

В.А.Наумов

ОПТИЧЕСКОЕ
ОПРЕДЕЛЕНИЕ
КОМПОНЕНТОВ
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД

СПРАВОЧНОЕ ПОСОБИЕ

*Дорогому Василию
Николаевичу
на добрую память
от автора
В.А.Наумов*



МОСКВА «НЕДРА» 1989

Lithology.ru

ББК 26.303

Н 34

УДК 552.5:549.08+551.510.61

Рецензент канд. геол.-минер. наук *А. Н. Белов*

Н $\frac{1804020200-175}{043(01)-89}$ 50-89

© Издательство «Недра», 1989

ISBN 5-247-00695-X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Ускорение научно-технического прогресса и эффективность поисков полезных ископаемых требуют наряду с интенсивностью научных исследований разработки новых руководств для специалистов производственных геологических организаций и справочной литературы для студентов высших учебных заведений. Особая потребность ощущается в справочной литературе по осадочным породам, многие из которых являются ценными полезными ископаемыми.

В предлагаемой книге рассматривается оптическая диагностика широко распространенных аллотигенных и аутигенных минералов осадочных пород, а также органических остатков, требующих определения и фациальной интерпретации. Разбор свойств и изменений минералов производится на фоне процессов выветривания и осадконакопления в разных условиях. Значительное внимание уделено постседиментационным изменениям, протекающим в различных гидрохимических и термобарических обстановках. Теоретическое обоснование этих процессов отвечает комплексному подходу в изучении осадочных образований и позволяет интенсифицировать поисково-разведочные работы на такие важные полезные ископаемые, как нефть, газ, уголь, железные, марганцевые и алюминиевые руды, фосфориты, цеолиты, строительные материалы и др.

При характеристике минералов в качестве основных первоисточников использованы работы Г. И. Бушинского, М. Ф. Викуловой, Ю. К. Буркова, А. В. Македонова, А. А. Годовикова, У. Дира, Р. Хауи и Дж. Зусмана, В. А. Дрица, А. Г. Коссовской, Т. М. Жарковой, Ю. Н. Занина, Ю. П. Казанского, С. М. Корневского, И. Костова, А. А. Кухаренко, А. П. Лисицына, Н. В. Логвиненко, В. И. Муравьева, В. А. Наумова, Л. Г. Рекшинской, А. А. Савельева, В. Я. Хильтова, И. К. Шулешко, С. Г. Саркисяна, Д. Д. Котельникова, Т. И. Гуровой, Е. Г. Сорокиной, М. В. Коржа, И. М. Симановича, М. Ф. Соколовой, Т. Н. Соколовой, В. Трегера, Я. Я. Яржемского и других авторов. Описание остатков организмов дано по работам О. Б. Бондаренко и И. А. Михайловой, В. П. Маслова и «Основам палеонтологии» под редакцией Ю. А. Орлова.

При подготовке рукописи практические рекомендации по отдельным минералам или их группам были получены от П. Ф. Андрущенко, Ю. К. Бурлина, И. В. Витовской, А. Р. Гептнера, Т. И. Гуровой, И. С. Делицина, В. В. Демидова, Ж. В. Домбровской, Ю. Н. Занина, Л. Н. Захаровой, Ю. П. Казанского, Г. Р. Капусткина, С. И. Клименко, Н. П. Кураленко, О. С. Ломовой, В. И. Муравьева, В. В. Наседкина, Вл. Ал. Наумова, А. П. Никитиной, М. И. Новгородовой, Л. Г. Рекшинской, И. М. Симановича, А. Д. Слукина, В. Н. Смольяниновой, Г. И. Сурковой, Б. М. Шма-

кина. При сборе материалов по органическим остаткам ценные советы были даны Т. А. Дольник, Е. М. Мишиной, О. П. Обручевой, Т. Н. Титоренко. Рентгеноструктурный и термический анализ авторских образцов провели Л. П. Феоктистова и О. Л. Затбоева. В оформлении графического материала принимали участие А. П. Ананьин, Г. Д. Мальцева, Т. М. Одегова, Н. В. Шумейко. Всем им выражаю свою глубокую благодарность.

Автор признателен проф. В. Т. Фролову (МГУ) за критические замечания и советы.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- a, b, c — направления кристаллографических осей
 A_1, A_2 — оптические оси кристаллов
 Ng, Nm, Np — направления осей индикатрисы
 Ne, No — направления колебаний необыкновенного и обыкновенного лучей
 n_g, n_m, n_p — наибольший, средний и наименьший показатели преломления
 n_e, n_o — показатели преломления для необыкновенного и обыкновенного лучей
 n — показатель преломления кристаллов кубической сингонии и минералоидов
 $n_g - n_p$ — величина двупреломления двuosных кристаллов
 $n_o - n_e; n_e - n_o$ — величина двупреломления одноосных кристаллов
 $Ng \leq Nm \leq Np; No \leq Ne$ — схемы абсорбции, указывающие на интенсивность окраски по соответствующим направлениям
 $+2V, -2V$ — угол оптических осей, когда Ng и Np острые биссектрисы
 $r \leq v$ — дисперсия оптических осей, указывает, что угол оптических осей в красном свете больше (меньше), чем в фиолетовом
 R — показатель отражения кристаллов кубической сингонии и неориентированных разрезов одноосных и двuosных кристаллов
 R_e, R_o — показатели отражения для необыкновенного и обыкновенного лучей
 Твердость дана по шкале Мооса, единицы измерения в системе СИ: плотность — кг/м^3 , температура — К, давление — МПа, межплоскостные расстояния — нм.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Среди многочисленных методов, применяемых при лабораторном изучении осадочных пород, важнейшими являются оптические методы. По существу каждое исследование вещественного состава осадочных образований начинается с применения того или иного метода микроскопического исследования. Оптические методы позволяют не только определить минеральный состав и изучить органические остатки, но и провести стадийный анализ породы, выявить палеогеографические условия седиментации и т. д. Для отдельных типов пород дополнительное значение имеет выборочное проведение рентгеновского, термического, химического и других видов исследования. Оптическая диагностика минерального состава осадочных пород объединяет следующие приемы исследования: кристаллооптические исследования в шлифах с помощью поляризационного микроскопа, изучение минералов под биноклем, иммерсионный метод, оптическое изучение ориентированных агрегатов, федоровский метод, минераграфическое и микрохимическое исследования, оптическое изучение микровключений. Для минералов, прозрачных в шлифах, главными являются кристаллооптические исследования и иммерсионный метод, для непрозрачных минералов — минераграфические исследования. Прежде чем остановиться на них, рассмотрим одно из основных положений кристаллооптики.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ОБ ОПТИЧЕСКИХ ИНДИКАТРИСАХ

В основе определения оптических свойств кристаллов с помощью поляризационного микроскопа лежат представления об оптических индикатрисах. Оптические индикатрисы представляют собой воображаемую геометрическую поверхность, построенную на величинах показателей преломления света, отложенных в направлении световых колебаний. В кристаллах высшей, кубической сингонии свет, встречая одинаковое сопротивление во всех направлениях, распространяется с одинаковой скоростью. В любом сечении минерал имеет один показатель преломления, и индикатриса его характеризуется формой шара.

Индикатриса кристаллов средних сингоний (гексагональной, тетрагональной, тригональной) представляет собой эллипсоид, вытянутый или сплюснутый вдоль оси вращения, которая является оптической осью кристалла и совпадает с третьей кристаллографической осью (рис. 1). Индикатриса строится исходя из предположения о разложении луча света в любой точке кристалла на два плоскополяризованных луча, имеющих взаимно перпендикулярные колебания. Направление колебаний световых волн одного из них

перпендикулярно к оптической оси, другого — параллельно ей. Сопротивление среды в направлениях колебаний различно. Поэтому и показатели преломления света в этих направлениях также различны: в первом случае показатель преломления n_o будет постоянным (круговое сечение), во втором — n_e , в зависимости от сечения индикатрисы меняется по эллипсу. Индикатриса одноосных кристаллов может быть оптически положительной $n_e > n_o$ и оптически отрицательной $n_o > n_e$.

Индикатриса кристаллов низших сингоний (ромбической, моноклинной, триклинной) имеет форму трехосного эллипсоида (рис. 2). Ее оси являются векторами. Они указывают направления световых колебаний и величину показателей преломления в этих направлениях для лучей, распространяющихся перпендикулярно к данному

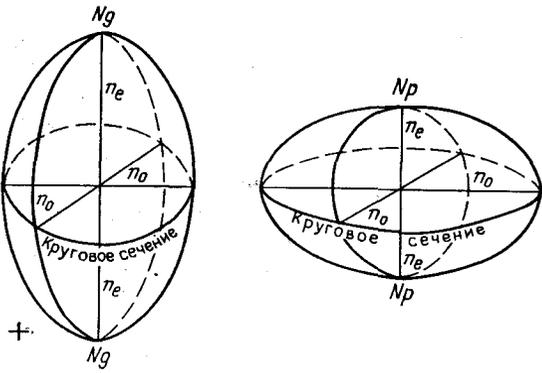


Рис. 1. Оптическая индикатриса одноосных кристаллов: положительного (+) и отрицательного (—)

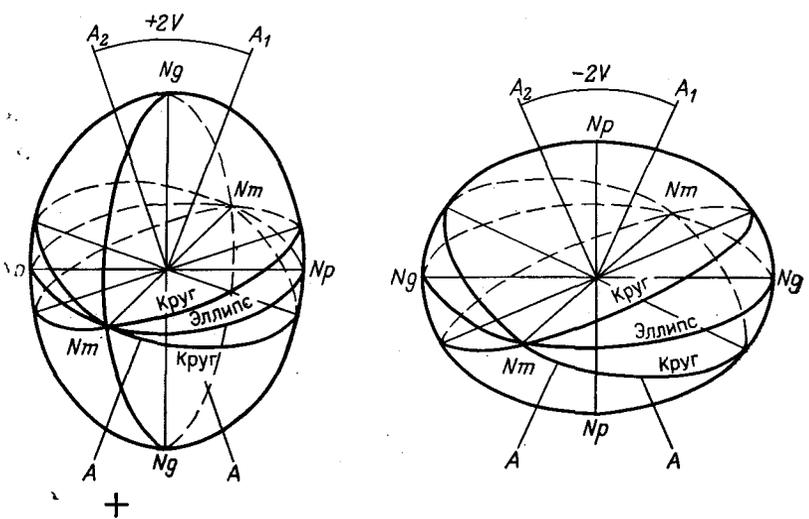


Рис. 2. Оптическая индикатриса двuosных кристаллов: положительного (+) и отрицательного (—)

сечению. В плоскости любого произвольного сечения может быть не более двух таких направлений. Предельные значения показателей преломления носят названия: наибольший n_g , средний n_m и наименьший n_p .

Кристаллы низших сингоний в отличие от кристаллов средних сингоний имеют не одно, а два направления, в которых не происходит расщепления луча света и которые называются оптическими осями. Угол между ними носит название угла оптических осей и обозначается как $2V$. Он лежит в плоскости $Ng-Np$ — главном сечении индикатрисы. У оптически положительных двuosных кристаллов биссектрисой угла $2V$ является наибольшая ось индикатрисы Ng , у оптически отрицательных — наименьшая Np . По отношению к кристаллографическим осям ориентировка индикатрисы кристаллов разных сингоний различна. Так, в ромбической сингонии все три оси индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями. В моноклинной только одна ось индикатрисы совпадает с осью симметрии второго порядка. В триклинной сингонии все три оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями, образуя с ними углы, величина которых меняется с изменением состава минерала.

Для определения направлений колебаний света и величины показателей преломления в любом сечении одноосных и двuosных кристаллов применяют правило индикатрисы. Для этого через центр индикатрисы проводят плоскость, перпендикулярную к лучу света. Оси полученного сечения укажут на направление световых колебаний, а величины полуосей — на относительные показатели преломления. Их принято обозначать соответственно Ng' и Np' ; n_g' и n_p' .

Так как поляризатор микроскопа пропускает колебания света только в одном, ориентированном направлении, выявленные оси индикатрисы можно легко, поворотом столика микроскопа, совместить с направлением колебаний света в поляризаторе. По каждому из этих направлений можно найти показатель преломления минерала. Для определения других оптических констант выбирают соответствующие разрезы.

КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ШЛИФАХ ПРИ ПОМОЩИ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО МИКРОСКОПА

Перед началом работы поляризационный микроскоп должен быть приведен в рабочее состояние. Для этого необходимо:

выключить линзы Лазо и Бертрана, открыть диафрагму, поставить вогнутое зеркало при работе с искусственным источником света, осветительную систему поднять в самое верхнее положение; отцентрировать объективы;

по шлифу с биотитом без анализатора установить направление колебаний света в поляризаторе (направление спайности в поло-

жении наиболее густой окраски биотита). Проверить соответствие этого направления одной из нитей окулярного креста;

при включенном анализаторе проверить скрещенность николей (наличие темноты).

С методической точки зрения все кристаллооптические исследования в шлифах с помощью поляризационного микроскопа делятся на три группы: 1) исследования в параллельном свете без анализатора — определение окраски, формы зерен, спайности, показателей преломления, псевдоабсорбции; 2) исследования в параллельном свете с анализатором — определение величины двупреломления, характера и угла погасания, знака удлинения, плеохроизма и схемы абсорбции, изучение двойников и оптических аномалий; 3) исследования в сходящемся свете с анализатором — определение осности и оптического знака минералов, величины угла оптических осей.

Методика кристаллооптических исследований в шлифах детально рассмотрена в работах В. Н. Лодочникова, Д. С. Белянкина и В. П. Петрова, В. Б. Татарского, П. Г. Вербицкого, А. И. Ежова, В. А. Заварицкого, Н. М. Меланхолина, О. Н. Белоусовой и В. В. Михиной, Г. Н. Кочуровой и др. Остановимся на определении главнейших оптических свойств минералов.

Исследование минералов в параллельном свете без анализатора

Показатель преломления минерала в шлифах оценивается путем сравнения его с окружающей средой — обычно канадским бальзамом, истинное значение показателя преломления которого равно $1,537 \pm 0,004$. При равных значениях показателя преломления и прозрачности минерала его нельзя увидеть в окружающей среде. При различии показателей преломления минерал вследствие явления преломления и полного внутреннего отражения лучей света на его границе с канадским бальзамом будет выделяться, и тем отчетливее, чем больше разница в показателях преломления. Оценку величин показателя преломления ведут при $8\times$ или $20\times$ объективах по наблюдаемым эффектам: рельефу, шагреневой поверхности, поведению световой полоски Бекке на границе минерала и канадского бальзама, дисперсионному эффекту Лодочникова. По соотношению этих эффектов В. Н. Лодочников все прозрачные в шлифах минералы подразделил на семь групп. А. М. Даминова в 1974 г. уточнила относительные границы групп. Примеры по каждой группе приведены на рис. 3.

I группа ($n=1,41-1,51$). Минералы имеют резкий отрицательный рельеф: полоска Бекке при подъеме тубуса микроскопа перемещается на канадский бальзам. Шагреневая поверхность наблюдается при открытой диафрагме микроскопа. Дисперсионный эффект Лодочникова отчетливый: бесцветные минералы на стыке с канадским бальзамом имеют розоватую окраску.

