. 1. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1965, с. 79—90.
37. *Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.* Петрология магматических и метаморфических пород. Л., Недра, 1973. 392 с.
38. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., Наука, 1971. 622 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 228).
39. *Твенгофел У. Х.* Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936. 916 с.
40. *Тимофеев П. П.* Советская литология и пути ее развития.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М., Наука, 1981, с. 6—20.
41. *Усманов Ф. А.* Основы математического анализа геологических структур. Ташкент, Изд-во Фан. 1977. 206 с.
42. *Фролов В. Т.* К вопросу о классификации осадочных пород.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, 1987, № 1, с. 26—36.
43. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.
44. *Херасков Н. П.* Геологические формации (опыт определения).— В кн.: Тектоника и формации: Избр. тр. М., Наука, 1967. с. 12—32.
45. *Цейслер В. М.* Анализ геологических формаций. Учение о слоях литосферы, геологических формациях, горных породах, минералах, химических элементах. М., Наука, 1992. 140 с.
46. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. III. М., Наука, 1965. 348 с.
47. *Шванов В. Н.* Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. СПб., Недра, 1992. 231 с.
48. *Шмальгаузен И. И.* Проблемы дарвинизма. Л., Наука, 1969. 194 с.
49. *Яншин А. Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л., Наука, 1988. 40 с.
50. *Glangeaud L.* L'expérience et la recherche opérationelle dans les scienses de la terre et la nature.— Rev. sci., 1963, № 29, p. 125—170.
51. *Grubie A., Obradovič I.* Sedimentologia. Gradevinska kniga. Beograd, 1975. 331 p.

СПИСОК ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ АНАЛОГОВ*

В Список включены названия породных групп, пород и осадков преимущественно монолитического характера, выраженные одним существительным, иногда вместе с дополняющим его прилагательным, отражающим минерально-компонентный состав. Названия смесей из основных компонентов, а также структурные подразделения последних в Списке не приводятся.

Агломерат 68
Агломерат (вулк.) XV-1
Агглютинат (вулк.) XV-1
Адъюнктивно-минеральные песчаные п. (гр.) 53, **58**, **68**, 144
Азурит **187**, 192
Аквалит 15, 17, 262, **334**
Актинолитолит 245
Алеврит 11, 13, 16, **38**, **43**, **52**, **69**, 92, 95, 96, 97, 281, 286, 287
Алеврит (вулк.) XV-1
Алевритовая п. 19, 42, 44, 45, **67**
Алевролит 12, 13, 16, **43**, **52**, **63**, 92, 181, 324, 325, 329, II-5
— бокситовый II-5
— доломитовый II-5
— известняковый II-5
— кварцевый 67, 68, II-5
— лититовый II-5
— манганолитовый II-5
— оксидно-железистый II-5
— полевошпатовый II-5
— полимиктовый 67
— полиоксидолитовый II-5
— синкластовый II-5
— фосфоролитовый II-5
Аллит 12, 15, 17, 36, 125, **138**, 145, 326, 334, II-5
Аллитовый псефитолит III-4
Аллоламинит **185**, **186**, 191, 192
Аллофанит II-5
Аллофановая глина **75**, 76, 86
Аллофаиолит 245
Аллохемная п. 19
Алунит 197, 198, 231
Альбитолит 245
Алюминиевая п. 13, **125**, 138, 334
Алюмогелит **141**, **145**
Алюмогель **133**, **139**, **145**
Алюмогидрокальцитолит 187
Алюмокварцит XIV-1
Алюмосульфатолит 154, 155, 230
Алюмофосфатная п. 150
Амезитолит **104**, **245**
Амиантолит 246
Аммонитико-росса **182**, 330
Амфибололит 98, **106**, 245
— роговообманковый XIV-1
Анальцимолит 245
Анапаитолит 160
Ангидрит (п.) 9, 10, 16, 20, 197, 198, 203
Ангидритолит 323, 330, X-5
Англезитолит 231
Ангулопсефит **45**, 69
Ангулопсефитолит **49**, 325, II-5
Анемоаргилютит 9
Анемолютит 9
Анемосиликлютит 9
Анкеритолит **186**, **191**
Антраксолит **263**, **264**, II-5
Антрацит 8, **259**, **260**, II-5
Апатитолит 154
Арагонит-кальцитовая п. II-5
Арагонитолит **245—246**
Аргиллит 16, 17, 57, 72, 73, 96, 97
Аргилютит 10
Аренит 20, **56**, **57**, 61, **69**
Аркоз 20, 52, **53**, 54, 57, 61, 62—63, 329
Аркоз К 27, **53**, 54, 62, 63, 64, 65
Аркоз К—Na **53**, 54, 55, 66, II-5
Аркоз Na 40, **53**, 54, 55, 66, II-5
Аркоз Na—Ca 40, **53**, 54, 55, 66
Аркозит 57
Аркозо-граувакка II-5
Аркозовый аренит 57
Арсенолит 246
Асбестолит 246
Астраханитолит X-5
Асфальт 8, 262, **263**, 264
Асфальтит **263**, **264**
Асфальтолит **263**, **264**, II-5
Атмокалькаренит 9
Атморудит 9
Атмосиликаренит 9
Атмосиликрудит 9
Аутигенолит 34
Аутоаргилютит 9
Аутоаренит 9
Аутокальцирудит 9
Аутолютит 9
Ауторудит 9
Аутосиликаренит 9
Аутосиликлютит 9
Аутосиликрудит 9

Байндстоун **171**, **175**, **176**
Бакеритолит 234
Балхашит 258
Бариевых минералов отложения 10
Баритовая п. 229
Баритолит 15, 228, 230, **246**
Бартьеринолит 247
Баундстоун 171, **174**, **176**
Бафлстоун **175**, **176**
Бентоальголит **258**
Бентонит 16, II-5
Бентопланктоальголит 258
Бертьеринолит 103
Бесполевошпатовая гр. XIV-1
Бессульфатная гр. 201
Бёмитолит 141
Биминеральная п. 227
Биоаренит 9
Биокальцилит 9
Биолитит 176
Биопелмикрит 171
Биорудит 9
Бирюза 160

* Ссылки даны на страницы книги и номера таблиц (например: Бишофитолит 330, X-5 и т. п.).

Битум твердый 261
Битуминозная п. 266
Битумная п. 11, 328, 331
Битумоид 262
Битумолит 38, **250**, **261**, 325, 334, II-5
Бишофитолит **330**, X-5
Блоковый микстит 46
Богхед **259**, **261**
Боксит 13, 16, **138**, **140**, **145**, 328, II-5
— бёмитовый 140
— гиббситовый 140
— диаспоровый 140
Боратолит **231—233**, **234**, **246**
Боратолитовая п. 233
Боратолитовая р. 233
Бораты **197**, 221
Борацитолит 233, 234, **247**
Босфоритолит 160
Браунитолит 136
Брекчия 8, 9, 10, 13, 16, **38**, 45, 46, 50, 60, 96, 97, 181, 215, 329
— бокситовая II-5
— вулканическая 16
— галитовая II-5
— гипсовая II-5
— доломитовая II-5
— известковая **329**, II-5
— кварцевая II-5
— литическая II-5
— отломовая 46
— петрокластическая II-5
— сульфулитовая II-5
— фосфоролитовая II-5
Бромолит 334
Брушитолит 160
Булыжник 10
Буралит (бура) 233, 234, **247**

Вавелитолит 160
Вад **132**, **145**, II-5
Вадолит 136
Вакка **51**, **56**, 57, 61, **69**
Вакстоун **171**, **172**, **175**, **176**, 182
Валун **277**, **278**, **281**
Валунник 329
Валунные отл. 9, 60
Валунный микстит 46
Валунов скопление **46**, III-4
Варисцитолит 160
Вериадитовая р. 133
Вещественный состав (г. п.) — 24
Вивианитолит 154, **160**, **246**
Вид минерально-петрографический 4, 5
Витеритолит 186
Витрокластолит 308
Водная п. 334
Волконскоитолит **103**, 246
Вулканический псефитолит 48, III-4

Газ 38, II-5
Газогидрат 261
Газоконденсат 38, 261, 262, II-5
Галечник 16, 46, 60, 181, 215, III-4
Галиолит 15
Галитит 204, 224
Галитовая п. 204, 205, 216, 225, 330, X-7
Галитолит 199, 204, 330, 333, II-5, X-5, X-7
Галогенид 197, **208**
Галогенная п. **196**, **198**, **199**, 203, 222, **223**, 224
Галонд 11
Галолит 38, **196**, **199**, 203, 325, 332, II-5
Ганистер 69
Гатчетит **262**, **263**, II-5
Гаусманитолит 136
Гейлюсситалит X-5
Гелит **256**, **257**
Гелитит **256**, **257**
Гелитолит **256**, **257**, II-5
Геллефлинт 8
Гематитовая п. 13, **137**
Гематитолит **129**, **130**
Гетитолит 125
Гиалкластит 301, **309**
Гиалокластолит 309
Гиббситолит 141
Гидраренит 9
Гидроапатитолит 155
Гидраргилютит 9
Гидроборацитолит 233, 234, **246**
Гидровад 132
Гидрокальцилит 9
Гидрокальцирудит 9
Гидрокальцитолит **187**, **193**
Гидрокарбонат **185**, **187**, 192, **193**, 194
Гидрокарбонатолит 192
Гидроксилапатитолит 153, **155**
Гидроксилфторапатитолит 153, **155**
Гидролютит 9
Гидромагнезитолит **187**, **193**
Гидроманганитолит 136
Гидрорудит 9
Гидросиликаренит 9
Гидросиликрудит 9
Гидротермолит 309
Гидроферриоксидная п. 130
Гипс (п.) 10, 16, 20, 197, 198, 203, **204**
Гипсит 204
Гипсовая п. 204, 214, 215
Гипсолит **204**, 330, X-5
Главные породы 39, **246**
Глазеритолит X-5
Глауберитолит 330, X-5
Глауколит 15
Глина 8, 9, 10, 11, 13, 15, 57, 60, **71**, 72, 92, 94, 95, 96, 97, 166, 167, 168, 275, 283
— вермикулитовая **75**, 76, 86
— волконскоитовая 75
— галлуазитовая 40, II-5
— гидромусковитовая 75
— гидрослюдистая 13, **75**, 76, 77, 78, 79, 80, 83, 89, 323, 329, II-5
— гидрослюдисто-хлоритовая II-5
— глауконитовая 13, 75, II-5
— иллитовая **76**, **77**, **78**, 86, 88
— кальций-смектитовая II-5
— каолинитовая 13, 40, **42**, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 82, 85, 86, 88, 89, 329, II-5
— красная глубоководная 9, **291**
— — пелагическая 283
— магнезиальная 13
— монтмориллонитовая 13, 76, 77, 79
— нонтронитовая 75
— палыгорскитовая **75**, 76, **78**, 86
— сепиолитовая **75**, 76, **78**, 86
— смектитовая 40, 76, 78, 79, 80, 82, 86, 88, 89, II-5
— смешанная 13
— углистая 266
— хлоритовая 75, 76, 78, 79, 85, 86, II-5
— хлоритово-гидрослюдистая 329, II-5

Глина цеолитовая 329
Глинистая п. 11, 12, 15, 18, 21, 36, 39, 43, 56, 72, **73**, 85, 265, 328
Глинистые отложения **76**, 80
Глинистый ил 72
Глинистый осадок 73, 84
Глинистый сланец 9, 10, 12, 16, 67, 72, 73
Глиноземистая п. 12, 13, 21
Глиноземная п. 328, 331
Глиняный песчаник (песок) **58**, **70**
Глыбовые скопления **276**, III-4
Глыбовый агломерат (вулк.) XV-1
Глыбовый микстит **46**
Гнейс 299, XIV-1
— амфиболовый XIV-1
— биотитовый XIV-1
— гранат-биотитовый XIV-1
— кианит-биотитовый XIV-1
Горная порода 21, 24, 31, 92, XIII-2
Горнблендит XIV-1
Горное масло 8
Гравелит 13, 16, **38**, 46, 50, 96, 215, **329**
— бокситовый II-5
— бурожелезняковый II-5
— галитовый II-5
— гипсовый II-5
— доломитовый II-5
— известняковый II-5
— кварцевый II-5
— олигомиктовый II-5
— петрокластический II-5
— сульфулитный II-5
— фосфоролитовый II-5
Гравелитовая п. II-5
Гравий 8, 10, 16, 46, III-4
Гравий (как грунт) **277**, 287
Гравий (вулк.) XV-1
Гравийный манганолит II-5
Гравийный микстит **46**
Гранатовый кварцито-гранулит XIV-1
Гранулит 298, XIV-1
— гранатдвуполевошпатовый XIV-1
— двуполевошпатовый XIV-1
— пироксеновый XIV-1
— пироксен-плагиоклазовый XIV-1
Граптолитит антрацитоидный 259
Граувакка 20, **51**, **53**, 54, 57, 61, 62, 64, 329
— андезитовая II-5
— высокоосновная II-5
— кварцевая **53**, 54, 55
— кремневая 54, 55, II-5
— лититовая 54, **55**, 62, 63, 64, 65, 66, II-5
— основная 40, II-5
— петрокластическая 53, 54, 55, 59, 62, 63, 64, 65, 66
— полевошпатовая 54, 55
— полимиктовая **54**, **55**, 65, 66
Гауваковая вакка 51
Грауваковый аренит 51
Графит 170, **259**, **260**, **261**
Графитолит **246**, **251**, **268**, **269**
Грейнстоун **171**, **172**, **175**, **176**
Грит 69
Грубообломочная п. 12, 13, 42, 43, **45**, **46**
Грунт 91, 94, 274, 275, 276, **285**
— глауконитовый 279
— железистый **278**
— карбонатный **279**, **280**
— кремнистый 278
— фосфатный 279
Грязевая п. (mud) 9
Гумбрин II-5
Гуминокерит **263**, **264**, II-5
Гумолит **255**, **256**, 266, 334
Гэзы (гёзы) 109, **111**, 112, **120**

Давсонитолит **184**, **187**
Даллитолит **153**, **154**, **155**
Джеспилит 13, 108, 110, **111**, 112, 117, **121**
Диадохитолит 160
Диаспоролит 141
Диатомит 15, 20, 108, 109, **111**, 112, 113, **121**, 334, II-5
Диатомовый ил, 121
Доломит 8, 9, 10, 12, 13, 16, 20, 96, **163**, **165**, **166—168**, **177**, **183**, 184, 199, 282, 320, III-4
Доломитовая мука II-5
Доломитовая п. 329
Доломитолит 15, **163**, 184, 189, 321, 326, 330, II-5
Долостон 176
Доманикит 266, **267**
Доманикоид **266**, **267**
Домерит 168
Доминантная гр. 228
Дресва 46, 60
Дресвяная п. II-5
Дресвяник бокситовый II-5
— доломитовый II-5
— известняковый II-5
— кварцевый II-5
— литический II-5
— манганолитовый II-5
— петрокластический II-5
— фосфоролитовый II-5
Дресвяный микстит 46
Дюрен 251

Железа окислы (п.) 11
Железистая п. 10, 12, 13, 19, 21
Железная п. **125**, 130, **131**, 146, 276, 326, 334
Железняк **130**, II-5
— бурый 8, 13
— шпатовый 8
Железоокисный псефитолит **48**, III-4
Железосиликатные (малые п.) 104
Железосодержащая п. 17
Железофосфатная п. 150
ЖМК **135**, **143**, 146

Золотая п. 334
Золото (мини-, микропороды) **243—244**
Золотолит 247
Зооальголит 258
Зоолит 258

Игнимбрит XV-1
Идиолит 33, 34, 49—**50**, **69**, 91, **93**, **94**, 95, 96, 97
Идиолитическая п. 46, 50, 51, 56, **93**, 207, 222, **225**, 226, 250, 251
Идиоминеральная п. 225, **226**
Известняк 8, 9, 10, 12, 13, 15, 16, 19, 21, 26, 40, 96, **163**, **166**, **168**, 184, 234, 282, 330
— мраморизованный XIV-1
Известняковая п. 329
Ил (как грунт) **276**, **277**, **278**, **279**, **282**, **284**, **285**, 286, 287, 288, 292
— алевритовый (как грунт) 282
— вулканический 278
— гидрослюдистый 277

Ил жидкий 275
— каолинитовый 277
— меловой 9
— монтмориллонитовый **277**, **278**
— пелитовый (как грунт) 282
— однокомпонентный 284
— радиоляриевый 9
— сапропелевый 292
— смешанный 284
Ильменитолит 144
Индеритолит 234
Интракластовая п. **37**, 44, 52, 56, 58
Интракластовые силикатные псаммитолиты (гр.) 53, **57—58**
Интракластолит **34**, **36**, **39**, 324
Иодатная соль 197
Иодолит 334