II группа ($n=1,51-1,53$). Минералы имеют отрицательный

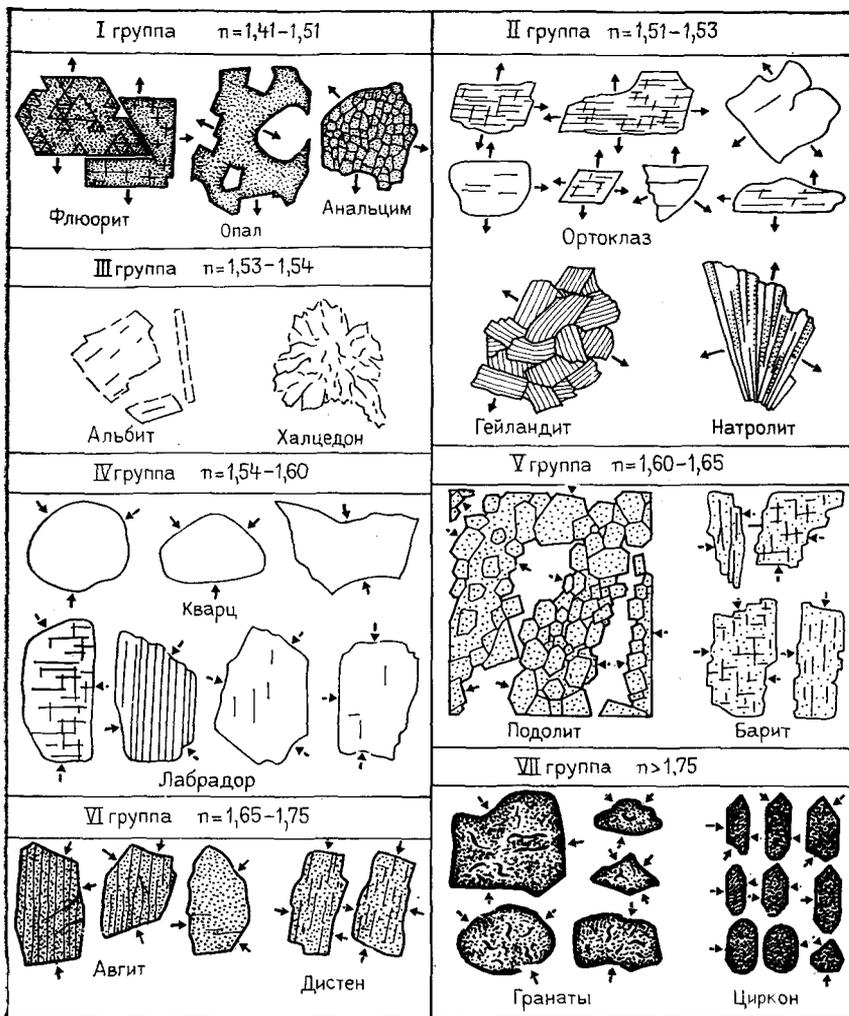


Рис. 3. Изменение рельефа и шагреновой поверхности минералов в канадском бальзаме в зависимости от показателя преломления минералов.

Стрелки указывают направление движения полоски Бекке при подъеме тубуса микроскопа. Ув. 80, без анализатора.

I—VII — группы минералов

рельеф: полоска Бекке при подъеме тубуса микроскопа перемещается на канадский бальзам. Шагреновая поверхность отсутствует или слабая, даже если полностью закрыть диафрагму. Дисперсионный эффект Лодочкикова виден хорошо: бесцветные минералы на границе с канадским бальзамом имеют розоватую окраску.

III группа ($n=1,53-1,54$). У минералов отсутствуют рельеф и шагреновая поверхность. Полоска Бекке и дисперсионный эф-

фект Лодочникова не заметны. Бесцветные минералы при нормальной толщине шлифа в проходящем свете на фоне канадского бальзама либо совершенно не видны, либо заметны, но очень слабо.

IV группа ($n=1,54-1,60$). Минералы имеют положительный рельеф, так как полоска Бекке при подъеме тубуса микроскопа с канадского бальзама идет на минерал. Шагреневая поверхность отсутствует либо видна при почти полностью закрытой диафрагме. Дисперсионный эффект Лодочникова отчетливый: бесцветные минералы на границе с канадским бальзамом имеют зеленоватую окраску.

V группа ($n=1,60-1,65$). Минералы имеют положительный рельеф: полоска Бекке при подъеме тубуса микроскопа с канадского бальзама идет на минерал. Шагреневая поверхность хорошо видна, если закрыть диафрагму наполовину. Дисперсионный эффект Лодочникова отчетлив: бесцветные минералы на границе с канадским бальзамом имеют зеленоватую окраску.

VI группа ($n=1,65-1,75$). Минералы имеют резко выраженные положительный рельеф и шагреневую поверхность, которые видны при открытой диафрагме. Световая полоска Бекке при подъеме тубуса микроскопа перемещается на минерал. Дисперсионный эффект (зеленоватый оттенок на бесцветных минералах в стыках с канадским бальзамом) выражен слабо.

VII группа ($n>1,75$). Минералы имеют чрезвычайно резкие положительный рельеф и шагреневую поверхность. Световая полоска при подъеме тубуса перемещается с канадского бальзама на минерал. Зерна как бы окружены темно-серой полосой, а вся поверхность минералов представляется серой с очень четкими неровностями. Дисперсионный эффект Лодочникова не улавливается.

В случае минералов I и VII групп темно-серая полоса вокруг зерен часто маскирует истинную полоску Бекке. Вместо нее появляется ложная световая полоска, которая независимо от показателя преломления минерала идет с зерна на канадский бальзам. В этом случае руководствуются следующим правилом: при показателе преломления минерала больше, чем у канадского бальзама, при подъеме тубуса микроскопа свет как бы собирается к центру от краев зерна, а ширина черной каймы увеличивается. При показателе преломления зерна меньше, чем у канадского бальзама, что обычно имеет место у некоторых минералов I группы, свет при подъеме тубуса микроскопа как бы переливается с зерна на бальзам.

Так как поляризатор пропускает колебания света только в одном направлении, наблюдение полоски Бекке и других эффектов у анизотропных минералов рекомендуется вести в определенном сечении, для чего минерал вначале ставят на погасание, а затем включают анализатор. Второй показатель преломления в данном сечении выявляют после поворота столика микроскопа на 90° .

Псевдоабсорбция наблюдается у анизотропных минералов, имеющих большую разницу показателей n_g и n_p или n_o и n_e , из которых один близок к показателю преломления канадского бальза-

ма. При вращении столика микроскопа у такого минерала в параллельном свете при одном поляризаторе то появляются резкий рельеф и шагреновая поверхность, то исчезают, вследствие чего по показателям преломления его можно относить к разным группам. Псевдоабсорбция хорошо наблюдается в соответствующих разрезах у кальцита и доломита, слабее у мусковита и ангидрита. Однако у этих же минералов псевдоабсорбция отсутствует в разрезах, перпендикулярных к оптической оси.

Исследование минералов в параллельном свете с анализатором

При включении анализатора поле зрения микроскопа при наблюдении без шлифа становится темным — свет не проходит: плоскости колебаний света в николях взаимно перпендикулярны. Темными будут и все зерна изотропных минералов, так как в них не происходит раздвоения световых лучей, или двупреломления. Отдельные зерна анизотропных минералов также остаются на погасании при повороте столика микроскопа. Это имеет место в круговых сечениях, перпендикулярных к одной из оптических осей.

Большинство зерен анизотропных минералов при включенном анализаторе освещены и обнаруживают какую-либо окраску. При повороте столика микроскопа они гаснут и просветляются четыре раза. Погасание их наблюдается в том случае, если оси индикатрисы кристалла совпадут с направлением колебаний света, пропускаемых поляризатором и анализатором. При их несовпадении (положение просветления) появляется интерференционная окраска. Причина ее заключается в следующем. Выходящий из поляризатора луч разлагается в кристалле на два луча с колебаниями в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Вследствие разного сопротивления среды в этих направлениях они распространяются в кристалле с разной скоростью и, выходя из него, создают некоторую разность хода. В анализаторе каждый луч расщепляется на два. Из четырех лучей два испытывают полное внутреннее отражение, а два других с колебаниями в плоскости главного сечения анализатора выходят из него и, двигаясь с одинаковой скоростью, испытывают интерференцию. Характер интерференционных явлений зависит от величины двупреломления, сечения кристалла и толщины шлифа.

Величина двупреломления представляет собой разность показателей преломления двух распространяющихся в кристаллах волн, для которых данное направление является нормалью. Величина двупреломления определяется формулой $(n_g - n_p)^* = \Delta/d$, где Δ — разность хода световых волн в кристалле, d — толщина шлифа. Толщину шлифа обычно выявляют по цветам интерференции из-

* Пишется для удобства. Правильно будет $n_g - n_p$ для двуосных кристаллов, $n_e - n_o$ или $n_o - n_e$ для одноосных.

вестных минералов — кварца и плагиоклазов. При нормальной толщине шлифа, т. е. 0,03 мм, они имеют белую максимальную интерференционную окраску. Разность хода определяется в разрезах с наивысшими цветами интерференции в положении максимально-го просветления с помощью таблицы Мишель-Леви (рис. 4), где по оси ординат отложена толщина шлифа в миллиметрах, по оси абсцисс разность хода в нанометрах, радиальные полосы указывают на величину двупреломления.

Определение ведут разными способами, но для минералов осадочных пород, зерна которых имеют небольшие размеры, очень удобен метод косо́го среза. Сущность его заключается в следующем. Известно, что края зерен имеют меньшую толщину, так как при изготовлении шлифа скашиваются на клин. В пределах ско́са толщина пластинки изменяется, обуславливая переменность разности хода. Это, в свою очередь, обеспечивает в положении максимального просветления появление вокруг пластинки высокодвупреломляющего минерала узких цветных каемок, состоящих из последовательной смены цветов интерференции (рис. 5). Смена цветов от края к центру отвечает порядку их на схеме Мишель-Леви. Наиболее низкие цвета находятся на периферийной части зерен, высокие — в центральной. Сопоставив чередование их в каемках и на номограмме, выясняют порядок цветов интерференции в центральной части зерна (например, синий II порядка) и соответствующую ему разность хода.

Определив разность хода и зная толщину шлифа, величину $n_g - n_p$ находят по номограмме. Для этого от точки пересечения цветной полосы, соответствующей цветам интерференции минерала, с горизонтальной линией, отвечающей толщине шлифа, следуют по радиальной прямой вверх и вправо до края номограммы, где указаны значения $n_g - n_p$. В нашем случае (синий II порядка) величина двупреломления равна 0,022 (рис. 6).

Метод косо́го среза успешно применяется как для низкодвупреломляющих, так и для высокодвупреломляющих минералов. Его преимущества хорошо видны на примере таких высокодвупреломляющих минералов, как карбонаты.

Характер погасания кристаллов определяется ориентировкой в них оптической индикатрисы. В кристаллах средних сингоний все сечения вертикальной зоны имеют прямое погасание, так как оптическая ось кристалла совпадает с осью симметрии высшего порядка.

В кристаллах ромбической сингонии сечения вертикальной зоны также имеют прямое погасание: все три оси индикатрисы совпадают с кристаллографическими направлениями. В кристаллах моноклинной сингонии только одна ось индикатрисы совпадает с кристаллографической осью b . В сечениях, параллельных b , имеет место прямое погасание, в других сечениях вертикальной зоны — косое. В кристаллах триклинной сингонии все три оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими направлениями. Во всех сечениях кристаллы имеют косое погасание.

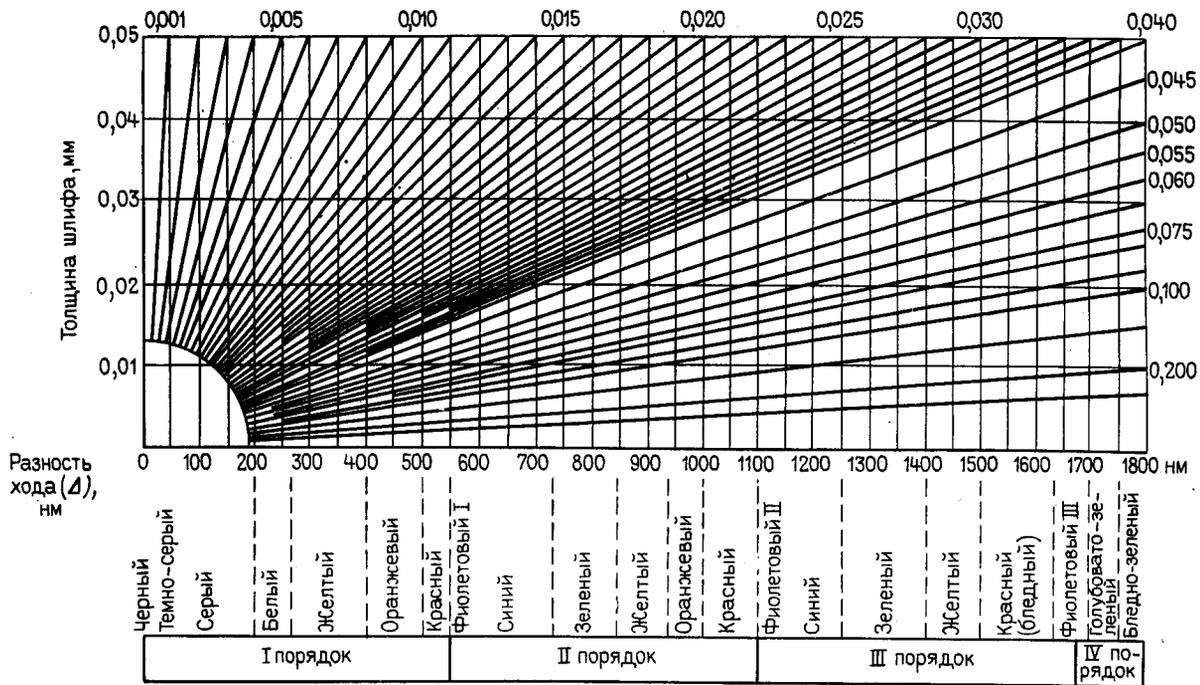


Рис. 4. Зависимость цвета интерференции минерала от толщины пластинки и величины двупреломления (схема номограммы Мишель-Леви)

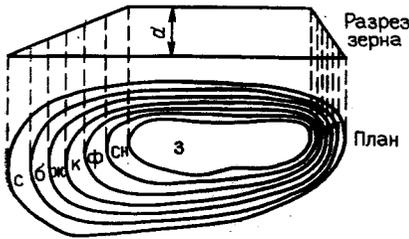


Рис. 5. Образование цветных каемок по периферии скошенных зерен:
 с — серый, б — белый, ж — желтый, к — красный, ф — фиолетовый, си — синий, з — зеленый, d — толщина пластины

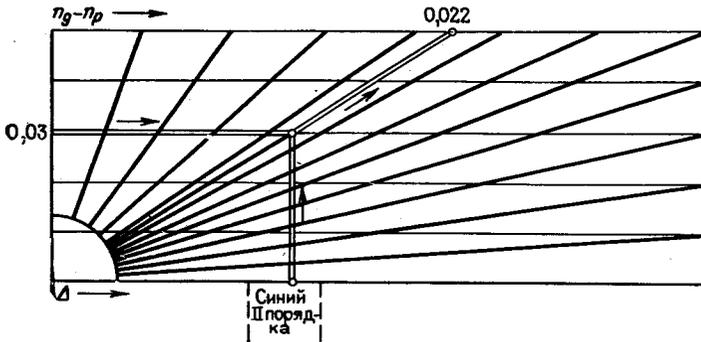


Рис. 6. Определение цифрового значения двупреломления по номограмме Мишель-Леви

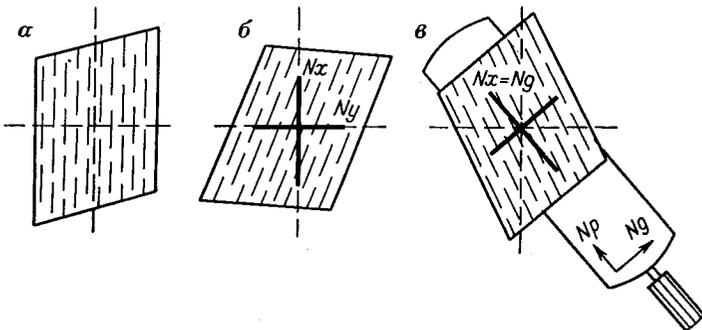


Рис. 7. Определение угла погасания:

a — спайность параллельна вертикальной нити; $б$ — зерно на погасании; $в$ — положение зерна при определении наименования оси индикатрисы полученном компенсацией

Угол погасания определяется в разрезах с наивысшими цветами интерференции. В таком разрезе лежат оси индикатрисы $N_{g'}$ и $N_{p'}$ и спайность, проектирующая ось c . Для определения угла погасания ориентируют спайность или прямые ограничения зерна параллельно вертикальной нити окуляра (рис. 7). Взяв замер по пониусу, включают анализатор. Поворотом на меньший угол ставят зерно на погасание. В этом положении оси индикатрисы параллельны нитям окулярного креста. Берут второй замер.

Разность замеров укажет величину угла погасания. Необходимо узнать, с какой осью индикатрисы замерен угол погасания. Для этого столик микроскопа поворачивают против часовой стрелки на 45° , в положение определяемой оси, параллельное прорези тубуса микроскопа. В прорезь вставляют компенсатор, у которого ось Np ориентирована по удлинению компенсатора, ось Ng — перпендикулярно. Повышение окраски минерала (до синей, зеленой) укажет на ось Np' , понижение (до желтой, серой) — ось Ng' . Результат записывают примерно так: $cNg=21^\circ$. Истинное наименование осей Ng и Np можно выяснить только с помощью столика Федорова.

Знак удлинения определяется у зерен, имеющих вытянутую форму. Он положителен, если по длине кристалла или под углом меньше 45° к ней расположена ось Ng' и отрицателен, если вдоль удлинения расположена ось Np' .

Удлинение можно определить и в сферолитовых агрегатах. Наблюдение компенсации окраски производится в тех противоположных квадрантах, где волокна сферолитов ориентированы вдоль длинной стороны компенсатора. Понижение окраски укажет на положительное удлинение, повышение — на отрицательное.

Плеохроизм имеет место у окрашенных анизотропных минералов и связан со способностью кристаллов менять окраску в зависимости от направления световых колебаний. Он обнаруживается при наблюдении минерала без анализатора при вращении столика микроскопа изменением интенсивности и цвета окраски. Интенсивность поглощения света, или *абсорбция*, по разным направлениям в индикатрисе записывается в виде схемы. Так, у биотита схема абсорбции $Ng=Nm>Np$. Это означает, что в направлениях Ng и Nm биотит имеет темно-коричневый цвет, а по Np — светло-коричневый.

Для того чтобы найти схему абсорбции, необходимо знать направление колебаний света в поляризаторе (определяется по биотиту или турмалину) и наименование осей индикатрисы в зерне. Совместив последовательно выявленные оси индикатрисы с направлением колебаний света в поляризаторе, при выключенном анализаторе наблюдают интенсивность окраски по этим направлениям.

Плеохроизм по осям Ng' и Np' фиксируется в разрезах с наивысшими цветами интерференции. Для определения окраски по Nm' двусосных кристаллов выбирают сечения минерала с самой низкой интерференционной окраской. При выключенном анализаторе в таком разрезе должен отсутствовать плеохроизм (сечение перпендикулярно к оптической оси), и наблюдение окраски сводится к наблюдению цвета.

Г. Н. Саранчина в 1952 г. отметила, что схема абсорбции позволяет установить оптический знак минерала. Это особенно важно в тех случаях, когда минерал обладает слабым двупреломлением или когда получение коноскопической фигуры невозможно. Для этого устанавливают окраску по осям Ng' и Np' , а затем по Nm' .

Если окраска по Nm' соответствует (для одноосных минералов) или приближается (для оптически различных двуосных минералов) к окраске по Ng' , то минерал оптически отрицательный. При соответствии окраски по Nm' окраске по Np' минерал оптически положительный.

Двойники являются закономерными сростками однородных кристаллов. Обнаруживаются с анализатором по одновременному погасанию двойниковых полосок вследствие различной ориентировки в них оптических индикатрис. Таковы простые двойники ортоклаза, полисинтетические — плагиоклазов и кальцита, комплексные — микроклина, коленчатые — рутила, крестообразные — десмина и ставролита. Однако, если двойниковая ось совпадает с одной из осей симметрии индикатрисы или двойниковые индивиды вращают плоскость поляризации в одном направлении, двойники оптически неразличимы. Это имеет место у одноосных кристаллов, особенно у кварца. Двойники наблюдаются только в том случае, если двойниковая ось расположена косо, как у коленчатого рутила, относительно оси симметрии или нормали к плоскости симметрии кристалла. У кварца основным методом выявления двойников является травление в шлифах и полированных срезах.

Аномалии интерференционных окрасок и погасания кристаллов — довольно часто встречающиеся явления, хотя большинству минералов свойственны нормальные, или ньютоновские, цвета интерференции, обусловленные одинаковой разностью хода всех длин волн спектра. Однако при дисперсии двупреломления вследствие различия разностей хода в разных областях спектра у некоторых кристаллов появляются аномальные цвета интерференции: синефиолетовые, тускло-синие, сиреневые, оливково-зеленые. К таким минералам относятся хлориты, цоизит, эпидот, везувиян. Искажение цветов интерференции распространено и у окрашенных кристаллов.

Причиной многих аномалий становятся внутренние напряжения в кристаллах, обусловленные дислокацией кристаллической решетки в результате пластической деформации, остаточными натяжениями во время роста или охлаждения кристалла, наличием включений и примесей, явлениями изоморфизма, особенно в том случае, когда замещающий ион отличается своими размерами, и т. д. Кристаллы, оптически изотропные, в участках напряжений становятся двупреломляющими, одноосные приобретают аномальную двуосность, а одноосные и двуосные кристаллы в направлениях оптических осей (обычно это изотропные сечения) приобретают аномальное двупреломление.

Аномальное двупреломление пропорционально внутренним напряжениям, а направления световых колебаний совпадают с направлениями напряжений, что позволяет определять последние по ориентированным шлифам горных пород. Поскольку внутренние напряжения в кристаллах распределены неравномерно, кристаллы в скрещенных николях гаснут неровно, пятнами. Такое погасание называется волнистым, блочным, мозаичным и т. д.

У минералов моноклинной и триклинной сингоний, а в направлениях, близких к оптическим осям, и у ромбических кристаллов аномалии в погасании могут быть вызваны дисперсией осей индикатрисы, когда направления колебаний и положения погасания кристаллов оказываются несовпадающими для волн разной длины. Полного погасания у таких кристаллов не происходит.

Погасание будет отсутствовать также у оптически активных кристаллов, обнаруживающих вращение плоскости поляризации в направлениях, близких к направлениям оптических осей. С анализатором они кажутся окрашенными и при повороте столика микроскопа не гаснут.

Исследование минералов в сходящемся свете с анализатором

Осность и оптический знак минерала изучают с анализатором в сходящемся пучке света, создаваемом линзой Лазо. Так как лучи света будут наклонены к плоскости шлифа под разными углами — вдоль оптической оси микроскопа и под углом к ней, — каждый луч пучка окажется перпендикулярным к различным сечениям индикатрисы и будет испытывать неодинаковое двупреломление. В местах совпадения световых колебаний, пропускаемых минералом, с плоскостями колебаний в николях возникают своеобразные интерференционные фигуры, характерные для отдельных сечений.

Наиболее отчетливо осность минералов определяется в разрезах, перпендикулярных к оптической оси. В сечениях, наклонных к ней, одноосные минералы отличаются от двуосных только в том случае, если последние имеют средний или большой угол $2V$.

Разрезы, перпендикулярные к оптической оси одноосных кристаллов, с анализатором в параллельном свете имеют самую низкую интерференционную окраску: у слабодвупреломляющих минералов — это почти черное сечение, у минералов со средним и сильным двупреломлением — серое, у минералов с очень сильным двупреломлением — светло-серое и даже белое. Коноскопическая фигура представляет собой черный крест на светло-сером фоне для низкодвупреломляющих минералов и на фоне цветных колец для высокодвупреломляющих. Узкие ветви креста параллельны нитям окуляра. При вращении столика микроскопа крест положения не меняет.

Косые разрезы с небольшим наклоном оптической оси имеют промежуточную интерференционную окраску. Коноскопическая фигура также представляет собой темный крест, но центр его не совпадает с центром поля зрения. При вращении столика микроскопа крест описывает окружность, ветви его остаются параллельными нитям окуляра. При наклоне оптической оси более чем на $20-25^\circ$ центр креста выходит за пределы поля зрения. Коноскопическая фигура имеет вид темной полосы или балки и параллельна поочередно то вертикальной, то горизонтальной нити окулярного креста.

Двуосные минералы в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, также имеют самую низкую интерференционную окраску, на которую, как и для одноосных минералов, влияет двупреломление. Коноскопическая фигура имеет ряд гиперболы, изгибающейся при вращении столика микроскопа. В вершине ее расположен выход оптической оси. Изогнутость гиперболы зависит от угла оптических осей. При $2V=90^\circ$ гипербола переходит в балку. Она не изгибается при повороте столика микроскопа, но вращается вокруг центра поля зрения. При малом угле $2V$ может быть заметна вторая ветвь гиперболы. При совпадении плоскости оптических осей с направлением колебаний света в николях обе ветви гиперболы сольются в неустойчивый крест. При высоком двупреломлении минерала гипербола наблюдается на фоне цветных полос.

В косых разрезах двуосных минералов при среднем и большом угле $2V$ коноскопическая фигура имеет вид темной полосы (части ветви гиперболы). При вращении столика микроскопа она, изгибаясь, уходит из поля зрения. При малом угле оптических осей коноскопическая фигура представляет собой балку, которая, как и у одноосных минералов, перемещается параллельно нитям окуляра при вращении столика микроскопа.

Сечения, перпендикулярные к оптической оси, применяются и для определения оптического знака минерала. Общий порядок получения изучаемых констант следующий:

при $3\times$ или $8\times$ объективе при включенном анализаторе выбирают разрез с наиболее низкими для данного минерала цветами интерференции. У окрашенного минерала без анализатора выбирается разрез, не испытывающий явлений плеохроизма;

устанавливают $40\times$ или $60\times$ объектив без анализатора, осторожно фокусируют и центрируют его;

вводят линзу Лазо, включают анализатор и вынимают окуляр. Можно оставить окуляр, но тогда дополнительно вводят линзу Бертрана;

по характеру коноскопической фигуры определяют осность минерала. Не распадающийся при вращении столика микроскопа черный крест укажет на одноосный минерал; изгибающаяся, остающаяся в поле зрения гипербола — на двуосный минерал;

определяют оптический знак минерала. Для этого в прорез тубуса микроскопа вводят кварцевую пластинку для низкодвупреломляющих минералов и кварцевый клин для высокодвупреломляющих. По характеру окрашивания квадрантов или направлению движения бегущих колец выявляют знак минерала (рис. 8). Если выяснение знака осуществляется у двуосного минерала, то гиперболе предварительно ориентируют в одном из квадрантов.

Нередко оптический знак одноосного минерала определяют в косом разрезе. Для этого вначале по характеру движения балок креста находят квадрант (рис. 9) и только после этого вводят компенсатор. При этом не следует забывать, что точно такую же фигуру дают в косом разрезе и двуосные минералы, имеющие малый угол $2V$.

Тип компенсатора	Разрезы, перпендикулярные к оптической оси			
	Одноосные минералы		Двуосные минералы	
	+	-	+	-
Кварцевая пластинка (по длине N_p)				
Кварцевый клин (по длине N_p)				

Рис. 8. Определение оптического знака одноосных и двуосных минералов в сечении, перпендикулярном оптической оси.

Стрелки указывают направление движения лемнискат при введении кварцевого клина. Цвет компенсации: ж — желтый, с — синий.

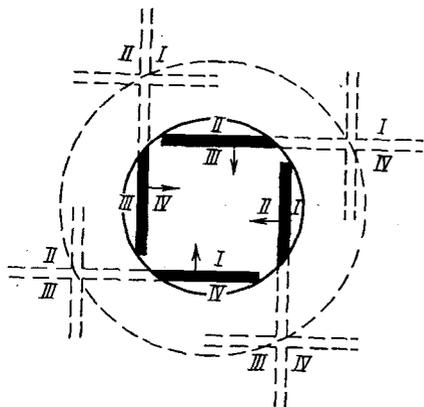


Рис. 9. Определение оптического знака одноосного минерала в косом разрезе.

I—IV — квадранты поля зрения. Стрелки по кругу — движение столика микроскопа. Стрелки на балках — направление движения балок.

При определении осности и оптического знака желательно пользоваться на месте окуляра накладной диафрагмой с размером отверстия около 1 мм. В этом случае коноскопическую фигуру можно получить для зерен диаметром 0,007—0,01 мм.

ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД

Иммерсионным называется оптический метод исследования мелких зерен минералов, погружаемых в среды с известным показателем преломления. Наиболее широко применяется для определения показателей преломления минералов в целях их диагностики и уточнения состава членов изоморфных серий. Иммерсионный метод широко используется в количественном минералогическом анализе.

Измерение показателей преломления

Для измерения показателей преломления минералов иммерсионным методом используются стандартные наборы иммерсионных жидкостей «ИЖ-1». Они состоят из 98 жидкостей с показателями преломления от 1,408 до 1,780 и представляют собой серию смесей нескольких исходных жидкостей.

Любые соседние жидкости набора могут смешиваться друг с другом. Смешение равных объемов двух соседних жидкостей дает новую жидкость практически со средним показателем преломления между показателями смешиваемых жидкостей. К каждому набору прилагают:

- 1) характеристику набора;
- 2) таблицу показателей преломления иммерсионных жидкостей при 293 К для натрового света (n_D) и температурные поправки к ним;
- 3) для минералогов, пользующихся светофильтрами-монохроматами, — таблицу величин дисперсии жидкостей набора в значенных разности показателей преломления для различных длин волн.

До начала работы у поляризационного микроскопа должна быть определена плоскость колебаний света в поляризаторе (по шлифу с биотитом), поставлен и отцентрирован $20\times$ объектив, поставлено плоское зеркало, слегка опущен коллектор с поляризатором и не сильно затянута диафрагма.

Для изготовления препарата на предметное стекло помещают несколько зерен исследуемого минерала. Они могут быть извлечены иглой из шлифа после снятия с него покровного стекла и отмыты ксилолом или спиртом от канадского бальзама, получены из штуфа горной породы либо взяты из шлифа или пробы после просмотра их под бинокуляром. Оптимальный диаметр зерен должен составлять 0,05—0,30 мм, для чего зерно или зерна растирают в фарфоровой или агатовой ступке. Препарат накрывают покровным стеклом размером не более 6×6 мм.

Исходя из относительного значения показателя преломления минерала, предполагаемого или установленного по шлифу, рядом с краем покровного стекла помещают каплю иммерсионной жидкости с соответствующим показателем преломления. Действием капиллярных сил она втянется под покровное стекло. Необходимо, чтобы при этом в препарате не появились пузырьки воздуха.

Включают анализатор. Вращая столик микроскопа, наблюдают препарат. Если окажется, что изучаемый минерал является изотропным, выключают анализатор и в проходящем свете с помощью полоски Бекке сравнивают показатели преломления минерала и жидкости. Руководством при сравнении служит мнемоническое правило $\Pi \rightarrow \Pi$; $O \rightarrow O$, что означает следующее: при подъеме тубуса микроскопа световая полоска Бекке перемещается в сторону среды с большим показателем преломления, при опускании — наоборот (рис. 10).

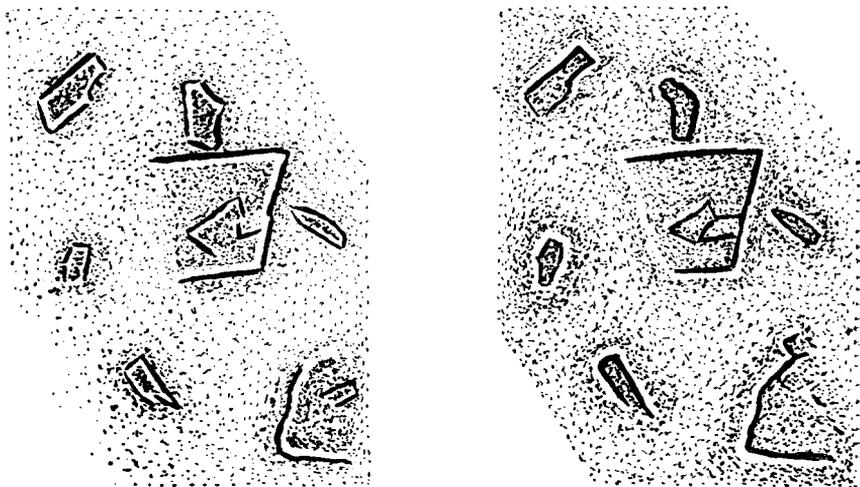


Рис. 10. Вид полоски Бекке в иммерсионном препарате (n кристалла $> n$ жидкости). По М. С. Сахаровой и Ю. А. Черкасову.