Каинитовая п. 215
Каинитолит X-5
Калиборатолит 233, 234
Калиевая соль 197
Калишпатолит 247
Калькаренит 9, 20, **173**, **180**
Кальклитит **176**, 204
Кальциаренит 9
Кальциеводородохрозитовая п. 133
Кальци-, алюмо-фосфатная п. 153
Кальцийфосфатная п. 150
Кальцилютит 9
Кальцитолит 15, 17, **163**, **184**, 320, 326
Кальцифир амфибол-пироксеновый XIV-1
Кальцифир биотит-актинолитовый XIV-1
Кальцифир оливин-пироксеновый XIV-1
Кальцифировая гр. XIV-1
Кальцифосфат 153
Кальцлютит **173**, 204
Кальцрудит **173**, 204
Кальцсилтит **173**, **180**
Каменная соль 8, 9, 10, 16, 203, X-5
«Канга» 130
Каолинит (п.) 15, 17
Каолинитолит **300**, 325, II-5
Карболит 15, 38, **250**, **251**
Карбонатная (соляная) гр. 218
Карбонатная п. 10, 11, 12, 15, **17**, 18, 21, 27, 36, 38, 42, 92, 95, **107**, 114, **163**, 182, 208, 220, 224, 267, 276, 328, **329**
Карбонатные п. агрегальные 185
Карбонатные п. малые **184**
Карбонатный псефитолит 48, III-4
Карбонатолит 38, **163**, 224, 244, 247, 324, 326, 328, 333, 334, X-5
Карналлитовая п. 215
Карналлитолит **204**, 330, X-5
Каустобиолит 12, 15, 18, **21**, 36, 37, 42, 249, 261, 332, 334
Кахиты 261
Кварц-халцедонолит 100, **121**
Кварцевая п. 13, 15
Кварцевая псефитовая п. **47**
Кварцево-силикатные п. 42, **69**, 328, 333
Кварцевый аренит 57, 61
Кварцевый псефитолит 48, III-4
Кварцит 8, 16, 57, 61, 62, 108, **111**, 112, **121**, XIV-1
— вторичный 301
— железистый 20
— пироксен-магнетитовый XIV-1
— полевошпатовый 57
Кварцит роговообманково-магнетитовый XIV-1
— хлорит-гематитовый XIV-1
Кварцито-гнейс слюдяной XIV-1
Кварцитолит 244
Квасцы **198**, 231
Кеннель 260
Керченитолит **154**, **160**
Керит **263**, **264**, II-5
Кернитолит 233, 234
Кизеритовая п. 215
Кизеритолит 330, X-5
Киры **263**, **264**, II-5
Кластическая глина 9
Кластическая п. 9, 15, 17, 18, 20, **43**
Кластолит 15, 17, 18, 34, 36, **43**, 44, **69**, 334
Клиноптилолитолит 247
Клинтит 176
Кобальтосульфатолит 230
Когезолит **284**, 285
Колеманитолит 232, 234
Коллофанолит **153**, **154**, **161**
Коллоферритолит **129**, **146**
Комбинированная п. **34**, 35, **93**, 207, **217**, 222, 223
Конгломерат 8, 9, 10, 11, 13, 16, 19, **38**, 45, 50, 60, 96, 181, 244, 329
— бокситовый II-5
— валунный 46
— гранитный 20
— доломитовый II-5
— известняковый II-5
— кварцевый 40, 42, **48**, II-5
— литический II-5
— олигомиктовый 20
— петрокластический II-5
— полимиктовый 20
— фосфоролитовый II-5
Конгломератовая п. II-5
Конструктолит **284**, 285, 286
Корундолит 141
Крандаллитолит 160
Кремень 8, 10, 15, 16, 17, 107, **111**, **112**, 114, **121**
Кремневая п. 107, 108, 110, **116**
Кремниевая п. **107**, 108, **121**, 328, 330, 334
Кремниевый туффит 109, **111**, **112**, 113, **121**
Кремнистая п. 10, 11, 12, 13, 15, 16, 107
Кристалло-органолитовая п. 36, 328
Крупнообломочная п. 12, 43, 46
Ксеноагломерат XIV-1
Ксенотуф **309**, XV-1
Кукерсит 258
Купролит 15
Купросиликатолит 105
Купросульфатолит 230
Куронгит 258
Курскитолит **153**, **154**, **155**

Лава брекчиевая XV-1
— глыбовая XV-1
Лавобрекчия 224
Лавокластит **302**, **309**
Ламинит 164, **177**, **180**
Ламинитолит 247
Лангбейнитовая п. 215
Лангбейнитолит X-5
Лансфордитолит 247
Латерит 13, 16
Лептохлорит II-5
Лептохлоритовая п. 42

Лёд 8
Лёсс 8, **67**, 68, **69**, 274, 275
Лидит 108, 109, **111**, 112, **113**, **114**, **121**, II-5
Лимонит 10, **129**, **146**
Лимонитолит **129**, 130, **146**, II-5
Липидолит **250**, **253**
Липоидиолит **256**, **257**, **266**
Липоидит **256**, **257**
Лититовый аренит 57
Литос 322
Литотип угольный 251
Ломонтитолит 247
Лоферит 164
Люнебургитолит 234
Лютит 20, **70**

Магнезитолит **186—188**, 193
Магнетитовая р. **130**, **137**
Магнетитолит 129
Магниевая соль 197
Магнохромитолит 144
Мадстоун 171, 172, 175, 176, 182
Майолика 182
Малахит **184**, **187**, **192**, 194, **247**
Малые карбонатолиты 163
Малые породы 38, **39**, 107, 236
— — меди, цинка, марганца, алюминия 98, 105
— — силикатные 91
Мальта **262**, **263**, **264**, II-5
Мальтит **263**, **264**
Манганитовая р. 133
Манганогелитолит 136
Манганогель 132
Манганокальцитовая р. **133**, **137**
Манганокарбонатолит 136
Манганолит 15, 124, **132**, 134, 135, 326, 328, 334, II-5
Манганосиликатолит 105, 136
Манганосульфатолит 230
Марганцевая п. 12, 13, 19, 21, 124, **132**, 334
Марганцевая р. 135, **137**
Мафелит 42, 43, **69**, 326, II-5
Мафелитовый силикалит 40
Мачинит **45**, **46**, **47**, **69**
Маршаллит **111**, 112, 113, **121**
Медная р. 334
Мезомиктовая вакка 51
Мезомиктовая п. 53, 54, 64, 65
Мел писчий 323
Мергель 8, 16, 97, 163, 166, 276
Метаантрацит 259
Метамергель XIV-1
Метаморфическая п. 54, **293**, **299**, **300**, XIV-1
Метаосадочная п. 56
Метапесчаник 56
Микалит 59, **68**
Микроинградиент угольный 251
Микропорода 39, 40, 247
Миксоминеральная п. 226
Микстит 33, 46, 47, 56, 69
Микстогумит 256
Микстогумитит 256
Микстогумолит **256**, **257**, **266**
Микстолит **33**, 34, 46, 69, **93**, **94**, 95, 207, 333
Микстолитическая п. 208
Миллиситолит 160
Минерально-петрографический вид 35
Минерально-петрокластические песчаные п. (гр.) **53**, **69**
Миниманганолит 105
Минипороды **39**, 40, 61, **247**, 334
— силикатные 92
Мирабилитолит X-5
Монетитолит 160
Монокомпонентная псефитовая п. 48
Монолитическая п. 33, 34, 36, 50, 51, 92, **93**, 94, 95, 208
Мономиктовая п. 48
Мономиктовый псефитолит литический **48**, III-4
— — петрокластический **48**, III-4
Мономинеральная п. 227
Морденитолит 248
Мрамор XIV-1

Наноил 284
Натриевая соль 197
Нафтид 262, 334
Некарбонатно-углеродная п. 42
Немонолитическая п. 208
Нефть 10, 38, **260**, **261**, **262**, **264**, 334, II-5
Низкоглиноземистая гр. (метапсаммитов) XIV-1
Никелесульфатолит 231
Нитрат 198
Нитратная соль 197, 221
Нитратолит 5, 228, **235**, 247, 334
Новакулит 20, 109, **112**, **113**, 116, 117, **121**, II-5
Нортупитолит X-5

Обломочная п. 8, 11, 12, 13, 16, 18, 19, 21, **43**, 44
Обломочный пелитолит 76
Обломочный силицит 112, 122
Озокерит 262, 263
Оксидная п. 36, 42, **107**, **144**
Оксидно-гидрооксидная п. 107, **125**, 220, 328
Оксидно-железистая п. 328, 331, II-5
Оксидно-марганцевая п. 328, 331, II-5
Оксидные малые п. 124, **142**, 143
Оксидолит 38, 39, **248**, 325, II-5
Оксикерит **263**, **265**, II-5
Олигомиктовая псефитовая п. 47
Олигомиктовый псефитолит 48, III-4
Оозы **283**, **284**
Ооспарит **171**
Опаловая п. 13
Опалолит 108, **122**, 300, 310
Опока 331, II-5
Органогенно-обломочная п. 18, 38, 250
Ортокварцит 20
Ортотуффит 310
Ортохемная п. 19
Ортохимическая п. 19
Ортштейн 70
Осадки смешанные 284, 287
Осадок гемипелагический 282
— коллоидно-дисперсный 276
— кремнистый 12
— марганцевый 10
— металлоносный 283
— однокомпонентный 284, 290
— фосфатный 10
— хлидолитовый 281
— современный **270**, 271, 284, **286—290**
— — глауконитовый 279, 281, 289, **290**
— — железо-марганцевый 278, 281, 285, 291
— — карбонатный 278, 279, 281, 282, 283, 284, 287, 288, 289
— — кремниевый 277, 278, 281, 282, 283, 284, 285, 287, 288, 289

Осадок современный силикатный **276**, 277, 278, 281, 282, 283, 286, 288, 289, 290
— — фосфатный **275**, 291, 292
— — цеолитный 283, 285, 290, 291
Осадочная п. 3, 4, 6, 8, 10, 13, 14, 16, 18, **31**, 32, 37, 39, **42**, 92, II-5
Отлом 45
Отломов скопления 46, III-4
Отунитолит 160