Слева — тубус поднят, справа — тубус опущен

Если, подведя жидкость и включив анализатор, обнаруживают, что это анизотропный минерал, то прежде всего выбирают разрез, где можно определить тот или иной показатель преломления. Для нахождения n_g' и n_p' должен быть разрез с наивысшими цветами интерференции. В нем в одной плоскости, во взаимно перпендикулярных направлениях лежат наименьшая и наибольшая оси индикатрисы, указывающие на соответствующие направления световых колебаний и величины показателей преломления в них.

Для определения положения осей и их наименования ставят зерно на погасание — нити окулярного креста укажут на направление осей. Поворачивают столик микроскопа на 45° — до максимального просветления зерна. В этом положении одна из осей будет параллельна прорези тубуса микроскопа. Вставляют компенсатор. По повышению или понижению цветов интерференции устанавливают наименование осей индикатрисы. Затем вновь поворотом на 45° устанавливают одну из них параллельно направлению колебаний света в поляризаторе. Выключив анализатор, по полоске Бекке сравнивают показатель преломления, соответствующий этой оси, с показателем преломления жидкости. Наблюдения проводят в нескольких зернах.

Следует иметь в виду, что как для изотропного, так и анизотропного минерала в случае очень большой разницы показателя преломления минерала и жидкости полоска Бекке видоизменяется и имеет характер, сходный с явлением на границе канадского бальзама и минералов I и VII групп (см. раздел «Исследование минералов в параллельном свете без анализатора»).

Если окажется, что одна из сред имеет больший показатель преломления, то меняют жидкость в направлении сближения показателей преломления сред. Для этого либо готовят новый препарат (обычно он готовится заранее при достаточном количестве материала), либо снимают иглой покровное стекло, убирают фильтровальной бумагой жидкость, промывают зерна каплей спирта, покрывают препарат новым покровным стеклом и подводят следующую жидкость.

По мере сближения показателей преломления жидкости и минерала и при условии, что наблюдение велось в монохроматическом свете, яркость световой полоски Бекке и контрастность изображения уменьшаются, зерна становятся трудно или почти невозможно найти в жидкости, они словно «растворяются» в ней.

Если наблюдение велось в белом свете, то при сближении показателей преломления двух сред наблюдаются те же эффекты, но полоска Бекке при достижении равенства показателей преломления не исчезает и испытывает раздваивание и окрашивание. При перемещении тубуса микроскопа цветные полоски движутся в разные стороны. Это объясняется тем, что равенство показателей преломления наступило только для лучей определенной длины волны видимого света. При четкости окрасок можно установить участок спектра, где было достигнуто равенство.

Так, М. С. Сахарова и Ю. А. Черкасов установили разные спектральные области совпадения показателей преломления кристалла и жидкости по различным цветным полоскам Бекке:

красную по темно-красной и бледно-зеленовато-голубой полоске;

желтую по оранжево-красной и светло-зеленовато-голубой;

зеленую по оранжевой и синевато-голубой;

голубую по канареечно-желтой и синей;

синюю по желтой и сине-фиолетовой;

фиолетовую по бледно-желтой и фиолетовой.

Желательно, чтобы это были фиксирующие (желтая, желто-зеленая, зеленая) окраски, принадлежащие средней части спектра, что достигается подбором соответствующих иммерсионных жидкостей.

Если дисперсионные окраски совпадают для показателей преломления двух сред в желтой (D) части спектра, то показатель преломления минерала (n_D) определяется показателем преломления жидкости. Для иных частей спектра необходимо вводить поправки на дисперсию кристалла и жидкости.

Практика, однако, показывает, что введение поправок не всегда достаточно надежно. Поэтому обычно пользуются другим способом: подбирают такую жидкость, чтобы цветные полоски двигались в разные стороны с одинаковой скоростью. Это принимается за равенство показателей преломления двух сред в средней части спектра.

Второй показатель преломления анизотропного минерала, n_g' или n_p' , определяют в том же сечении зерна, повернув столик ми-

кроскопа на 90° и сменив жидкость. Чаще, однако, готовят новый препарат, среди зерен которого вновь выбирают соответствующий разрез и выявляют ориентировку и наименование осей индикатрисы.

Средний показатель преломления кристалла низших сингоний определяют в разрезах с самой низкой интерференционной окраской. При невозможности найти ориентированный разрез величину n_m' вычисляют статистически как самое высокое значение n_p' и самое низкое n_g' . Если эти значения отличаются между собой, то n_m' находят как среднее арифметическое: $n_m' = (n_g' + n_p')/2$.

Для диагностики глинистых минералов вначале из суспензии с размерами частиц < 1 мкм на предметном стекле готовят ориентированный агрегат — псевдокристалл. После просушки в нем можно определять осность и оптический знак. Для выявления показателей преломления из агрегата готовят стружку, которую осторожно помещают в иммерсионную жидкость. Определение осуществляется быстро, так как глинистые минералы поглощают иммерсионные жидкости. Метод рекомендован М. Ф. Викуловой в 1957 г.

Определение других оптических констант

Определение других оптических констант, связанных функциональной зависимостью с показателями преломления, сводится к следующему.

Одноосные кристаллы считаются оптически положительными, если $n_o < n_e$, и оптически отрицательными, если $n_o > n_e$. Двуосные кристаллы являются оптически положительными при $n_g - n_m > n_m - n_p$ и оптически отрицательными при $n_g - n_m < n_m - n_p$.

Величина двупреломления $n_g - n_p$ определяется как арифметическая разность показателей преломления. В иммерсионных препаратах она может быть измерена с помощью таблицы Мишель-Леви только в том случае, если зерна имеют известную толщину.

В случаях, не требующих высокой точности, по значениям главных показателей преломления можно вычислить величину угла $2V$. Вычисление половинного угла оптических осей (V) производят по формулам:

$$\begin{aligned} \operatorname{tg}^2 V_g &= n_g^2 (n_m^2 - n_p^2) / n_p (n_g^2 - n_m^2) \text{ и} \\ \operatorname{tg}^2 V_p &= n_p^2 (n_g^2 - n_m^2) / n_m^2 (n_m^2 - n_p^2), \end{aligned}$$

где V_g и V_p — половинные углы соответствующих осей индикатрисы.

Могут быть использованы также сокращенные формулы:

$$\begin{aligned} \operatorname{tg}^2 V_g &= (n_m - n_p) / (n_g - n_m) \text{ и} \\ \operatorname{tg}^2 V_p &= (n_g - n_m) / (n_m - n_p). \end{aligned}$$

Количественный минералогический анализ

Количественный минералогический анализ при иммерсионных исследованиях чаще всего применяют при изучении шлихов, рыхлых агрегатов и литологических проб, состоящих из двух-трех и более минералов. Препарат должен содержать не менее 250—300 зерен одной гранулометрической фракции, обычно 0,25—0,1 или 0,1—0,01 мм, предварительно разделенной в тяжелой жидкости на легкую и тяжелую части. Зерна равномерно распределяют на предметном стекле. Покровное стекло подбирают размером не менее 18×18 мм. К препарату подводят иммерсионную жидкость, показатель преломления которой близок к одному или нескольким минералам. В результате контрастность изображения таких минералов уменьшится, а полоска Бекке вокруг них испытывает дисперсионное окрашивание. Этим приемом в легкой фракции песчано-алевритовых пород, помещенной в жидкость с показателем преломления 1,540, легко отличают зерна щелочных полевых шпатов от кварца, слюд, средних и основных плагиоклазов.

Некоторые жидкости, чаще других используемые в количественном минералогическом анализе, имеют у литологов свои названия. Так, в зависимости от показателя преломления жидкости имеют различные названия: 1,540 у «кварцевой», 1,646 у «апатитовой» и 1,754 у «корундовой».

Сложнее обстоит дело с тяжелой фракцией, где невозможно подобрать жидкости с показателем преломления многих высокопреломляющих минералов (циркон, титанит, рутил и др.). Поэтому необходимо научиться оценивать с достаточной точностью глазомерно преломление таких минералов, чтобы не упустить их при подсчете во фракциях и установить объективно их количественные соотношения.

Отдельные вопросы методики иммерсионных исследований рассматриваются в работах В. Б. Татарского, Е. Ларсена и Г. Бермана, В. П. Петрова, Н. М. Меланхолина, М. С. Сахаровой и Ю. А. Черкасова.

Для определения минералов по показателям преломления наиболее часто используют данные работы Е. Ларсена и Г. Бермана. Так как многие минералы являют собой непрерывный ряд составов с изменяющимися показателями преломления, данные иммерсионных измерений применяют в совокупности с другими кристаллооптическими константами.

МИНЕРАГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералы осадочных пород непрозрачные и малопрозрачные в шлифах изучают в полированных штуфах горных пород (аншлифах) или прозрачно-полированных шлифах с помощью специальных минераграфических, или рудных, микроскопов в отраженном свете. Диагностическими признаками служат оптические, физиче-

ские и химические свойства минералов. Их делят на главные (отражательная способность, цвет, степень анизотропии и твердость минералов) и второстепенные (двуотражение, внутренние рефлексы, магнитность, электропроводность, диагностическое травление, микрохимические испытания и др.). Методика минераграфических исследований рассмотрена в руководствах С. А. Вахрамеева, И. С. Вольнского, С. А. Юшко, М. П. Исаенко, С. С. Боришанской, Е. Л. Афанасьевой и др.

Наблюдение оптических свойств

Показатель отражения представляет собой меру яркости минерала под микроскопом и определяется отношением интенсивности отраженного света к интенсивности падающего. Он обозначается буквой R и измеряется в процентах по формуле $R = J_r \cdot 100 / J_i$, где J_r — интенсивность отраженного света, J_i — интенсивность падающего света.

Определение показателя отражения производят с помощью специальных приборов — микроэлектрофотометров. Достаточно точную оценку можно получить путем сравнения изучаемого минерала с эталонами. В качестве эталонов используют следующие минералы (%): арсенопирит — 57, пирит — 53, галенит — 43, буланжерит — 37, тетраэдрит — 29, гематит — 25, магнетит — 20, сфалерит — 17, касситерит — 11, кварц — 4,5.

У изотропных минералов наблюдается одно значение показателя отражения в любом разрезе зерен, у анизотропных имеет место двуотражение — изменение интенсивности отраженного света в связи с разными сечениями минерала. Оно определяется при одном поляризаторе вращением столика микроскопа, особенно отчетливо — при употреблении иммерсионных объективов.

Цвет минералов является качественным признаком. Он зависит от дисперсии отражательной способности, которой обладают многие непрозрачные минералы.

Точно назвать цвет почти невозможно в связи с индивидуальным восприятием этого признака. Поэтому в разных определителях цвет одного и того же минерала дается по-разному. Кроме того, на определение цвета влияют условия наблюдения: освещенность поля зрения, качество полировки, окружение из других минералов, изоморфизм минералов, наблюдение с иммерсионным или сухим объективом.

Наиболее часто цвет минерала определяют путем сравнения его с эталонами. Минералами с отчетливо выраженными цветами являются: галенит — белый, теннантит — серовато-белый, сфалерит — серый, кварц — темно-серый, пирит — светло-желтый, халькопирит — желтый, пирротин — кремовый, борнит — густо-розовый, ковеллин — серый.

Степень анизотропии выясняют с использованием анализатора. Для этого в оптическую систему рудного микроскопа вводят ана-

лизатор и поворотом поляризатора добиваются минимальной освещенности поля зрения. Выключив анализатор, устанавливают на столике микроскопа определяемый минерал. Введя анализатор, вращают столик, наблюдая освещенность полированной поверхности. Если освещенность не меняется, то минерал изотропный. Примером изотропных минералов могут служить галенит, магнетит, пирит, сфалерит. При небольшом изменении освещенности минерал относят к группе слабо анизотропных. Она включает такие минералы, как халькопирит, вольфрамит, иногда халькозин. В случае резкого изменения освещенности минерал относят к анизотропным. Типичными представителями этой группы являются молибденит, графит, ильменит. Некоторые анизотропные и сильно анизотропные минералы меняют не освещенность, а цвет поверхности, что служит их дополнительным диагностическим признаком. К таким минералам относят марказит и ковеллин.

Качественное определение твердости

Твердость — одно из главных свойств минералов. Вместе с показателем отражения положена в основу многих диагностических таблиц. Наиболее просто ее определяют с помощью стальной и медной (красной меди) игл. Все минералы при этом разделяют на три группы.

Минералы низкой твердости чертятся медной и стальной иглами. Их твердость по шкале Мооса от 1 до 3. К этой группе относятся галенит, халькозин, графит, золото, ковеллин. Минералы средней твердости чертятся стальной иглой, но не чертятся медной. Твердость их по шкале Мооса в пределах от 3 до 5. В данную группу входят халькопирит, пиролюзит, борнит, пирротин, сфалерит. Минералы высокой твердости не чертятся стальной иглой. Твердость их по шкале Мооса выше 5. Представителями этой группы являются пирит, марказит, гематит, магнетит, ильменит, хромит.

Определение твердости иглой проводится при наблюдении под микроскопом, для чего применяются слабые объективы (4,7× или 9×), позволяющие держать иглу под углом 30° и больше к полированной поверхности. Усилие на иглу в момент проведения черты должно быть небольшим, как на остро отточенный мягкий карандаш. Конец иглы должен быть острым, а полированная поверхность чистой.

Диагностическое и структурное травление

Полированная поверхность минералов неодинаково реагирует на воздействие химических реактивов: остается неизменной, окрашивается, образует иризирующую пленку осадка, вскипает, раство-

ряется, проявляет кристаллографические и структурные элементы. Ее реакция на такое воздействие служит вспомогательным признаком при диагностике минералов.

Травление ведут в аншлифах и прозрачно-полированных шлифах, применяя следующие стандартные реактивы: концентрированные азотную HNO_3 и соляную HCl кислоты; 20 %-ный водный раствор цианистого калия KCN ; 20 %-ный водный раствор хлорного железа FeCl_3 ; 40 %-ный водный раствор калия едкого KOH ; 5 %-ный водный раствор сулемы HgCl_2 ; царскую водку (три части концентрированной HCl и одна часть концентрированной HNO_3); 30 %-ный раствор перекиси водорода H_2O_2 .

Методика травления сводится к следующему. Каплю реактива наносят на мономинеральный участок препарата. Размер ее не должен превышать 0,5—1 мм и выходить за пределы одного зерна минерала. Травление длится в среднем 1 мин, после чего реактив убирают фильтровальной бумагой. Процесс травления и его результаты изучают под микроскопом. Затем на место реактива наносят каплю воды или влажную фильтровальную бумагу для удаления осадка. Участок травления вновь изучают. Некоторые реакции травления применительно к минералам осадочных пород даны в прил. 5.

ОБЩАЯ СХЕМА ОПТИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Общей особенностью рассмотренных методов исследования являются их взаимосвязь и подчинение единой цели — определению состава минералов. С точки зрения диагностики все минералы следует делить на две группы: прозрачные и непрозрачные в шлифах.

Для первой группы ведущими константами являются показатель преломления и двупреломление. Имеет значение цвет минералов. Определение осности и оптического знака хотя и желательно, но для многих минералов осадочных пород вследствие их тонкоагрегатного состояния не всегда достижимо. Уточняющими константами являются характерная форма зерен, спайность, наличие двойников и др. Для минералов рыхлых отложений форма зерен и другие признаки изучаются раньше, чем показатель преломления, двупреломление, осность и оптический знак. Для труднодиагностируемых минералов применяются микрохимические реакции. При определении минерального состава следует руководствоваться таблицами-определителями (см. прил. 1—3).

Для минералов непрозрачных и малопрозрачных в шлифах ведущими константами являются твердость и отражение. Внутри групп определение ведут по цвету, степени анизотропии и другим признакам. Таблица-определитель этих минералов дана в прил. 4.

МИНЕРАЛЫ ПРОЗРАЧНЫЕ В ШЛИФАХ

МИНЕРАЛЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО АЛЛОТИГЕННОГО ГЕНЕЗИСА

Аллотигенные минералы являются главной составной частью обломочных пород. Их признак — кластогенный, или обломочный, характер зерен. Общепринятая классификация и номенклатура аллотигенных минералов отсутствуют. Л. В. Пустовалов в 1940 г. под общим названием «обломочный (реликтовый) материал» выделил следующие типы обломочных минералов в осадочных породах: кластические, кластогенные, реликтовые — остаточные от материнских пород, терригенные — привнесенные с суши и отложенные в водном бассейне, аллотигенные или аллогеновые — привнесенные извне в отличие от аутигенных, образовавшихся на месте.

В. Д. Шутов в 1975 г. при рассмотрении минеральных парагенезов граувакковых комплексов по составу и происхождению обломочного материала выделил две группы: терригенную и вулканогенную. Терригенная группа объединяет три типа комплексов: петрогенный, литокластогенный и апосапрогенный. Источником терригенной части петрогенных парагенезов является субстрат питающих областей, литокластогенных — полициклически переотложенный терригенный материал, апосапрогенные образуются при разрушении выветрелых (сапрогенных) материнских пород, чаще всего каолиновых, иногда монтмориллонитовых кор выветривания в сочетании с неизменными или слабоизменными породами их основания. В группе вулканогенных минеральных парагенезов выделены вулканотерригенный, туфогенный и тефрогенный комплексы.

М. Г. Бергер [3] рассматриваемую группу минералов выделяет под названием терригенной и относит к ней неглинистые обломочные минералы, источниками которых были другие горные породы и продукты их выветривания. Разделяя мнение В. Д. Шутова о выделении петрогенных, литокластогенных и апосапрогенных терригенных компонентов, М. Г. Бергер в качестве специфической группы терригенных минералов рассматривает эдафогенные минералы, выделенные в 1971 г. В. П. Петелиным и представляющие собой продукты разрушения твердых пород дна бассейна седиментации, а также считает, что к терригенным должны быть отнесены и тефроидные образования. Тефроидные, по Г. С. Дзоценидзе, или тефрогенные, по И. В. Хворовой, минералы имеют эксплозивное происхождение. В процессе синхронного вулканизму седиментогенеза они испытывают переотложение, приобретают окатанность и сортировку. Тефроидным является большинство вулканогенного обломочного материала [19].

Н. В. Логвиненко [18] к аллотигенным относит минералы обломочных и некоторых глинистых пород, принесенные из других областей — источников питания. Это главным образом обломоч-

ный или терригенный материал, поступающий с суши (terra — земля), частично продукты перемыва осадков дна бассейна.

Таким образом, при всей разнородности происхождения обломочного материала общим для него является аллотигенность — образование ранее данного осадка или осадочной породы и обычно последующее перемещение в бассейн осадконакопления, разнородность и чуждость состава среде осадконакопления. Аллотигенными могут быть все минералы горных пород, однако в природе распространены наиболее устойчивые из них.

Среди аллотигенных минералов значительное место занимают глинистые образования, характер которых изменяется во времени. В современных осадках они несут все черты аллотигенности, однако в древних отложениях испытывают значительные трансформации и аутигенное образование. Это обстоятельство заставляет рассматривать их как особую генетическую группу.

Описание аллотигенных минералов приводится по кристаллохимическим группам. Таблица-определитель дана в прил. I.

Описание аллотигенных минералов

КАРБИДЫ

Муассанит. α -SiC. Гексагональный или тригональный. Оптические свойства: $n_e=2,697$; $n_o=2,654$; $n_e-n_o=0,043$ Na. Одноосный, оптически положительный. Плотность $(3,1-3,24) \cdot 10^3$. Твердость 9,5. β -SiC. Кубический. $n=2,63$ Li.

Муассанит представляет собой природный карбид кремния. Сходен с искусственным аналогом — карборундом — одним из компонентов важнейших абразивов. Встречается в остроугольных обломках неправильной формы, зернах изометричного облика, гексагональных пластинках, квадратных сечениях, таблитчатых и призматических кристаллах размером 0,05—0,45 мм. В чистых разновидностях бесцветен. Примеси Fe, Al, C и другие элементы окрашивают муассанит в зеленый, голубой, красный и черный цвет. В шлифах имеет чрезвычайно высокий рельеф и очень резкую шагреневую поверхность. Бесцветен, но обычно окрашен. Окраска лучше наблюдается в тонких срезах. Плеохроизм слабый: *Ne* — зеленовато-синий, темно-фиолетово-синий; *No* — оливково-зеленый, светло-синий. Кубический муассанит изотропен с отдельными аномально анизотропными участками.

В природных условиях муассанит считается членом «метеоритного» парагенезиса: муассанит — самородное железо — алмаз. К настоящему времени установлен в разнообразных материнских породах: кимберлитах, перидотитах, долеритах, карбонатитах, гранитах и др. Известен во многих осадочных образованиях: туфах жерловых фаций, песчаниках, аллитах, нерастворимом остатке карбонатных и глинисто-карбонатных пород, титаноциркониевых россыпях. В Болгарии установлен в битуминозных доломитах и карбонатно-глинистых породах, где предполагается его аутигенное

происхождение в восстановительной среде при высоком содержании Si и C под влиянием термальной деятельности вулканов. М. И. Новгородова, А. Г. Юсупов и М. Т. Дмитриева в 1984 г. описали кубический карбид кремния в ассоциации с графитом и алмазом в мумиё из каменноугольных песчано-гравелитовых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Предполагается, что ассоциация сформировалась в восстановительной среде при невысоких температурах и давлении в потоке горячих глубинных флюидов, обогащенных углеводородами, при миграции их через осадочные породы.

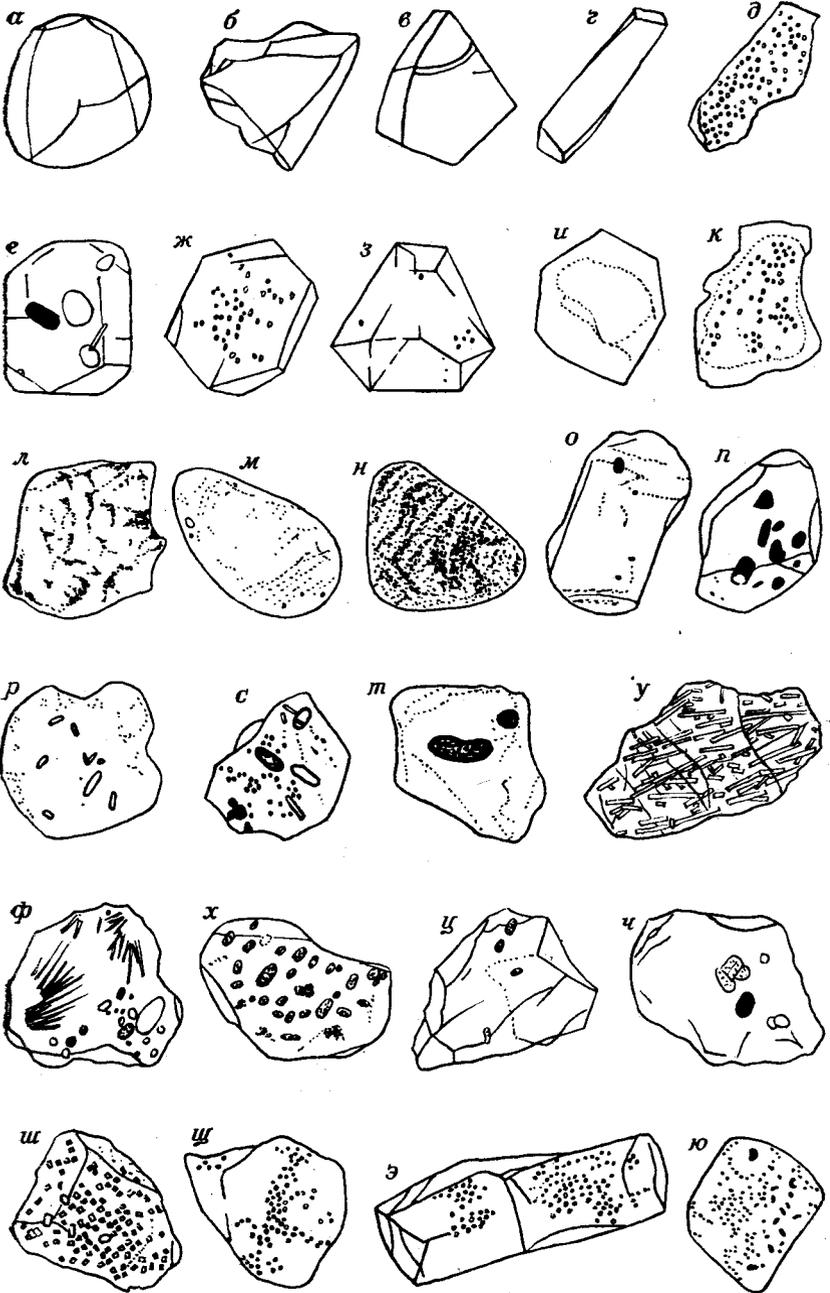
ОКСИДЫ

Простые оксиды

Кварц. SiO_2 . Разновидности: α -кварц — тригональный, устойчив при обычных температурах, вплоть до 846 К; β -кварц — гексагональный, устойчив от 846 до 1143 К, ниже этой температуры переходит в низкотемпературный α -кварц, выше этой температуры — в β -тридимит. Оптические свойства тригонального кварца: $n_e = 1,553$; $n_o = 1,544$; $n_e - n_o = 0,009$. Одноосный положительный, часто аномально двуосный: $+2V = 8 - 26^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$, $Ne = Ng$. Спайность выражена слабо. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $2,65 \cdot 10^3$. Твердость 7.

Химический состав приближается к 100 % SiO_2 . Незначительные количества других оксидов присутствуют в виде включений минералов либо жидких выполнений пустот. Возможны твердые растворы в кварце Ge и Al, а также замещение Si на Li+Al. Обнаружены следы Fe, Mg, Ca, Na, K. Кривые нагревания кварца показывают эндотермический пик при температуре около 846 К, что соответствует обратимому превращению низкотемпературного кварца в высокотемпературный.

Форма кристаллов кварца в материнских породах по мере понижения температуры кристаллизации и пересыщения растворов меняется от дипирамидальной и призматически-дипирамидальной до призматической с развитием граней гексагональной призмы, длиннопризматической и игольчатой. Обычно присутствует в неправильных зернах. В осадочных образованиях преобладают изометричные обломки неправильной формы, разной округленности — от остроугольных до окатанных. Некоторые зерна имеют правильные кристаллографические очертания. Отмечаются корродированные и регенерированные зерна (рис. 11). Окраска разнообразная: бесцветная, молочно-белая, желтоватая, дымчатая. Зерна могут быть прозрачными (лишенными включений), полупрозрачными и непрозрачными при наличии включений. Иногда поверхность покрыта пигментной пленочкой гидроксидов железа.



В шлифах кварц бесцветный и прозрачный. Спайность обычно не видна, но может проявиться при грубом изготовлении шлифа вследствие так называемого термического удара и в кристаллах, подвергшихся воздействию стресса. Рельеф положительный. Шагреновая поверхность отсутствует. С анализатором при нормальной толщине шлифа — светло-серый (до белого). Характерно полное отсутствие вторичных изменений.

В кварце широко проявляется двойникование. Наиболее распространены дофинейские и бразильские двойники. Дофинейские двойники имеют неправильные очертания. По наблюдениям Е. В. Цинзерлинг в 1969 г., они легко меняют свои границы под влиянием роста низкотемпературного кварца, превращения магматического высокотемпературного кварца в низкотемпературный, воздействия тектонических процессов. И. М. Симанович в 1978 г. отметил, что дофинейское двойникование характерно для стадии метагенеза. Г. П. Барсанов и Э. Я. Гурьева в 1963 г. привели различия кварца, претерпевшего α - и β -превращения. Границы дофинейских двойников в низкотемпературном кварце отчетливы и относительно правильны. У высокотемпературного кварца двойниковые поля имеют неправильные очертания; двойники мелкие. При α - и β -превращениях кварц растрескивается, двойники локализуются у трещин. На стадии метагенеза, по данным И. М. Симановича, развивается вторичное двойникование, которое ассоциируется со структурами типа деформационной пластичности.

Бразильские двойники, имеющие форму правильных пластинок, прямоугольных треугольников, параллелепипедов, трапеций и т. д., в основном первичны, они характерны для низкотемпературного кварца. Выявление и последующее наблюдение двойников в проходящем и отраженном свете возможны только после травления прозрачно-полированных шлифов, аншлифов и естественных граней кристаллов раствором одной части 40 %-ной плавиковой кислоты и трех частей концентрированной борной кислоты в течение 1,5—2 ч.

Кварц — минерал теоретически одноосный, однако Л. А. Варданянц в 1941 г. установил, что в 95—98 % случаев минерал должен быть двuosным с вероятным значением угла $2V = 14 \pm 6^\circ$. Е. Н. Панов в 1963 г., пользуясь методом этого автора, на федоровском столике для гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья показал, что весь кварц является двuosным, причем 50 % определений имеют значения $2V = 15—21^\circ$ и только 1,7 % измерений ниже 9° , т. е. ниже предела чувствительности метода. Характерно, что угол оптических осей уменьшается от древних гранитоидов к молодым.

Рис. 11. Кварц из мезозойских отложений Западной Сибири. Ув. 80, без анализатора. По С. Г. Саркисяну, Т. И. Гуровой, Е. Г. Сорокиной и М. В. Коржу: а—г — изометричные неправильные формы, разной степени окатанности, бесцветные, без включений; д — корродированное зерно; е—з — зерна с сохранившимися кристаллографическими очертаниями; и, к — регенерированные зерна; л — зерно, покрытое пигментной пленочкой гидроксидов железа; м—п — зерна с включениями углистой пыли, магнетита и других рудных минералов; р—ю — зерна с включениями пирокена (р, с), рутила (r), амфибола (у, ф), турмалина (х, ц), апатита (ч), слюд (ш), пузырьков газа и жидкости (щ—ю)

Принято считать, что аномальная двуосность свидетельствует о понижении симметрии минерала при компенсации натяжений в кристаллической решетке, вызванных химическими примесями, воздействием внешней среды, изменениями температуры и давления.

Другими распространенными оптически определяемыми структурными дефектами кварца являются поликристалличность, блочность и волнистое погасание. Значительно реже встречаются дефекты, связанные с пластической деформацией кварца, — деформационное пластинкование, иррациональное двойникование, пояса деформации, «смятие» кварца, полосы деформации. Как показали наблюдения, волнистое погасание свойственно большинству кварцевых зерен гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. И. М. Симанович, выделив типы структурных дефектов обломочного кварца, предположил, что вероятными причинами дефектов являются динамометаморфизм всех типов кварцосодержащих материнских пород и первичная кристаллизация, а для поликристалличности дополнительно процессы вторичной кристаллизации и катаклаза. У. Дир, Р. Хауи, Дж. Зусман в 1966 г. показали, что волнистое погасание кварца связано с пластинчатым трансляционным скольжением, определяемым направлением стресса.