Пакстоун **171**, **172**, **175**, **176**, 182
Пандермитолит 234, **248**
Парагонитолит 104
Параметаморфическая п. 31
Паратуффит 309
Патерноитолит 234
Пегнитолит 15, 17, 18
Пегнитолит глинистый 18, 73
Пелит **43**, 57, **70**, 71
Пелитовые п. 10, 42
Пелитолит 5, 15, 36, 39, 43, 56, **71**, 78, 96, **325**, **326**, 334, II-5
— синкластовый II-5
Пелитолиты (малая гр.) **98**, **103**, **248**
Пепел (вулк.) 8, XV-1
Песок 8, 9, 10, 11, 13, 16, **50**, **52**, 60, 70, 92, 94, 95, **276**, **277**, **278**, **281**, **287**, 288
— вулканический 278, XV-1
— галитовый II-5
— гипсовый II-5
— карбонатный 40
— кварцевый 277
— пемзовый 8
— пепловый 278
— полиоксидолитный II-5
— слюдистый 277
— современный 70
— сульфулитовый II-5
— фосфоритовый II-5
Песчаник 8, 9, 10, 12, 13, 16, 19, 38, 43, **50**, 52, 56, **70**, 92, **95**, 96, 181, 329
— амфиболовый (песок) 59
— апатитовый (песок) 59
— аркозовый 52
— бокситовый II-5
— галенитовый (песок) 59
— гематитовый (песок) 59
— глауконитовый 52, **58**
— гранатовый (песок) 59
— грауваковый (песок) 43, 52
— доломитовый II-5
— известняковый II-5
— ильменитовый (песок) 59
— интракластовый 50
— касситеритовый (песок) 59
— кварцевый 27, 42, 53, 54, 55, 61, 62, 63, 64, 65, 108, 324, 325, II-5
— кварцитовидный 61
— кремнистый 52
— лептохлоритовый 58
— манганолитовый II-5
— мезомиктовый 53, 54, 62, 63, 64, 65
— монацитовый (песок) 59
— мономинеральный 13
— нефелиновый (песок) 59
— оливиновый (песок) 59, 62, 63, 64, 65
— олигомиктовый 13, 27, 52, **53**, 54, 329, II-5
— оксидно-железистый II-5
— пироксеновый (песок) 59, 63, 66
Песчаник поликарбонатный II-5
— полимиктовый 13, 52, 61
— серпентиновый (песок) 59
— силицитовый II-5
— синкластовый II-5
— слюдистый 52, 277
— сфалеритовый (песок) 59
— тефроидный 58
— туфогенный 16, 32, 52
— хромитовый (песок) 59
— церусситовый (песок) 59
— цирконовый (песок) 59
Петрографический вид **35**, 37
Пинноитолит 234
Пирит-марказитовая п. 237
Пиритолит 129
Пирокластическая п. 11, 18
Пирокластолит 309
Пироксенолит 248
Пироксенолит оливиновый XIV-1
Пиролюзитовая р. 133
Пиролюзитолит 136
Пиролютит 9
Пироморфитолит 160
Пирорудит 9
Пирофиллитолит **104**, **248**, II-5
Плагиогранулит гранатовый XIV-1
— силлиманит-гранатовый XIV-1
Плагиогнейс биотитовый XIV-1
Плагиоклазитолит 248
Плагиоклазиты (малого ряда) 102
Планктоальголит **258**
Планктогелит II-5
Плита 277
Плюмбогуммитолит 160
Полевошпатовая гр. XIV-1
Полевошпатовая п. **53**, 54
Полевошпатолит **102**, **103**, **248**, II-5
Полевошпатолиты некластолитовые (малая гр.) **98**, 102
Полигалитовая п. 215, 228
Полигалитолит 215, 326, X-5
Полигалолит **228**, II-5
Поликарбонатная п. 187
Поликарбонатолит **184**—**186**, **192**, 194, 326, II-5
Полилитическая п. 93
Полиметаллическая р. 144
Полимиктовый псефитолит литокластический 48, III-4
— — петрокластический 48, III-4
Полиминеральная п. 227
Полиоксидолит **124**, **142**, **143**, 326, II-5
Полисиликалит **96**, **97**, II-5
Полисульфидолит **239**, **240**
Полифосфатолит 158
Полифосфоролит 149, 158, 326, II-5
Полуантрацит 259
Порода вулкано-осадочная 4, 300, **308**, 329
— изолитическая 222
— изоминеральная 224, **228**
— комбинированная 207
— нефтяная II-5
— переходная 207, 217, 223, 224, **301**
— простая **8**
— сложная 8, 34, 35, **93**, 207, 217, 223, 225
— смешанная 12, 34, 35, 46, **91**, **92**, 93, 94, 96, 97, 207, 223, 224, 226, **265**
— составная 34, 35, **93**, 207, 217
— терригенная 19

Порода угольная 331, 334, II-5
— эксплозивно-кластическая (туф) 301, **302**, **303**
— эффузивно-кластическая 302
Породы, дочерний ряд 247
Породы главные 39, 247
— малые 38, 39, 247
— редкие 328
— формациеобразующие 39, **328**
Порцелланит **111**, 112, 113, **122**
Почва (как грунт) 275
Пренитолит **104**, **248**
Протодоломит 163, **186**
Псаммит 13, **26**, **43**, **50**, **70**
Псаммитовая п. 44
Псаммитолит 15, 36, 43, **50**, **57**, **70**, 96, 324, 326, II-5
Псевдомалахитолит 160
Псефит 13, **43**, **70**
Псефитовая п. 44, 45
Псефитолит **43**, **45**, 96, 326, II-5
Псиломеланолит 136
Псиломелановая р. 137
Пудинг 9
Пумпеллиитолит **105**, 106, **249**
Пыль 92
Пыль (вулк.) XIV-1

Радиоляриевая земля **111**, 112, **122**
Радиолярит 16, 108, 109, 113, 114, 122, 331, 334, II-5
Реголит **273**, **274**, 285
Рибекитовая п. 106
Роговик 8, 10, 17
Родохрозитит 21
Родохрозитовая р. 133
Родохрозитолит **186**, **189—191**
Рудит 20, **70**, **180**
Рудстоун **171**, **172**, **175**, **176**
Руиновая п. 334
Рухляк (мергель) 8

Саксит 46, 47, **70**
Самородных элементов п. 5
Сапрогелитолит 256
Сапрогумолит 256
Сапроколлит 258
Сапропелит **250**, **255**, **257**, **258**, **261**, 265, 266, **267**, 326, II-5
Сассолинолит 234
Седилит **248**, 335
Седиментолит 34
Селитра 235
— калиевая 235
— чилийская 235
Семиграфит 260
Сера самородная **241**, 243, **248**
Серная п. 36, 38, 221, **241**, **243**
Сернокислая п. 11
Серный колчедан 237
Серпентинолит 248
Серпентинолиты (малая гр.) 75, **103**, **248**
Серы отложения 10
Сиаллит 15, 17, 36, 42, **70**, 326, II-5
Сидеритовая п. 13
Сидеритолит **128**, **129**, 130, **185**, **186**, 188, **189**, 328
Сидеролит 15
Силикалит 15, 27, 36, 38, 42, 43, 57, **70**, 91, 108, 122, 325, II-5
Силикатная п. 12, 36, 38, 42, **43**, 70, 267, 328
Силикатный кластолит 36
Силикатолит 129, **248**
Силикофлагеллит 122
Силицит 10, 15, **107**—111, 115, 116, **122**, 326, 331, 334, II-5
Силицитовая п. 17, 36
Силлит 10
Силтит 70
Сильвин (п.) 16
Сильвинитовая п. 215, 226
Сильвинолит 225, 330, X-5
Силькрет **111**, 112, **122**
Синкластовый кластолит 39
«Синька» 130
Скала 277
Сланец 9, 144, 260, 298
— андаллузит-биотитовый XIV-1
— андаллузит-двуслюдяной XIV-1
— биотитовый XIV-1
— горючий 8, 97, **249**, 257, **260**, 266
— двуслюдяной XIV-1
— кремниевый **111**, **112**, 113, **121**, 331
— кремнистый 20, 109
— меденосный 241, 242
— метаморфический 61, 63, 298, XIV-1
— нефтяной 10
— слюдяной кварцитовый XIV-1
— углистый 266
— хлоритовый XIV-1
— хлорит-кварцитовый XIV-1
— хлорит-серицитовый XIV-1
— черный 20, 244, 284
— эпидот-актинолитовый XIV-1
Смектитолит **103**, **248**
Смектитолиты (малая гр.) 103
Сода **184**, **187**, 194
Содовая п. 215, 216
Содокарбонатолит 334
Содолит 334, II-5, X-5
Солевая п. 334
Соли кислородных кислот 197, 208
Соль 12, 13—15, 20, 21, 196
Соляная п. 12, 18, 36, 38, 107, **196**, **197**, **199**, 203, 215
Соляные п. малые 196, **228**
Спергенит 176
Спонголит 108, 109, **111**, 112, 113, 122, 331, 334, II-5
Спорогелитолит **139**, **145**
Ссайбелинитолиты 234
Ссайбелиниты 234
Стекло искусственное (вулк.) 303
Стильпномеланолит **104**, **248**
Строматолит **164**, **177**, **180**
Стронцианитолит 186
Стронциевых минералов отложения 10
Стронциолит **15**, 17
Струвитолит 160
Субграувакка **20**, **57**
Субдоманикоид 266
Субдоманикоидная п. 266
Субмафелит 42, **70**, 326, II-5
Субсиаллит 42, **70**, 326, II-5
Суглинок 60, **94**, 275
Сульфалит (п.) 15
Сульфатная гр. 201, 209, **218**, **221**
Сульфатная п. 19, 224, 328, **330**
Сульфатная соль 197, 198
Сульфатолит 15, 224, 228, **230**, 235, 326, II-5, X-5
Сульфидная п. 36, 38, **237—239**

Сульфидолит 17, 39, 130, **237**, **248**, 301, 334, II-5
Сульфулит 39, 242, 243, 248, 301, 310, 326, 334, II-5
Супесь 94, **95**, 276
Супрамафелит 27, 36, 42, 43, **70**, 326, II-5
Супрасиаллит 27, 40, 42, 43, **70**, 326, II-5
Сферопсефитовая п. 45
Сферопсефитолит **49**, 325, II-5

Тагилитолит 160
Тальколит **104**, **248**
Таранакитолит 160
Тасманит 258
Тахгидритолит X-5
Тенардитолит X-5
Тефра 309
Тефроид 36, 39, 304, **308—309**, II-5
Тефроидная п. 58, 70
Тиллитоид 49
Тинкалконитолит 234
Торбернитолит 160
Торф 8, 13, 145, 259, 260, 261
Травертин 177, **180**, 275
Трепел 15, 108, 109, **111**, **112**, 113, 122, 331, II-5
Тромболит **177**, **180**
Трона 187, 223
Туф 8, 9, 102, **302**, **303**, 304, **305**, 308, **310**, 331
— агломератовый 302, 306
— алевритовый 302, 305, 306
— андезитовый 302
— базальтовый 302
— бомбовый агломератовый 48
— вулканический 16, 301, 304, 310
— дацитовый 302, 306
— известковый 16, **177**, **180**, 328
— кремниевый **111**, **112**
— кристаллокластический 302
— лапиллиевый **302**, **309**
— литокластический 310
— пепловый 310
— петрокластический 302
— псаммитовый 302, 306
— резургентный **303**, 310
— риолитовый 302
Туфолава XV-1
Туфоосадочная п. 303
Туфопесчаная п. 303
Туфопесчаник **303**, 307
Туфосилицит 110, 111, **113**
Туффит 102, 224, 303, **305**, 308, XV-1
Тяжелый шпат 10

Углеводородная п. 221
Углекислая п. 11, 12
Углеродистая п. 12
Углеродная п. 221
Углистая п. 10
Уголь 10, 12, 13, 16, 145, **250**, **251**, 256, 328
— бурый 8, 259, **260**
— гумусовый **260**, 261
— каменный 8, 259, **260**, **261**
— сапропелевый **260**, **261**
Угольного ряда п. **251**, 328
Улекситолит 233, 234
Ультрагрубая п. 45
Ультрасмешанная п. 91, 92
Урановая р. 143
Ураносульфатолит 230
Утесовый микстит 46
Утесовые образования 46

Фангломерат 49, **70**
Ферригелитолит **129**, **147**
Феррикрет 127
Феррисиликалит 15
Феррисульфидолит 130
Ферритолит 125, **130**, **135**, **145**, 326, 334, II-5
Феррифосфатная п. 153
Феррифосфатолит **154**, **155**
Феррогель 132
Ферродоломит 191
Ферролит 15, 17
Ферролитовый псефитолит 48, III-4
Ферросульфатолит 230
Филлипситолит 248
Филлит 72, 73, 297
— пирофиллит-серицитовый XIV-1
— пирофиллит-фенгитовый XIV-1
— стильпномелан-хлоритовый XIV-1
— хлорит-серицитовый XIV-1
— хлорит-фенгитовый XIV-1
Флаутстоун **171**, **172**, **175**, **176**
Флинт 122
Флоридин II-5
Флюоритолит 228
Фосфат 11
Фосфатная п. 12, **13**, 36, 38, 42, 107, **148**, 220, 276, 328, 331
Фосфатный псефитолит 48, III-4
Фосфатолит **148**, **161**, 328, 332
Фосфорит 8, 12, 16, 17, 145, **148**, **155**, **156**, 161
Фосфоритолит 328
Фосфорная р. 148
Фосфоролит 15, 38, **148**, 325, 326, 328, II-5
— малый 149
Фраиколитолит **153**, **154**, **155**, **162**
Фреймстоун **175**, **176**
Фтанит 108, 109, 110, **111**, 112, **113**, **114**, **123**, 331, II-5
Фтанитоид 110, **111**, 112, **114**, **123**
Фторапатитолит 153
Фторидолит 334
Фториды **197**, 198, 221
Фторитолит 235
Фторолит 15, 17
Фюзенолит **251**, **253**, **256**, **257**, 266, II-5
Фюзит 256, **257**
Фюзитит 256, **257**

Халцедоновая п. 13
Халцедонолит 15, 108, 123
Хемогенно-органогенная п. 19
Химические и биохимическая п. 11, 12, 13, 15, 16, 20
Хитинолит антрацитоидный 258
Хлидолит **282**, 333
Хлоридная гр. **197**, **198**, 201, 203, 208, 209, 210, 218, 220, 328, 330
Хлоридолит 224, 326, 334, II-5, X-5
Хризматит **262**, **263**, II-5
Хризоколлолит 249
Хромитолит 144
Хрящ **278**, 279

Целестиновая п. 229
Целестинолит X-10

Цеолитит **97**, **98**, 100, 101, 334, II-5
Цеолитолит 248
Церусситоносная п. 186
Цинкосиликатолит 105
Цинкосульфатолит 230
Цоизитолиты V-4, 105

Черт 123

Шамозитовая п. 13
Шамозитолит **129**, 130
Шлаки 310
Шортитолит 187, X-5
Штренгитолит 160
Шунгит 8, 259, **263**, **264**, II-5

Щебень 8, 16, 46, 60, 277, 278, III-4

Эвапорит 12, 13, **199**, 282, 286, 334
Эвапоритовая п. 199
Экзогенетическая п. 31
Экзокластолит 334
Экзолит 147, **249**, **310**, 332, 333, 334
Эндогенетические п. 31
Эпидозит XIV-1
Эпидотолит V-4, 105
Эпсомитолит X-5
Эффузивная п. 12
Эффузивно-осадочная п. 12, **13**

Ярозит **197**, 231
Яшма 15, 108, 109, **111**, 112, 113, 114, 117, 120, **123**
Яшмоид 109, **111**, **112**, 115, **123**
Яшмоидная п. **111**, 114, 123

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авалиани Г. А. 147
Адамс А. Е. (Adams A. E.) 90
Адден Дж. (Udden J.) 51, 72
Айбулатов Н. А. 293
Айнемер А. И. 336
Айткин Дж. Д. (Aitken J. D.) 180, 195
Альперн Б. (Alpern B.) 261
Амосов И. И. 251
Амтор Дж. Е. (Amthor J. E.) 195
Андреев Б. С. 238, 249
Андриановская К. Н. 203, 210
Андрущенко П. Ф. 147
Аносов Ф. Я. 105
Анфимов Л. В. 187, 194
Арнольд В. И. 335
Арсеньев А. А. 163
Астахов С. А. 292

Бабкин В. Ф. 57
Баженова Т. К. 4, 266
Байлиева Г. Г. 195
Балицкий В. С. 194
Баталин Ю. В. 195, 202, 235
Батиа М. Р. (Bhatia M. R.) 71
Батурин В. П. 14, 15, 16, 17, 22, 51, 200
Батурин Г. Н. 162, 292
Бгатов В. И. 23, 41, 194
Безруков П. Л. 32, 40, 281, 286, 287, 288, 292
Бекетова В. М. 266
Беленицкая Г. А. 4, 33, 92, 202, 203, 235
Белодед Р. М. 148
Белоусов А. К. 140
Белоусов А. Ф. 21, 23, 29, 41, 90, 107, 236, 249, 335
Беляев В. В. 147
Беляев Г. М. 299
Бенеславский С. И. 140, 147
Бергер В. Г. (Berger W. H.) 274, 282, 293
Берлин Ю. М. 236
Берталанфи Л. (Bertalanffy L.) 21, 29
Бетехтин А. Г. 147, 148, 197
Билибин Г. А. 192
Бирина Л. М. 235
Биску Р. Е. (Bisque R. E.) 196
Благовидов В. В. 236
Блатт Г. (Blatt H.) 90
Блисковский В. З. 162
Блохина Л. И. 310
Блюман Б. А. 299
Бобров Е. Г. 89
Богатиков О. А. 23, 90, 300
Богданович К. И. 130, 147
Боголюбова Л. И. 253
Бокий Г. Б. 28, 40
Бокман Дж. (Bokman J.) 56
Бордотти Д. (Bordotti D.) 140, 147
Борисов В. М. 249
Боровой Г. М. 266
Бостик Н. (Bostick N.) 253
Ботвинкина Л. Н. 48, 310
Боцул А. И. 292
Брайтич О. 200, 235
Брейтгаупт А. (Brethaupt A.) 311
Бродская Р. А. 300
Броньяр А. (Brongniart A.) 43, 70
Брэдли Д. (Bradley D.) 116
Бубликова Т. М. 194
Булгакова А. П. 194
Бурбаки Н. (Bourbaki N.) 335
Бурке П. А. (Bourque P. A.) 196
Бурков Ю. К. 89
Бусыгин Б. Д. 194
Бутузова Г. Ю. 106
Бушинский Г. И. 108, 109, 124, 140, 141, 142, 147, 149, 153, 162