Аллотигенный кварц часто содержит включения минералов (ВМ) и минералообразующей среды (ВМС), при этом наблюдается зависимость состава и количества последних от исходных пород. Так, для кварца из кислых эффузивов характерны включения раскристаллизованного вулканического стекла, в кварце пегматитов могут присутствовать крупные газовые, многофазные и затвердевшие ВМС. В кварце из метаморфических пород многие зерна не содержат ВМС, но отличаются присутствием графита, граната, силлиманита, дистена и титанита. Для кварца древних гранитоидов очень характерен игольчатый рутил и обычные биотит, циркон, апатит, мусковит и другие ВМ, которые влияют на однородность кварца, его физические и в том числе плотностные свойства. Жильный кварц мутный, в обилии насыщен включениями минералообразующей среды. Опыт изучения обломочного кварца Г. Г. Леммлейном, В. С. Князевым в 1951 г., И. М. Симановичем в 1978 г. показал, что даже в разновозрастных отложениях единой терригенно-минералогической провинции содержится не один, а несколько типов кварца, отличающихся характером включений, прозрачностью, цветом и другими признаками.

Кварц — один из самых устойчивых к выветриванию минералов. Наиболее интенсивно растворяется в щелочной среде. В профиле гидрослюдисто-каолинитового выветривания наблюдается коррозия зеленоватыми и железистыми минералами, растворение и помутнение поверхности растет к зоне каолинистых глин, где количество его заметно убывает. В латеритных корах кремнезем выносятся из зоны выветривания. Кора выветривания создает первоначальную форму зерен, их дифференциацию по размерам. Здесь происходит разрушение некоторых зерен, особенно поликристаллических, трещиноватых и с включениями.

В процессе переноса происходит истирание и, возможно, более быстрое уничтожение зерен с дефектами структуры, но встречаемость различных типоморфных разновидностей кварца, по И. М. Симановичу, «зависит не столько от степени зрелости песков, сколько от их соотношений в первичных питающих провинциях». В диагенезе и, по-видимому, начальном катагенезе формируются опаловый, халцедоновый, люссатитовый и, реже, кварцевый цемент, происходит образование железистых рубашек на обломках, обесцвечивается дымчатый кварц. Пески с глинистым, кремнистым и карбонатным цементом литифицируются, при этом кварц подвергается коррозии. В глубинном катагенезе формируются структуры растворения под давлением и регенерация кварца, появляются микростилолитовые поверхности и секущие новообразования. Состав и внутренняя структура зерен не меняются. В метагенезе частично утрачиваются первичные типоморфные признаки, развивается пластическая деформация обломков и новообразований, исчезает первичное и развивается вторичное дофинейское двойникование, имеет место рекристаллизационно-грануляционный бластез периферии обломков и регенерационных каемок. В условиях стресса идет направленное растворение обломков и переотложение кремнекислоты в теневых участках. Идеализованная схема развития структур кварцевых песчаных пород и эволюция внутреннего строения обломочного кварца показаны на рис. 12.

Волокнистые разновидности кварца представлены халцедоном, кварцином и лютецитом.

Халцедон. SiO_2 . Оптические свойства $n_e = 1,533-1,539$; $n_o = 1,530-1,531$; $n_e - n_o = 0,007-0,008$. Одноосный, оптически положительный. Часто аномально двуосный: $+2V = 0-25^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $Ne = Ng$. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Спайность отсутствует. Плотность $(2,55-2,64) \cdot 10^3$. Твердость 6,5-7.

Аллотигенный халцедон встречается в обломках разной степени окатанности. Его источником являются гидротермальные образования из эффузивных пород, реже кремнистые конкреции. Цвет молочно-белый, светло-серый, голубовато-серый, красновато-коричневый разных оттенков. На срезах часто наблюдается концентрически-зональное или полосчатое строение. Зоны и полосы имеют под микроскопом тонкоагрегатное, сферолитное, веерное или параллельно-волоконное строение. В пределах отдельных волокон может иметь место косое (до 20°) погасание, что объясняется ориентировкой мелких кристалликов в субструктурах или взаимной ориентировкой субструктур. В шлифах бесцветный или очень слабо-буроватый. Шагреневая поверхность отсутствует. Рельеф или одинаковый с канадским бальзамом, или отличается от него. Последнее связано с тем, что в СССР при изготовлении шлифов используется не канадский, а пихтовый бальзам, имеющий показатель преломления 1,530-1,535.

Под электронным микроскопом обнаружены поры, которые, по мнению Р. Фолка и У. Уивера, заполнены водой и содержат ка-

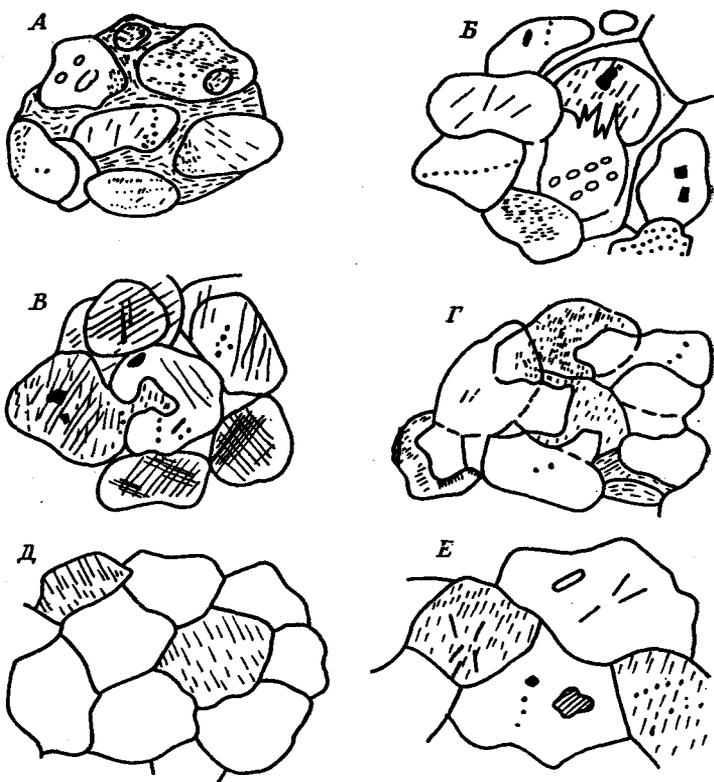


Рис. 12. Прогрессивный ряд структур кварцевых песчаных пород и эволюция внутреннего строения обломочного кварца. По И. М. Симановичу.

А — начальный катагенез: обломочная структура; в кварце наблюдаются первичные включения. *Б* — глубокий катагенез: структуры растворения под давлением; регенерация кварца. *В* — ранний метагенез: пластическая деформация кварца; начальный рекристаллизационный бластез; *Г* — поздний метагенез: метаморфизм (отжиг) кварца; рекристаллизационный бластез. *Д* — метаморфизм средних ступеней: полнобластические структуры; кварц метаморфизован, включения в кварце практически отсутствуют. *Е* — метаморфизм высоких ступеней: полнобластические структуры; в кварце появляются включения метаморфогенных минералов

тионы Al, Fe, Na, Mg, Ca. Участки с водой и катионами ассоциируют, как показал в 1956 г. С. Пелто, с неупорядоченным кремнеземом. В. И. Муравьев [25] наблюдал в халцедоне ультрапоры, заполненные субмикроскопическими правильными кристалликами кварца. На снимках, полученных на сканирующем электронном микроскопе, поверхность халцедоновых стяжений напоминает сложенные стопочкой диски без признаков волокнистого строения. На репликах халцедоновые агрегаты обычно не обнаруживают волокнистого строения. И. В. Хворова и А. Л. Дмитрик в 1972 г. связали это с упорядочением кристаллической структуры халцедона. Однако иногда волокнистое или фибровое строение проявляется вполне отчетливо. Перечисленные особенности объясняют более

низкие по сравнению с кварцем плотность халцедона и показатели преломления, отсутствие термических эффектов вблизи точки инверсии кварца.

При выветривании и переносе, по-видимому, более устойчив тонкоагрегатный халцедон, чем его сферолитные и волокнистые формы. На стадии позднего катагенеза он переходит в кристаллический кварц.

Кварцин. Оптические свойства: $n_g=1,540-1,543$; $n_m=1,536-1,538$; $n_p=1,530-1,533$; $n_g-n_p=0,007-0,010$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=58-87^\circ$, иногда 35° и меньше. Погасание прямое. Удлинение положительное. Формы проявления аналогичны халцедону, с которым он обычно ассоциирует. В отличие от халцедона кварцин характеризуется положительным удлинением, более плотной буроватой окраской (примеси), несколько более высоким двупреломлением, а сферолиты его имеют угнетенный характер. Он часто встречается в обломках сердоликов и агатов из кровли лавовых потоков, особенно зон дегазации, а также в обломках некоторых конкреций. В ассоциации халцедон — кварцин — кварц является более низкотемпературным, чем халцедон. Не исключено, что на кристаллизацию кварца вместо халцедона влияет не только температура кристаллизации, но и состав и количество примеси.

Лютецит. Оптические свойства: $n_g=1,539$; $n_p=1,531$; $n_g-n_p=0,008-0,007$. Оптически двуосный. Удлинение положительное. От халцедона и кварца отличается косым погасанием, достигающим 29° к направлению удлинения волокон. В обломках волокнистого кварца гидротермального происхождения, по-видимому, отсутствует.

Корунд. Al_2O_3 . Тригональный. Оптические свойства: $n_o=1,767-1,772$; $n_e=1,759-1,763$; $n_o-n_e=0,008-0,009$. Одноосный, оптически отрицательный. Часто аномально двуосен: $-2V$ может достигать 32° . Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$, $Ne = Np$. Спайность отсутствует, отдельность по (0001) и (10 $\bar{1}$ 1). Плотность $(3,98-4,02) \cdot 10^3$. Твердость 9. Корунд представляет собой почти чистый Al_2O_3 , но может содержать примесь Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr, Ti, Ni, Si, Mg, Ca.

В материнских породах, по данным К. Н. Озерова, удлиненные кристаллы корунда возникают в породах, бедных кремнекислотой и богатыми щелочами, пластинчатые — в кислых породах. В метаморфизованных осадочных породах, богатых глиноземом, образуются наждаки, представляющие собой смесь корунда, магнетита, гематита, шпинели и других минералов и имеющие белый, серый, голубой, красный, желтый и зеленый цвета.

В осадочных образованиях корунд встречается обычно в угловатых и угловато-окатанных зернах. Дипирамидальные, таблитчатые и пластинчатые кристаллы, как и хорошо окатанные зерна, очень редки. В шлифах бесцветен либо зонально (или пятнисто) окрашен. Окрашенные разности в толстых срезах слабо плеохрои-

руют: No — индиговый, синий, пурпурный; Ne — светло-синий, желто-зеленый, светло-желтый. Абсорбция $No > Ne$ слабая. Нередко корунд полисинтетически двойникован.

Аутигенный корунд установлен К. Ф. Терентьевой в 1949 г., С. И. Бенеславским в 1974 г., М. В. Пастуховой в 1977 г. в мезокайнозойских бокситах Казахстана, Енисейского края, Среднего Урала и Западной Сибири, где в очень тонком сростании с гематитом входит в состав слабомагнитных коричневых конкреций с черной внешней оболочкой. Часто корунд появляется в шлифах как абразив из шлифовальных порошков. Весьма устойчив в осадках и осадочных породах, однако Г. И. Бушинский в 1975 г. указал, что при гидратации корунд переходит в диаспор и гиббсит.

Рутил. TiO_2 . Тетрагональный. Оптические свойства: $n_e = 2,899—2,901$; $n_o = 2,605—2,613$; $n_e - n_o = 0,286—0,296$. Одноосный, оптически положительный. Иногда аномально двуосный с небольшим углом оптических осей. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $Ne = Ng$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Спайность по (110) совершенная, по (100) умеренная. Плотность $(4,23—5,5) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5.

Рутил состоит главным образом из TiO_2 , но в некоторых анализах отмечается присутствие Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ni , Ta , Sn , Cr , V . Не исключена возможность существования изоморфных смесей между рутилом и ниобатами и танталатами семейства тапиолита — моссита.

В материнских породах по мере увеличения скорости кристаллизации габитус кристаллов меняется от призматического до длиннопризматического и игольчатого. Часто встречается двойникование по плоскости (011) под углом 120° . Цвет красновато-бурый, но может быть черным, фиолетовым, желтым, зеленым. В осадочных образованиях рутил встречается в угловатых и угловато-окатанных зернах, часто сохраняющих первоначальную форму кристаллов, иногда с пирамидальными ограничениями. Реже наблюдаются хорошо окатанные зерна с характерной ямчатой и шероховатой поверхностью, частицы тонкоагрегатного и тонкоигольчатого сложения и псевдоморфозы по анатазу, ильмениту, брукиту. Характерна косая и вертикальная штриховатость. Многочисленны двойники: коленчатые, сердцевидные, полисинтетические. Цвет желтый, буровато-красный, бурый, синеватый, зеленоватый. Более густые окраски вызваны присутствием оксида железа, ниобия и тантала.

В шлифах в проходящем свете рутил имеет желтый (до бурого) цвет с нерезким плеохроизмом по схеме $Ne > No$. С анализатором имеет те же цвета, поскольку собственная интерференционная окраска благодаря высокому двупреломлению белая — высшего порядка. В тонких иглах он дает яркие цвета интерференции: синие, красные, фиолетовые.

В процессах литогенеза рутил весьма устойчив; встречается в каолиновой зоне кислого профиля выветривания [11], в отложениях, находящихся на стадии катагенеза и метагенеза. Изменения связаны с лейкоксенизацией отдельных зерен и их растворением. Преобразованиям, по-видимому, более подвержены маложелези-

стые рутилы, имеющие светлую окраску и окатанную и полуокатанную форму зерен. Эти рутилы полностью исчезают на стадии глубинного метатенеза. На всех этапах литогенеза образуется аутигенный рутил за счет титансодержащих минералов: ильменита, лейкоксена, биотита и др. Процесс рутилизации, как показали в 1965 г. В. Д. Тимофеев и В. П. Плужникова, усиливается в отложениях любого возраста, находящихся близ современной дневной поверхности.

Анализ. TiO_2 . Тетрагональный. Оптические свойства: $n_o=2,561-2,562$; $n_e=2,488-2,489$; $n_o-n_e=0,073$. Одноосный, оптически отрицательный, иногда аномальный с малым углом оптических осей; $r < v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Спайность по (001) и (111) совершенная, под углом $68^\circ 30'$. Плотность $(3,82-3,97) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—6.

Анализ полиморфен с рутилом и брукитом и является низкотемпературной разновидностью TiO_2 . В небольших количествах могут присутствовать Fe и Sn, редко Nb и Ta.

В материнских породах анализ встречается в мелких дипирамидальных и таблитчатых, реже призматических кристаллах. В осадочных образованиях наблюдается в остроугольных, угловато- и хорошо окатанных обломках с ямчатой грубошероховатой поверхностью, изредка в частицах скрытокристаллического и тонкозернистого строения. В современных россыпях он нередко встречается в правильных остродипирамидальных, реже таблитчатых кристаллах. В древних отложениях его правильные кристаллографические формы более характерны для аутигенных новообразований. Цвет бурый, коричневый, зеленовато-синий, синий, черный, иногда бесцветен. Окраска распределена зонально или пятнисто.

В шлифах анализ окрашен и слабо плеохроирует: N_o — светло-синий, сине-зеленый; N_e — темно-синий, зеленовато-синий; N_o — зеленовато-желтый, светло-коричневый; N_e — оранжевый, коричневый. $N_e > N_o$, редко $N_e < N_o$.

К процессам химического выветривания он весьма устойчив и сохраняется в каолиновой зоне кислого профиля выветривания. На стадии катагенеза испытывает частую лейкоксенизацию. На всех этапах литогенеза аутигенный анализ появляется за счет преобразования титансодержащих минералов. Закономерности этого процесса, по-видимому, те же, что и для аутигенного рутила.