Валетон И. 147
Вальц И. Э. 253, 269
Валяшко М. Г. 201, 202, 222, 235
Ван А. В. 149, 151, 238
Ван-Андел Т. (Van Andel T.) 53
Варенцов И. М. 147
Васильев В. И. 21, 29, 30, 40, 335
Вассоевич Н. Б. 21, 23, 48, 236, 265, 269, 335
Вахрамеева В. А. 201
Верба Ю. Л. 4
Верзилин Н. Н. 22, 91, 106, 203, 210, 335
Вернадский В. И. 21, 311, 319
Викулова М. Ф. 72, 89, 90, 203
Вилс Г. А. (Viles H. A.) 196
Винклер Р. Х. (Winkler R. H.) 300
Вистелиус А. Б. 48
Вишневская Г. М. 106
Вишняков С. Г. 12, 91, 96, 165, 168, 169, 194
Владовец В. И. 310
Волк Т. (Volk T.) 293
Волков В. Н. 269
Волкова И. Б. 251, 269

Волкова И. В. 292
Вольф Р. (Wolff R.) 43
Воронин Б. И. 106
Воронова Л. Г. 194
Воронова М. Л. 201, 203, 204, 236
Вотах О. А. 21, 29, 311, 335
Вудсворт В. (Woodsworth W.) 17

Гаврилов А. А. 147
Гаврилюк М. Г. 236
Гаррелс Р. М. (Garrels R. M.) 90
Гаррисон Р. (Garrison R. E.) 191, 195
Гаюи Р. Ж. (Haüy R. J.) 113, 123
Гвахария Г. В. 106
Гвиллоу Дж. Дж. (Guullou J. J.) 196
Гемп С. Д. 236
Гери М. 41, 90
Гесс Г. И. 198
Гиммельфарб Б. М. 149, 162
Гинзбург А. И. 251, 252, 269
Гланжо Л. (Glangeaud L.) 336
Глебов А. В. 130, 148
Глебовская Е. А. 269
Глезер З. И. 124
Глушинский П. И. 106
Годовиков А. А. 99, 106
Голубовская Т. Н. 282, 292
Гольдштейн А. (Goldstein A.) 113
Гомес де Лларена И. (Gomes de Llarena I.) 196
Горбов А. Ф. 236
Горбунова Л. И. 58
Горецкий Ю. К. 124, 140, 147
Горсляйн Д. С. (Gorsline D. S.) 274, 294
Горшков А. И. 124
Гоуд А. К. (Goude A. C.) 196
Грабау А. В. (Grabau A. W.) 9, 17, 44, 69, 70, 169, 173, 204, 320
Грачевский М. М. 202, 236
Грегг Дж. М. (Gregg J. M.) 183, 196
Гриванов А. Г. 107
Григорьев В. М. 148
Григорьев Д. П. 335
Грим Р. Е. (Grim R. E.) 89
Гринсмит Дж. (Greensmith J.) 12, 22, 189, 194
Грицаенко Г. С. 116, 124
Груби А. (Grubie A.) 336
Грязнов В. И. 147

Данхем Р. Дж. (Dunham R. J.) 171, 176, 195
Данюшевская А. И. 188
Деккер П. Д. (Decker P. D.) 195
Делицын И. С. 151
Демина Л. Е. 194
Деньгин Ю. П. 52
Джиноридзе Н. М. 201, 236
Дзоценидзе Г. С. 106, 309, 310
Детковский С. А. 162
Диккинсон В. Р. (Dickinson W. R.) 71
Диксон Дж. А. (Dickson J. A.) 196
Дир У. А. (Deer W. A.) 97, 106
Дистанов У. Г. 124
Дмитриева Е. В. 40, 194
Дмитриевский А. Н. 311, 335
Дмитрик А. Л. 108, 116, 119
Добрецов Н. Л. 23, 41, 300
Дотт Р. (Dott R.) 57
Драгунов В. И. 4, 21, 22, 30, 203, 210, 335
Дриц В. А. 89
Дубинина В. Н. 201
Дубинчук В. Т. 162
Дубовский И. Т. 236
Дуглас Дж. (Douglas J.) 195
Дэна Дж. (Dana J.) 98, 158

Еганов Е. А. 162
Егорова Е. Н. 106
Емельянов Е. М. 280, 293
Еремин И. В. 269
Ерощев-Шак В. А. 148
Ершова Г. И. 22, 194
Ефремова С. В. 6, 23

Жабин А. Г. 335
Жарков М. А. 202, 236
Жаркова Т. М. 202, 203, 204, 211, 226, 236
Жаркова Т. Я. 22
Жданов В. В. 4, 32, 299
Жданов С. П. 106
Жемчужников Ю. А. 251, 252, 259

Забродин В. Ю. 21, 28, 29, 40, 311
Завадский В. М. 300
Заварицкий А. Н. 12, 15, 22, 43, 67, 69, **90**, 210, 236, 336
Задорожная Н. М. 236
Занин Ю. Н. 151, 162
Запорожцева А. С. 106
Зарицкий П. В. 249
Захос Л. Г. (Zachos L. G.) 196
Зусман Дж. (Zussman J.) 106

Иванов А. А. 198, 199, 200, 202, 204, 236
Иванов М. В. 249
Ильин А. В. 280, 293
Ильин К. Б. 4, 331
Иностранцев А. А. 8, 22, 320, 336
Иогансон А. К. 236

Казанский Ю. П. 1, 22, 23, 41, 75, 90, **106**, 107, 149, 151, 162, 203, 210, 236, 238, **249**
Казицын Ю. В. 336
Кайбара Х. (Kaibara H.) 116, 124
Кайе Л. (Cayeux L.) 47, 52, 108, 169, 195
Калинко М. К. 53
Калмыкова Н. А. 106
Кальо Д. Л. 195
Каммингс Е. Р. (Cummings E. R.) 195
Капченко Л. Н. 236
Карагодин Ю. Н. 41, 311, 336
Каржавин Н. А. 147
Кароцци А. В. (Carozzi A. V.) 17, 73, **176**
Квирикадзе Г. А. 90
Кендалл К. Г. (Kendall K. G.) 178, 196
Кеннет Дж. П. (Kennett J. P.) 32, 41, **283**, 292
Кетрис М. П. 22
Кинек Г. К. (Kinekk G. C.) 293
Киркинская В. Н. 310
Кирсанов Н. В. 91
Кларк Т. (Clark T.) 90, 172
Клейн Г. (Klein G.) 53
Клейн К. (Klein K.) 249
Кленова М. В. 1, 19, 23, 274, 275, 276, **277**, 280, 281, 293
Климова Л. И. 266
Кловен Дж. (Klovan J.) 171, 176, 195
Клоккиатти М. (Clocciatti M.) 284
Козицкий В. Ф. 304
Козлов С. А. 292
Колмогоров А. Н. 336
Кондитеров В. Н. 4, 116

Конюхов А. И. 90, 292
Коптев-Дворников В. С. 310
Кореневский С. М. 202, 236
Коссовская А. Г. 53, 61, 70, 89, 90, 106
Костенко Л. П. 194
Костов И. (Kostov I.) 107
Косыгин Ю. А. 21, 29, 311, 335, 336
Котельников Б. Н. 44
Котельников Д. Д. 90
Котельникова Е. Н. 90
Краев В. Ф. 68
Красильникова Н. А. 149, 156, 162
Крашенинников Г. Ф. 91
Кривцов А. И. 147
Крон А. 22
Кронен Д. (Kronen D.) 283, 292
Кропачева С. К. 236
Кротов Б. П. 130, 147
Крумбейн В. К. (Krumbein W. C.) 51, 71, 72, 202
Круть И. В. 21, 29, 336
Крынин П. Дж. (Krynine P. J.) 11, 18, 53, 73, 176
Кузнецов В. Г. 4, 7, 194, 202
Кузьмин В. К. 299
Кук Р. И. (Cook R. I.) 163
Кукал Зд. (Kukal Zd.) 272
Кулындышев В. А. 311, 335
Кумбс Д. С. (Coombs D. S.) 102
Куриленко В. В. 4, 202
Куртис К. Д. (Curtis C. D.) 195
Кетрис М. П. 23
Кюнен Ф. Г. (Kuenen Ph. H.) 90
Кюри П. (Curie P.) 311

Лаппаран А. (Lapparent A.) 52, 140
Ласт У. М. (Last W. M.) 195
Лапель И. (Lapal I.) 68
Лебедев В. В. 269
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 14, 15, 23, 305
Левитан М. А. 288, 292
Лединг Х. (Lading H.) 48
Леклэр Л. (Leclaire L.) 284, 293
Лендис К. А. (Landis K. A.) 269
Леонов М. Г. 46, 48, 70
Либрович В. Л. 40, 149, 156, 162, 194
Лизалек Н. А. 194
Лисицын А. П. 32, 40, 48, 280, 281, 285, 286, 288, 292, 293
Лисицына Н. А. 106
Литвиненко А. У. 22
Лихарев Е. К. 336
Лихт Ф. Р. 292
Личков Б. Л. 311
Лобанова В. В. 235
Логвиненко Н. В. 12, 23, 61, 71, 77, 284, 292
Ломизе М. Г. 310
Ломтадзе В. Д. 67, 71, 72, 90, 106, 274, 292
Лотце Ф. (Lotze F.) 201, 236
Лоусон А. (Lawson A.) 70
Лукьянов А. В. 61
Лукьянова В. Т. 61
Лунева О. И. 32, 41
Лучицкий В. И. 23, 52, 200
Лысенко М. П. 68, 71
Любищев Л. А. 21, 23, 28, 29

Мазарович О. А. 47, 70, 71
Мак-Кензи Ф. Т. (MacKenzie F. T.) 90
Македонов А. В. 89, 151
Максимов Б. А. 91
Малеев Е. Ф. 300, 305, 309, 310
Малич Н. С. 22
Малышевская А. 71
Маракушев А. А. 300
Марьенко Ю. И. 194
Маслов В. П. 48, 164, 180, 194
Матсумото Р. (Matsumoto R.) 196
Маттиат Б. (Mattiat B.) 51
Мачабели Г. Л. 90
Мейен С. В. 336
Мейнард Дж. Б. (Maynard J. B.) 71
Менделеев Д. И. 29
Меньковский М. А. 249
Меннер В. В. 335
Мерабишвили М. С. 90
Мерзляков Г. А. 330
Мизенс Г. А. 4, 47, 57
Мильнер Г. Б. 90
Миропольская Г. А. 194
Михайлов А. С. 102
Михайлов Б. М. 147
Михайлов Н. П. 23
Михайловская М. С. 71
Михелс Д. Е. (Michels D. E.) 196
Момджи Г. С. 147
Мурдмаа И. О. 23, 32, 41, 148, 283, 284, 286, 292
Муравьев В. И. 106
Мызникова Л. М. 149, 156, 162
Мюгге О. (Mügge O.) 305, 309
Мюллер Г. (Müller G.) 90

Наливкин Д. В. 48, 61
Наседкина В. Х. 194
Науман К. (Naumann K.) 43, 70, 71
Наумов В. А. 90, 107, 162
Невесский Е. Н. 288, 292
Неелов А. Н. 78
Неймайр М. (Neumayr M.) 8, 9, 23
Никитин С. Н. 320, 336
Николаева И. В. 22, 23, 292
Новиков В. М. 147
Нортон У. (Norton W.) 48
Нурягдаев М. 194, 195

О'Брайн Н. Р. (O'Brein N. R.) 90
Обрадович И. (Obradovič I.) 336
Окита П. М. (Okita P. M.) 196
Орлова Л. В. 284, 292
Орлова Н. И. 147
Орловский Г. Н. 293
Ортон Э. (Orton E.) 73
Осипов В. И. 90
Охотин В. В. 92

Павлов Л. Г. 194
Парпарова Г. М. 253, 269
Пастер Л. (Pasteur L.) 311
Патноди Г. (Patnode H.) 265
Патрунов Д. К. 4, 7, 32, 96, 194, 282, 292
Петров Б. В. 299
Петров В. Г. 23, 41, 90, 107, 236, 249
Петров В. П. 89, 90, 106, 236
Петров Р. П. 90
Петрова М. А. 310
Петровский А. Д. 4, 116, 117, 118, 124
Петтиджон Ф. Дж. (Pettijohn F. J.) 14, 18, 19, 23, 56, 57, 61, 64, 71, 72, 77, 90, 176, 195, 200, 201, 236
Пий К. (Pye K.) 196
Пикеринг К. (Pickering K.) 281, 293

Писарчик Я. К. 200, 202, 203, 210, 226, 236
Плющев Е. В. 336
Полгари М. (Polgari M.) 196
Попов В. И. 17, 61, 67, 336
Постма Д. (Postma D.) 196
Поттер П. Е. (Potter P. E.) 71
Предовский А. А. 78
Преображенский П. П. 201
Протопопов А. Л. 235
Пуанкаре А. (Poincaré H.) 319
Пустовалов Л. В. 1, 14, 15, 17, 23, 41, 58, 61, 67, 108, 110, 122, 124, 130, 148, 198, 200, 201, 204, 237, 320, 333, 336
Пустыльников А. М. 186

Рабинович С. Д. 148
Радионова Э. П. 178, 194
Радченко О. А. 269
Раевский В. И. 236
Разумовская Е. Э. 200, 201, 203, 204, 205, 206, 211, 226, 236
Райт В. П. (Wright V. P.) 180, 196
Рандаццо А. Ф. (Randazzo A. F.) 196
Рассел Б. (Russell B.) 313
Рахманов В. П. 147, 148
Реддинг Г. (Redding H.) 61
Рейнек Г. (Reineck H.) 48, 61
Рекшинская Л. Г. 74
Ридер Р. Дж. (Reader R. J.) 194
Ритман А. (Rittman A.) 301, 309, 310
Рожков Г. Ф. 44
Рожкова Е. В. 124, 140, 148
Розанов А. П. 293
Розен О. М. 300
Розенбуш Г. (Rosenbusch H.) 9, 10, 23, 52
Романкевич Е. А. 290, 292
Романовский С. И. 90
Ронов А. Б. 71
Рудницкая Е. С. 124
Руженцев В. Е. 46
Румянцева Н. А. 90
Рундквист Д. В. 21, 40, 311, 335, 336
Рухин Л. Б. 1, 11, 14, 23, 44, 53, 61, 71, 91, 200
Рыха В. 71

Савард М. (Savard M.) 196
Салин Ю. С. 21, 29, 41
Самсонов Я. П. 195
Саранчина Г. М. 336
Сахарова М. С. 151
Свальнов В. Н. 148, 292
Свиридов Л. И. 194
Свитальский Н. И. 130, 148
Седаева К. М. 162
Седельников Г. С. 194, 195
Селли Р. К. (Selley R. C.) 12, 23
Семенов Г. А. 195
Семенова Н. Л. 293
Сементовский Ю. В. 91
Сендеров Э. Э. 107
Сергеев Е. М. 70, 90, 107
Сергеева Э. И. 4, 6, 7, 78, 90
Сердюченко Д. П. 130, 148
Сиблей Д. Ф. (Sibley D. F.) 183, 196
Сивер Р. (Siever R.) 71
Сидоренко А. В. 32, 41
Симанович И. М. 55, 71
Симонен А. (Simonen A.) 78
Сингх И. (Singh I.) 48, 61
Скорнякова Н. С. 148
Слосс Л. (Sloss L.) 72
Смирнов А. И. 151, 162
Смирнова Л. Г. 194
Смосна Р. (Smosna R.) 196
Смыслов А. А. 311
Соболева М. В. 140, 148
Советов Ю. К. 22, 90, 162
Созинов Н. А. 195
Соколов А. С. 162, 249
Соколов Б. А. 293
Соколов В. Н. 90
Соколов Г. А. 148
Соловьев В. А. 21, 30, 311, 335, 336
Солоухова И. И. 71
Станкевич Е. Ф. 202, 235
Старостина З. М. 148
Стащук М. Ф. 195
Стернберг Р. В. (Sternberg R. W.) 293
Стопс М. (Stopes M.) 251
Стоу Д. (Stow D.) 293
Страхов Н. М. 12, 19, 23, 130, 148, 198, 200, 201, 202, 222, 236, 280
Струве Э. А. 113, 124
Супрычев В. А. 107
Суслов А. Т. 148
Схиртладзе Н. И. 107
Сюкзек К. А. (Suczek C. A.) 71

Татаринов П. М. 148
Твенгофел У. Г. (Twenhofel W. H.) 9, 10, 11, 23, 336
Теодорович Г. И. 1, 52, 71, 91, 108, 109, 122, 124, 162, 169, 181, 195, 200
Тимофеев П. П. 253, 336
Томкеев С. И. 90
Томсон Дж. (Thomson J.) 318
Траск П. Д. (Trask P. D.) 265
Трифонов Б. А. 4, 7
Туринге А. П. 195
Тушина А. М. 149, 156, 162

Уивер Ч. Е. (Weaver Ch. E.) 73, 90, 116
Уилсон Дж. (Wilson J.) 175, 195
Уклонский А. С. 249
Ульмишек Г. Ф. 236
Усенко В. П. 293
Усманов Ф. А. 336
Усов М. А. 130, 148
Успенский В. А. 269
Ушаков О. П. 336
Ушакова А. И. 187

Фан Д. (Fan D.) 195
Ферсман А. Е. 107
Фивег М. П. 202
Фишер Р. В. (Ficher R. V.) 52, 53, 310
Фолк Р. Л. (Folk R. L.) 18, 37, 41, 53, 116, 171, 176, 178, 196, 200
Фомин С. В. 336
Формозова Л. Н. 58, 148
Фортунатова Н. К. 195
Фосс Г. В. 249
Фридман Дж. М. (Friedman J. M.) 179, 195
Фролов В. Т. 4, 6, 17, 22, 23, 41, 47, 48, 58, 61, 71, 72, 75, 90, 96, 107, 148, 151, 162, 195, 197, 236, 241, 249, 251, 269, 285, 293, 309, 310, 332, 336
Фухтбауэр Г. (Fuchtbauer H.) 43