Брукит. TiO_2 . Ромбический. Оптические свойства: $n_g=2,700-2,741$; $n_m=2,584-2,586$; $n_p=2,583$; $n_g-n_p=0,117-0,158$. Двусный (для желто-зеленого света одноосный), оптически положительный: $+2V=10-20^\circ$ для Na света в (001); $+2V=20-30^\circ$ для фиолетового света в (010); $r > v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: для красного света — $Np \parallel b$, $Nm \parallel c$, $Ng \parallel a$; для синего света — $Np \parallel c$, $Nm \parallel b$, $Ng \parallel a$. Спайность по (110) плохая. Плотность $(4,08-4,18) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—6.

Брукит по составу отвечает формуле TiO_2 , но обычно содержит небольшое количество Fe^{3+} . Примеси Sn, Pb, Ge, Nb связаны с наличием включений.

В материнских породах форма кристаллов брукита по мере понижения температуры и увеличения скорости кристаллизации меняется от дипирамидальной (у арканзитов) до таблитчатой и пластинчатой. В осадочных образованиях встречается в угловатых и полукатаных зернах, реже в обломках призматических и таблитчатых кристаллов. Многие зерна обладают штриховкой, параллельной главной оси минерала. Включения представлены непрозрачной пылью и зернами рутила. Цвет чаще всего желтый и бурый.

В шлифах брукит желтый или бурый со слабым плеохроизмом в тех же тонах: $\parallel a$ светло-желтый, красно-коричневый, гвоздично-коричневый; $\parallel b$ бесцветный, оливковый, желто-коричневый; $\parallel c$ светло-желтый, оранжево-коричневый. Абсорбция $Ng > Nm > Np$ слабая. С анализатором имеет высокую аномальную интерференционную окраску. Погасание вследствие сильной дисперсии неполное. Сходные минералы: рутил и псевдобрукит. Рутил отличается от брукита призматическим габитусом, лучшей спайностью, отсутствием дисперсии. Псевдобрукит образует таблитчатые кристаллы, цвет его более темно-коричневый, отличается отсутствием заметной дисперсии. Характер устойчивости в процессах литогенеза аналогичен анатазу. Как и анатаз, брукит часто аутигенный за счет разложения титаносодержащих минералов.

Касситерит. SnO_2 . Тетрагональный. Оптические свойства: $n_e = 2,93-2,100$; $n_o = 1,990-2,010$; $n_o - n_e = 0,096-0,098$. Одноосный, оптически положительный. Иногда аномально двуосный с положительным углом оптических осей от 0 до 38° , $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $Ne = Ng$. Спайность ясная по (100), плохая по (110). Плотность $(6,98-7,02) \cdot 10^3$. Твердость 6—7.

Обычными примесями являются Nb, Ta, Fe. Для касситерита некоторых месторождений характерны Mn, W, Ti, Sc, Ge, Zr, As, V. Примесями, связанными с включениями минералов, являются Si, Al, Ca, Mg, Be, Cu, Ni, Pb, Zn и др.

Развитие габитусных форм в материнских породах, по И. Костову, явно соответствует основным физико-химическим факторам: температуре и скорости кристаллизации. Пегматитовый тип представлен дипирамидальными кристаллами, пневматолитовый — призматическими и изометрическими, гидротермальный — длиннопризматическими, вулканогенный или гипергенный — скрытокристаллическими образованиями (деревянистое олово). В осадочных толщах касситерит встречается в неправильных угловатых или довольно хорошо окатанных зернах. Его кристаллы преимущественно хорошо сохраняются и имеют вид тетрагональных укороченных призм, реже тонкопризматических или бипирамидальных кристаллов. Нередко наблюдаются очень характерные колеччатые двойники и даже тройники. Иногда встречается деревянистое олово в форме желваков, конкреций, овоидов, натечных скорлуповатых, почковидных и гроздевидных образований. Окраска, вызываемая примесями, разнообразна. Наиболее распространены коричне-

вые и бурые цвета, менее обычны желтый, оранжевый, красный, зеленовато-желтый и серовато-белый цвета.

В шлифах касситерит бесцветен или зонально окрашен в желтый, зеленый, бурый, красный цвета. Одно и то же зерно или одна и та же зона могут быть окрашены в разных местах в различные цвета, иногда наблюдается наложение окрасок. Плеохроизм у окрашенных разностей отчетлив, в типичном случае по *No* — светлый зеленовато-желтый, по *Ne* — темный красновато-бурый. Для диагностики касситерита важна реакция на олово (см. прил. 5).

Касситерит устойчив в процессах литогенеза. А. А. Кухаренко и Ю. П. Казанский подтверждают это ассоциацией касситерита в осадочных толщах с такими устойчивыми минералами, как корунд и монацит. Примерами могут служить прибрежно-морские и аллювиальные россыпи минералов редких и рассеянных элементов, известные в современных и четвертичных отложениях тропической зоны И. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова отметили, что в редких случаях касситерит образуется в зоне гипергенеза при окислении станнина, тиллита, цилиндрита. Известны его псевдоморфозы по органическому остаткам. Гипергенный касситерит образует землястые и колломорфные агрегаты.

Сложные оксиды

Шпинель. $MgAl_2O_4$. Кубическая. Оптические свойства: $n = 1,713-2,05$. Спайность отсутствует, но иногда наблюдается отдельность по (111). Плотность $3,55 \cdot 10^3$ (шпинель), $4,03 \cdot 10^3$ (галаксит), $4,39 \cdot 10^3$ (герцинит), $4,62 \cdot 10^3$ (ганит). Твердость 7,5—8. Состав редко отвечает формуле. Имеется полная смесимость в твердом состоянии между шпинелью и герцинитом, $Fe^{2+}Al_2O_4$. Шпинели, содержащие Fe^{2+} , замещающее Mg, называют плеонастом, или цейлонитом. При замещении магния цинком возникает изоморфная серия от шпинели к ганиту $ZnAl_2O_4$. Замещение алюминия хромом дает непрерывный переход к магнезиохромиту из серии хромита. Разновидность шпинели пикотит относится к герциниту, в котором хром замещает алюминий. Многие из пикотитов являются плеонастом, оксидно-железисто-хромовыми шпинелями. Редким членом шпинелевой серии является галаксит $MnAl_2O_4$.

Шпинель встречается в виде октаэдрических кристаллов, имеющих треугольные, квадратные и четырехугольные поперечные сечения, их осколков и неправильных зерен. Редко наблюдаются формы окатывания и истирания зерен. Цвет разнообразный: от бесцветного до черного, зависит от примесей. Красный цвет вызван примесью хрома, синий — двухвалентного железа, бурый — трехвалентного железа, промежуточные красновато-бурые и фиолетовые тона обусловлены присутствием нескольких из этих хромофоров. Цинк дает голубую окраску и иногда аномальный плеохроизм, их голубая окраска может быть вызвана также присутствием двухвалентного железа. Марганец дает черный цвет или цвет красного дерева. Некоторые шпинели содержат включения жидкости, рути-

ла, титанита. В шлифах шпинель бесцветная, розовая или синеватая; плеонаст — светло-серый; пикотит — желтый, коричневатый; галаксит — красновато-бурый. С анализатором изотропна. В процессах химического выветривания весьма устойчива.

СИЛИКАТЫ И АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Островные силикаты

Оливин

Оливины образуют непрерывный, обладающий полной смесимостью изоморфный ряд двух компонентов: форстерита $Mg_2[SiO_4]$ и фаялита $Fe_2[SiO_4]$. По содержанию фаялита среди оливинов выделяют шесть минеральных видов: *форстерит*, *хризолит*, *гиалосидерит*, *гортонолит*, *феррогортонолит*, *фаялит*. Оптические свойства линейно меняются от форстерита к фаялиту (рис. 13): $n_g = 1,669—1,879$; $n_m = 1,651—1,869$; $n_p = 1,636—1,827$; $n_g - n_p = 0,033—0,052$. Двухосный, оптически положительный и отрицательный; $+2V$ форстерита 86° ; $r < v$; $-2V$ фаялита 47° ; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $Nm \parallel c$; $Ng \parallel a$. Спайность по (010) несовершенная или средняя, по (100) слабая. Погасание прямое. Плотность $(3,21—4,34) \cdot 10^3$. Твердость 6,5—7.

В оливинах происходит полная взаимозамещаемость ионов Mg и Fe^{2+} . В железистых членах серии Mg и Fe^{2+} незначительно замещаются Mn и Ca. Магнезиальные разности содержат небольшое количество Cr и Ni. Во многих оливинах присутствует оксид железа (II). В некоторых оливинах установлена примесь алюминия и щелочей.

Вследствие слабой устойчивости к выветриванию аллотигенный оливин встречается преимущественно в современных осадках и сравнительно молодых отложениях. Источником его являются продукты взрывного вулканизма основного состава, основные и ультраосновные магматические породы, метаморфизованные карбонатные породы. Оливин наблюдается в виде короткостолбчатых, несколько уплощенных кристаллов, их обломков, удлиненных и неправильных остроугольных или угловато-окатанных зерен. Для многих обломков характерна неровная ямчатая, шероховатая, иногда бороздчатая поверхность, образовавшаяся в результате процессов коррозии. В обломках материнских пород встречаются псевдоморфозы по правильным кристаллам оливина. Цвет варьирует в зависимости от содержания железа и степени его окисления от бледного зеленовато-желтого до зеленого и коричнево-бурого. Просвечивают и иногда прозрачны форстерит и хризолит.

Оливин в шлифах бесцветен, железистые разности желтоваты. Часто содержит мелкие вросстки магнетита, хромсодержащего магнетита, хромита, образовавшиеся, по-видимому, при распаде в результате охлаждения раствора, в котором присутствуют оксиды железа (III) и хрома (III).

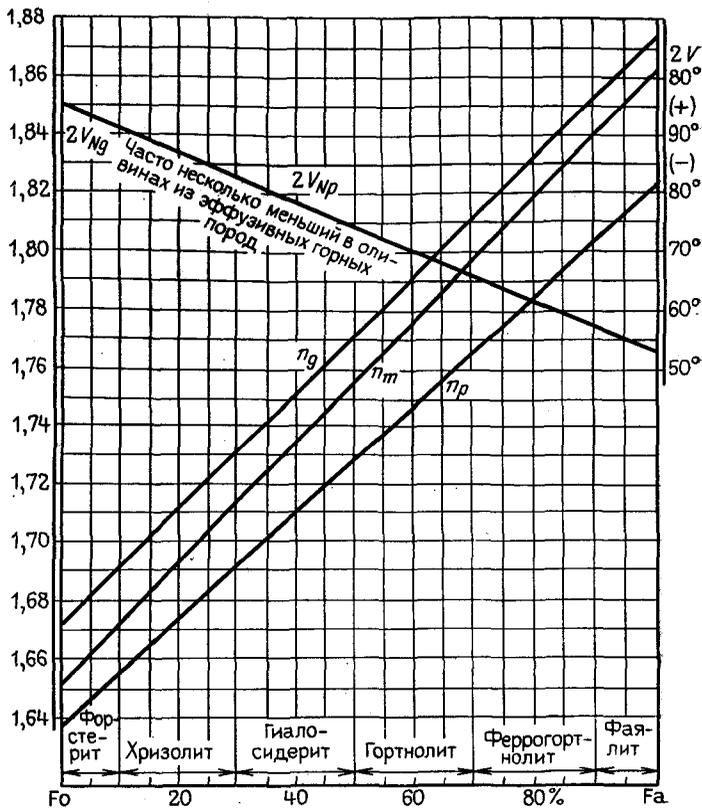


Рис. 13. Зависимость оптических свойств от состава оливинов. По В. Е. Трегеру

Оливин, имеющий структуру островного облика, легко подвергается разложению. Обычно изменение начинается еще в материнской породе, если оливин имеет терригенное происхождение. Продукты изменения носят сложный характер и в зависимости от состава представлены серпентином, тальком, тремолитом, карбонатом, реже бруситом, опалом, халцедоном, кварцем, а в случае примеси никеля — силикатами типа гарниерита. Часто продуктами его изменения являются иддингсит, боулингит, хлорофенит. Последние три представляют собой поликристаллические образования. Красновато-коричневый и оранжево-бурый иддингсит состоит из минералов группы монтмориллонита и хлорита и примеси гётита, кварца, кальцита, реже талька и слюды. Зеленый волокнистый боулингит также представлен минералами группы монтмориллонита (сапонита) и хлорита, но в ассоциации с антигоритом и хризотилом или без них и небольшим количеством талька, слюды, кварца, вероятно, сепиолита. Ярко-оранжевый до буровато-зеленого хлоро-

феит предположительно состоит из хлорита, гётита, возможно, кальцита.

Вулканокластический оливин поступает в верхние горизонты земной коры и на поверхность земли. Но уже в зоне дезинтеграции якутских кимберлитов И. С. Рожков описал усиление серпентинизации оливина и появление карбоната. В зоне глинистых продуктов выветривания оливин полностью серпентинизирован в ассоциации с карбонатами. В процессе переноса в водной среде количество его, по данным И. О. Мурдмаа, В. П. Петелина, Н. С. Скорняковой, опубликованным в 1970 г., резко убывает. В зависимости от условий захоронения и пребывания в осадке степень сохранности его будет различна. В пирокластических породах кайнозойских отложений Тункинской котловины, по описанию В. Н. Мазилова в 1974 г., изменения оливина носят неглубокий характер и заключаются в окислении поверхности зерен и развитии по нему иддингсита. Псевдоморфозы наблюдаются лишь по единичным зернам. Однако в позднепалеозойских базальтовых туфах корвунчанской серии Тунгусской синеклизы нами не встречено ни одного неизмененного зерна оливина. Псевдоморфозы по нему сохранились только во вкрапленниках обломков оливиновых базальтов.

Гранаты

Кубические. Спайность по (110) несовершенная, обычно отсутствует. Твердость 6,5—7,5. В табл. 1 приведены состав и некоторые константы гранатов.

Гранаты представляют собой твердые растворы, в которых преобладают два минерала, а остальные составляют 10—20 %. А. Н. Винчелл в 1949 г. пришел к выводу, что в группе граната должно быть выделено только два минеральных вида: $(Mg, Fe, Mn)Al$ — гранаты пиральспиты (по начальным буквам названий пироба, альмандин и спессартина) и $Ca(Al, Fe, Cr)$ — гранаты уграндиты (по

Таблица 1

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

Минерал	Химический состав	Показатель преломления	Плотность, кг/м ³
Пироб	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	1,714	$3,582 \cdot 10^3$
Альмандин	$Fe^{3+}_2Al_2Si_2O_{12}$	1,830	$4,318 \cdot 10^3$
Спессартин	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	1,800	$4,190 \cdot 10^3$
Уваровит	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	1,860	$3,900 \cdot 10^3$
Гроссулярь	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	1,734	$3,594 \cdot 10^3$
Андрадит	$Ca_3(Fe^{3+}, Ti)_2Si_3O_{12}$	1,887	$3,859 \cdot 10^3$
Гидрогроссулярь	$Ca_3Al_2Si_3O_8 \times$ $\times [SiO_4]_{1-m}(OH)_{4m}$	1,675—1,734	$(3,590—$ $3,130) \cdot 10^3$

названиям уваровита, гроссуляра и андрадита). Между ними отсутствует полный изоморфизм. Н. В. Соболев в 1964 г. установил среди природных гранатов несколько изоморфных рядов: альмандин — пироп, альмандин — спессартин, гроссуляр — андрадит. Современный экспериментальный и аналитический материал фиксирует, за редким исключением, полную смешимость в рядах гроссуляр — спессартин, гроссуляр — альмандин, гроссуляр — уваровит, а при высоком давлении в ряду спессартин — уваровит. В ряду пироп — спессартин установлен разрыв смешимости.

Для многих зерен гранатов обнаруживается зональное распределение Mg, Fe, Mn, Ca. Некоторые андрадиты отличаются высоким содержанием TiO_2 : до 11,5 % в меланитах и до 22 % в шорломитах. В шорломитах установлено до 13 % ZrO_2 . Встречаются гранаты, содержащие до 22 % V_2O_5 , до 2 % SnO_2 , до 1,3 % B_2O_3 , постоянно отмечается примесь щелочей, иногда избыток SiO_2 . В гранатах широко проявлен изо- и гетеровалентный изоморфизм.