Хабаков А. В. 48, 124
Хаддинг А. 48, 58

Харт Дж. 253
Хауи Р. А. (Howie R. A.) 106
Хворова И. В. 108, 110, 113, 114, 116, 117, 119, 122, 123, 124, 169, 195, 309, 310
Хейн Дж. Р. (Hein J. R.) 196
Хельмбольт Р. (Helmbolt R.) 51
Херасков Н. П. 311, 336
Херлбат К. 249
Хитаров Н. И. 107
Ходак Ю. А. 148
Ходькова С. В. 200, 201, 204
Хосс Х. (Hoss H.) 116
Хрущов Д. П. 202, 236
Хэй Р. Л. (Hay R. L.) 102, 310

Цветков А. Я. 310
Цейслер В. М. 4, 6, 22, 311, 335, 336
Цемко В. П. 148
Цыкин Ф. А. 195
Цикорев Д. А. 269

Чарыкова М. В. 236
Чаталов Г. 178, 195
Челищев Н. Ф. 99, 107
Чернов В. Г. 43, 44, 47, 48, 70, 71
Чудаев О. В. 148
Чумаков Н. М. 46
Чухров Ф. В. 105, 106

Шарапов И. П. 21, 28, 29, 30, 41
Шаронов Б. А. 107
Шаталов Е. Т. 303, 310
Шатский Н. С. 312, 328, 336
Шванов В. Н. 4, 6, 22, 23, 30, 41, 52, 53, 57, 58, 61, 67, 71, 90, 107, 195, 203, 210, 235, 236, 294, 300, 310, 311, 335, 336
Швартцман Д. В. (Schwartzman D. W.) 293
Швецов М. С. 1, 11, 12, 13, 14, 15, 17, 21, 23, 52, 72, 91, 108, 110, 124, 149, 162, 171, 195, 200
Шевченко В. П. 187
Шермерхорн Л. (Schermerhorn L.) 46, 69
Шимкус К. М. 293
Шило Н. А. 249
Шинкарев Н. Ф. 336
Шитов В. А. 116, 124
Шмальгаузен И. И. 316, 336
Шмелькова Ю. М. 149, 156, 162
Шмидт Р. (Schmidt R.) 310
Шнюков Е. Ф. 148, 288, 293
Шрок Р. Р. (Shrock R. R.) 176
Штейнгольц В. Н. 195
Штудер Б. (Studer B.) 69
Шуменко С. И. 107
Шутов В. Д. 52, 55, 56, 70, 71

Щербаков Ф. А. 4, 282, 292, 293
Щербакова М. Н. 4, 310
Щербина В. Н. 201, 203, 210, 236
Щипакина И. Г. 89

Эмбри А. Ф. (Embry A. F.) 171, 176, 195

Юджима А. (Yijima A.) 196
Юдин И. М. 249
Юдин Н. И. 151, 163
Юдович Я. Э. 22, 23
Юшкин Н. П. 249

Яблоков В. С. 253
Яницкий А. А. 130, 148
Яншин А. Л. 163, 202, 236, 311, 335, 336
Япаскурт О. В. 6, 61, 71
Яржемский Я. Я. 201

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ И СИСТЕМАТИЗИРОВАНИЯ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ 8

Глава I. История классифицирования осадочных пород (*В. Н. Шванов*) 8

Глава II. Общая систематика осадочных пород и их аналогов (*В. Н. Шванов*) 24

ЧАСТЬ II. СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ ГРУПП 42

Раздел Осадочные породы 42

Разряд Силикатные породы 42

Надкласс Силикатные породы — силикалиты 42

Глава III. Семейство обломочные породы — кластолиты 43

III-1. Род псефитолиты и мачиниты — грубообломочные породы (*В. Н. Шванов, Г. А. Мизенс*) 45

III-2. Род псаммитолиты — пески и песчаники, песчаные породы (*В. Н. Шванов, Б. А. Трифонов*) 50

III-3. Род алевролиты — алевритовые породы (*В. Н. Шванов*) 63

Терминологический словарь по кластолитам (*В. Н. Шванов*) 68

Глава IV. Семейство пелитолиты — пелитовые, глинистые породы (*Э. И. Сергеева*) 71

Глава V. Существенно силикатные смешанные породы и малые силикатные породы — полисиликалиты 91

V-1. Существенно снликатные идиолитовые и микстолитовые — смешанные породы (*В. Н. Шванов*) 91

V-2. Малые силикатные породы — полисиликалиты (*В. Т. Фролов, В. Н. Шванов*) 96

Разряд Несиликатные породы — оксидные, фосфатные, карбонатные, соляные и малые 107

Надкласс Оксидно-гидрооксидные породы 107

Глава VI. Класс кремниевые породы — силициты 107

VI-1. Классификация кремниевых пород на петрографическом уровне (*А. Д. Петровский*) 108

VI-2. О систематике, классификации и терминологии кремниевых пород на электронно-микроскопическом уровне (*В. Н. Кондитеров*) 116

Терминологический словарь по кремниевым породам (*А. Д. Петровский*) . 120

Глава VII. Классы железные, марганцевые и алюминиевые породы — ферритолиты, манганолиты и аллиты. Малые оксидные породы — полиоксидолиты 124

VII-1. Класс железные породы — ферритолиты (*В. Т. Фролов*) 125

VII-2. Класс марганцевые породы — манганолиты (*В. Т. Фролов*) 132

VII-3. Класс алюминиевые породы — аллиты (*В. Т. Фролов*) 138

VII-4. Малые оксидные породы — полиоксидолиты (*В. Т. Фролов*) 142

Терминологический словарь по ферритолитам, манганолитам и аллитам (*В. Т. Фролов*) 145

Глава VIII. Надкласс фосфатные породы — фосфатолиты и фосфориты . . . 148

VIII-1. Фосфориты и фосфатолиты собственно — апатитовые фосфатные породы (*В. Т. Фролов*) 149

VIII-2. Малые фосфатолиты — полифосфатолиты (*В. Т. Фролов*) 158

Терминологический словарь по фосфатолитам (*В. Т. Фролов*) 161

Глава IX. Надкласс карбонатные породы — карбонатолиты 163
IX-1. Известняки и доломиты (*В. Г. Кузнецов, Д. К. Патрунов*) 163
IX-2. Малые карбонатные породы — поликарбонатолиты (*Д. К. Патрунов*) 184
Глава X. Группа соляные породы — галолиты 196
X-1. Соляные породы — доминантная группа (*Г. А. Беленицкая, В. В. Куриленко*) 196
X-2. Малые соляные породы — полигалолиты (*В. Т. Фролов, В. Н. Шванов*) 228
Глава XI. Группа малые осадочные породы 236
XI-1. Сульфидные породы — сульфидолиты (*Ю. Л. Верба, В. Т. Фролов*) . 237
XI-2. Серные породы — сульфулиты (*В. Т. Фролов*) 241
XI-3. Мини- и микропороды и руды золота (*В. Т. Фролов*) 243
Терминологический словарь по малым породам, описанным в ч. II (*В. Т. Фролов*) 245
Разряд Органические породы 249
Глава XII. Надклассы карболиты, битумолиты, графитолиты 250
XII-1. Надкласс карболиты (*В. Н. Шванов, Т. К. Баженова*) 251
XII-2. Надкласс битумолиты (*Т. К. Баженова*) 261
XII-3. Смешанные породы, содержащие некарбонатный углерод (*Т. К. Баженова*) 265
XII-4. Графитолиты (*В. Т. Фролов*) 267
ЧАСТЬ III. АНАЛОГИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД 270
Глава XIII. Раздел Современные осадки 270
XIII-1. К созданию системной структурно-вещественной классификации современных осадков (*Д. К. Патрунов*) 271
XIII-2. О классификации и номенклатуре современных морских осадков (*Ф. А. Щербаков*) 286
Глава XIV. Раздел Метаморфические породы (*В. В. Жданов*) 293
Глава XV. Переходные — вулкано-осадочные породы (*В. Т. Фролов, М. Н. Щербакова*) 300
Терминологический словарь по вулкано-осадочным породам (*В. Т. Фролов, М. Н. Щербакова*) 308
ЧАСТЬ IV. СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ЗНАНИИ 311
Глава XVI. Некоторые теоретические и прикладные аспекты систематизирования осадочных горных пород 311
XVI-1. Систематика осадочных пород в свете общей естественно-научной методологии (*В. И. Драгунов*) 311
XVI-2. О многоцелевом назначении петрографической систематики (*В. М. Цейслер, К. Б. Ильин*) 323
XVI-3. Альтернативные подходы. Еще раз об общей классификации осадочных пород (*В. Т. Фролов*) 331
Список осадочных пород и их аналогов (*В. Н. Шванов, Э. И. Сергеева*) 337
Именной указатель 345

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ АНАЛОГОВ

Редактор *Э. М. Бородянская*
Художник *А. Н. Иванов*
Технический редактор *Н. А. Иванова*
Корректор *Е. А. Стерлина*

Н/К
ЛР№ 10145 от 24.12.1992 г.

Подписано в печать 03.03.98. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл-печ. л. 33,25 (в т. ч. 5 вкладок). Уч.-изд. л. 39,45 (в т. ч. 5 вкладок). Тираж 800 экз. Заказ № 120.

Ордена «Знак Почета» ОАО «Издательство «Недра» Санкт-Петербургский филиал. 193171, Санкт-Петербург, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Набор и диапозитивы подготовлены фирмой «ТО-ДИЗАЙН»

Отпечатано в ГИПП «Искусство России»
198099, Санкт-Петербург, ул. Промышленная, 38/2.