В осадочных образованиях гранаты встречаются в виде обломков разной степени окатанности — от остроугольных до округлых. Реже наблюдаются кристаллы с правильными кристаллографическими очертаниями. Излом неровный. Поверхность зерен гладкая, иногда черепитчатая, в отдельных зернах ступенчатая и с клиновидными выростами. Включения представлены рудными минералами и пузырьками газа, реже цирконом, рутилом, апатитом.

Окраска разнообразна. В шлифах гранаты пироп-альмандинового и альмандин-спессартинового рядов имеют красноватый или розоватый оттенок. За исключением чистых спессартинов, они всегда изотропны. Гранаты гроссуляр-андрадитового ряда обладают аномальным двупреломлением (до 0,005—0,010), зональностью, сложным секториальным двойникованием. Гроссуляр бесцветен, а андрадит обладает зеленоватым или красноватым оттенком. Уваровит имеет в шлифах зеленый цвет, меланит и шорломит окрашены в густой бурый или красный цвет, гидрогроссуляр бесцветный. Гранаты можно спутать со шпинелью, однако последняя нередко более интенсивно окрашена в шлифах. Ее зерна часто дают разрезы треугольной и четырехугольной формы. Разновидности гранатов в шлифах определяются лишь приблизительно. Сравнительно точно их состав устанавливается по диаграмме «показатель преломления — размер ребра элементарной ячейки». В. П. Иванова в 1974 г. пришла к выводу о возможности идентифицировать гранаты с помощью термического анализа.

Из всех гранатов наибольшей устойчивостью в условиях кислого профиля выветривания пользуется альмандин [11]. Он встречается в верхней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны, где замещается гидрослюдами. А. А. Кухаренко в 1961 г. отнес андрадит и гроссуляр к умеренно устойчивым минералам. Гроссуляр разрушается уже в нижней, гидрослюдистой зоне. В. П. Афанасьев, А. Д. Харькив и Ю. П. Белик в 1976 г. показали, что в корях выветривания кимберлитов и вторичных коллекторах появляются своеобразные формы выветривания пиропов — кубоиды пироба.

При переносе гранаты подвергаются дроблению и истиранию. По наблюдениям И. А. Литинской и В. В. Жукова в 1978 г., на северо-востоке Сибирской платформы и побережье моря Лаптевых на расстоянии нескольких десятков километров от кимберлитовых трубок исчезают трещиноватые овальные и округлые зерна пироба. Они превращаются в оскольчатые обломки. Одновременно обломки подвергаются интенсивности истиранию, что в дальнейшем приводит к образованию овальных округленных зерен.

На стадии катагенеза гранаты испытывают растворение и замещение кальцитом, кварцем, хлоритом или гидрослюдами. В терригенном мезозойском комплексе Вилюйской впадины и Западного Верхоянья, по наблюдениям А. Г. Коссовской, сохраняются исключительно представители ряда пиральспитов. При движении от более древних к более молодым отложениям доминирующая роль последовательно переходит к гранатам с закономерно уменьшающимся алмандиновым миналом и возрастанием пироба. На стадии позднего метагенеза аллотигенные гранаты, за редким исключением, полностью исчезают.

До сих пор дискутируется вопрос о происхождении скульптурированных гранатов, обладающих черепитчатой, конусовидной, пирамидальной, ячеистой, каплевидной и другими геометрически правильными скульптурами. Появление их объясняется различно. И. А. Преображенский, Д. П. Сердюченко, Л. В. Добротворская, Л. В. Пустовалов и А. В. Копелиович считали подобные образования аутигенными формами роста. А. Г. Коссовская, В. П. Алексеев, Л. Н. Новоселова, А. Д. Харьков, В. П. Афанасьев на основе опытов по травлению отнесли скульптурированные гранаты к формам растворения.

А. Клеесмент и Ю. Паап, изучившие в 1979 г. под микроскопом характер поверхности зерен граната, в основном алмандина, в девонских отложениях Прибалтики, выделили положительные и отрицательные группы рельефов поверхности. К положительной группе были отнесены бугристый (конусовидный и пирамидальный) и ступенчатый (собственно ступенчатый и черепитчатый) типы. Бугристый тип является несомненно регенерационным. К отрицательной группе были отнесены ямчатый и ячеистый типы, которые свидетельствуют о растворении поверхности зерен. Характер поверхности зерен четко определяется литологией пород, скорее всего ее фильтрационными свойствами. В алевритистых глинах преобладают гранаты с тонкоячеистой поверхностью, основной тип поверхности — черепитчатый. В алеврито-доломитовых породах преобладает черепитчатый тип поверхности, важным элементом поверхности являются регенерационные образования. В песчаниках среди других типов поверхности наиболее распространен регенерационный пирамидальный тип. С ростом зернистости породы увеличивается частота встречаемости средне- и крупноступенчатых типов поверхности. В однотипных отложениях наиболее резкие изменения поверхности зерен граната наблюдаются в условиях более глубокого залегания пород. В рыхлых терригенных отложе-

ниях вместе с сильно зазубренными зернами встречаются ячеистые и скелетные.

Циркон. $Zr[SiO_4]$. Тетрагональный. Оптические свойства: $n_e = 1,968-2,015$; $n_o = 1,924-1,960$; $n_e - n_o = 0,044-0,055$. При метамиктном распаде: $n \rightarrow 1,826$, $n_e - n_o \rightarrow 0,000$. Одноосный, оптически положительный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $Ne = Ng$. Спайность неясная по (110), (111), (100), у мелких кристаллов не проявляется. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность от $4,7 \cdot 10^3$ до $3,6 \cdot 10^3$ у метамиктных. Твердость от 7,5 до 5 у метамиктных. Циркон всегда содержит некоторое количество Hf, часто присутствуют Fe^{3+} , Al, Y, U, Th и др. Цирконы с повышенными содержаниями Hf и Th (дипирамидальные) называются малаконами, а если присутствует U_3O_8 (призматические) — цирколитами.

В материнских породах форма кристаллов меняется от дипирамидальной и сильно укороченной по оси c до призматической, тонкопластинчатой и игольчатой. Она зависит от скорости кристаллизации. Цвет циркона коричневый (разных оттенков — до белого и бесцветного), пурпурный (гиацинт), зеленый, черный (малакон). Разнообразие морфологии сохраняется в аллотигенном цирконе. Обычно это хорошо образованные часто зональные бесцветные кристаллы короткостолбчатого или удлиненно-призматического бипирамидального облика. Нередко встречаются обломки кристаллов и окатанные изометричные эллипсоидальные бледно-желтые и розоватые зерна. Включения обычно представлены пузырьками жидкости и газа, цирконом, рутилом, турмалином.

В шлифах он бесцветен, реже розоватый и буроватый, иногда со слабым плеохроизмом. Цвета интерференции чистые: синие, зеленые, малиновые и др. Легко определяется по характерной форме зерен, цветам интерференции, прямому погасанию.

Циркон устойчив в условиях кислого и основного профилей выветривания, на стадиях катагенеза, метagenеза и при метаморфизме. Его изменения наблюдаются очень редко и проявляются в понижении показателей преломления и аморфитизации зерен метамиктных цирконов, содержащих U и Th. Отмечена коррозия кристаллов циркона в почвах латеритного типа. В россыпях он подвергается механическому истиранию, в первую очередь разрушаются зерна, содержащие включения. Л. В. Пустовалов в 1956 г. и А. Г. Коссовская в 1962 г. отмечали регенерацию обломочных цирконов. Аутигенный циркон образует прозрачные пирамидальные наросты на гранях призм обломочных зерен и имеет более низкие светопреломление и двупреломление. Случаи нахождения аутигенного циркона редки. Нет критериев, позволяющих отличать его от циркона, регенерированного еще в материнских породах. Как явное новообразование циркон отмечен в 1970 г. С. И. Набоко на месторождениях современных гидротерм: Больше-Банном и Горячий Пляж.

Топаз. $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,616-1,644$; $n_m = 1,609-1,637$; $n_p = 1,606-1,635$; $n_g - n_p =$

=0,009—0,010. Двуосный, оптически положительный: $+2V=44-66^\circ$; $r > v$, ясная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel a$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel c$. Удлинение относительно спайности отрицательное. Погасание прямое. Спайность по (001) совершенная. Плотность $(3,49-3,57) \cdot 10^3$. Твердость 8.

Химический состав исключительно постоянный. Колебания относятся к содержанию гидроксидов. В небольшом количестве в структуру могут входить железо и другие элементы.

Встречается в неправильных угловатых зернах, обломках длиннопризматических и короткостолбчатых кристаллов, остроугольных, слабоокатанных, реже эллипсоидальных или округлых хорошо окатанных зернах. Бесцветен или окрашен в желтоватый, голубоватый, зеленоватый и бледно-розоватый цвет. В мелких обломках обычно бесцветен.

В шлифах бесцветный и прозрачный. В крупных обломках окрашенные топазы обнаруживают слабый плеохроизм. Иногда заметны трещины спайности, перпендикулярные к направлению удлинения. Содержит включения жидкости, ильменита, гематита. Цвета интерференции нормальные, светло-серые до белых. Весьма устойчив в коре выветривания кислых магматических пород и вторичных кварцитов и при переносе. Однако А. С. Поваренных в 1950 г. отметил гипергенное замещение топаза каолинитом и флюоритом в пегматитах р. Пскем (Киргизия) на контакте их с мраморами. При катагенезе в кислых растворах преобразуется в каолинит, в щелочной среде серицитизируется.

Андалузит. $AlAl[SiO_4]O$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=1,638-1,651$; $n_m=1,633-1,644$; $n_p=1,629-1,640$; $n_g-n_p=0,009-0,011$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=83-85^\circ$; $r < v$ (редко $r > v$, слабая). Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Удлинение отрицательное. Погасание прямое. Спайность совершенная по (110); на поперечных срезах пересекается под углом 89° . Плотность $(3,13-3,16) \cdot 10^3$. Твердость 7—7,5.

В заметных количествах присутствует ион трехвалентного железа. Установлено наличие щелочей. Манганандалузит содержит до 6,91 % Mn_2O_3 . Виридин отличается одновременным присутствием до 9,60 % Fe_2O_3 и 7,66 % Mn_2O_3 . Андалузит встречается в обломках столбчатых и длиннопризматических кристаллов с поперечными квадратными или восьмиугольными сечениями, неправильными угловатыми, реже угловато-окатанными и слабоокатанными зернами (рис. 14).

Цвет объясняется присутствием железа и марганца: розовые и красные разновидности содержат железо, зеленые — марганец. Серый цвет имеют андалузиты, содержащие включения углистых и глинистых частиц, циркона, рутила, кварца, пузырьков жидкости и газа.

В шлифах андалузит бесцветен или пятнисто окрашен в розоватый, буроватый и зеленоватый цвет. Окрашенные разновидности плеохроичны: Np — розово-красный до бесцветного; Nm — бледно-

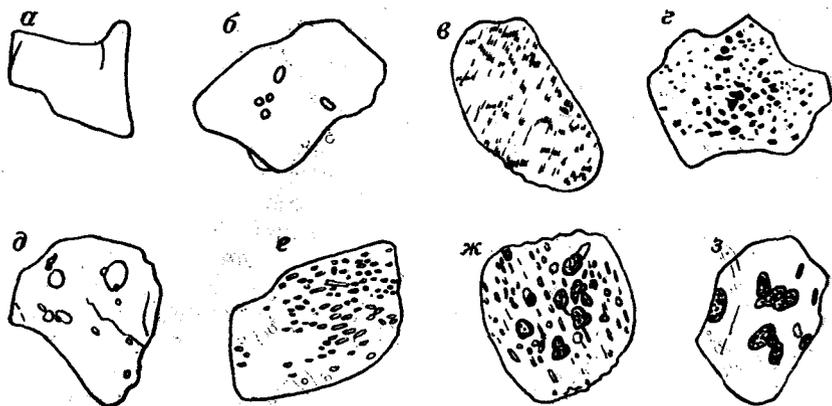


Рис. 14. Андалузит из мезозойских отложений Западной Сибири. Ув. 80, без анализатора. По С. Г. Саркисяну, Т. И. Гуровой, Е. Г. Сорокиной и М. В. Коржу: а, б — бледно-розовые зерна неправильной формы; в—з — зерна с включениями углистой пыли (в, з), пузырьков газа (д), царкона и рутила (е—з)

зеленый до бесцветного; Ng — бледно-зеленый до бесцветного. Хиастилиты переполнены включениями углистых и глинистых частиц: на поперечных срезах они располагаются в виде креста, в продольных сечениях — в виде полос. Коноскопическая фигура может быть получена в разрезах, имеющих две хорошие спайности.

По классификации А. А. Кухаренко андалузит относится к минералам, устойчивым в процессах химического выветривания. В профиле каолинового выветривания андалузит [11] исчезает лишь в самой верхней — каолиновой зоне, подвергаясь растворению и замещению глинистыми минералами. При катагенезе в щелочной среде он изменяется с переходом в серицит. Как новообразование известен в гидротермальной системе Матсукава.

Дистен. $Al_2[SiO_4]$. Триклинный. Оптические свойства: $Ng = 1,727-1,734$; $n_m = 1,721-1,723$; $n_p = 1,712-1,718$; $n_g - n_p = 0,012-0,016$. Двусный оптический отрицательный: $-2V = 82-83^\circ$; $r > v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: cNg на (100) = $27-32^\circ$; cNg на (010) = $5-8^\circ$; cNg на (001) = $0-2,5^\circ$. Удлинение положительное. Спайность совершенная по (100), хорошая по (010), отдельная по (001), c на (001) = 85° . Плотность $(3,52-3,65) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—6,5. Химический состав отличается относительной чистотой. В виде очень небольшой примеси могут входить ионы трехвалентного железа, иногда щелочи.

Дистен встречается в виде плоскопризматических и удлиненно-пластинчатых угловатых и угловато-окатанных зерен. Окатанные формы наблюдаются редко, имеют лепешковидную несколько вытянутую форму. Некоторые зерна деформированы. Цвет голубой и синий разной интенсивности, зеленый, желтый, иногда за счет включений серый или черный. Нередко бесцветен и прозрачен. Характерны беспорядочно расположенные включения рутила, пузырь-

ков жидкости и газа, непрозрачного рудного вещества, пирита, турмалина.

В шлифах дистен бесцветный либо голубоватый. Голубые разности могут плеохроировать от почти бесцветного по *Np* до темно-голубого по *Ng*. Вследствие того, что ось *Np* почти перпендикулярна к совершенной спайности по (100), дистен в сечениях с хорошо выраженной спайностью и максимальными желто-красными цветами интерференции имеет почти прямое погасание. В сечениях с плохо выраженной спайностью, пересекающейся под почти прямым углом, и в сечениях без следов спайности погасание явно косое (до 30°).

Дистен является одним из наиболее стойких минералов метаморфических пород. В. П. Петров в 1948 г. наблюдал его в элювии, где в глинистой фракции каолинит преобладает над гидрослюдой. Отдельные зерна дистена могут сохраняться в зоне каолинитовых глин [11]. Его изменения при выветривании проявляются в растворении и образовании на поверхности обломков пленок и примазок каолинита.

При начальном катагенезе дистен испытывает сильное разъедание и растворение под влиянием каолинитового и карбонатного цемента. Наиболее сильное растворение происходит по плоскости (001). Наблюдается также разрушение граней пинакоидов (100), (010) и призмы (110), причем все зерно приобретает неправильную, как бы «изгрызанную» форму.

На стадии глубинного метанеза, сопоставляемой с фацией зеленых сланцев регионального метаморфизма, дистен сохраняется только в филлитах, где наблюдается в виде сильно серицитизированных зерен.

Силлиманит. $Al[AlSiO_5]$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,677-1,682$; $n_m = 1,658-1,661$; $n_p = 1,657-1,660$; $n_g - n_p = 0,020-0,022$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 21-30^\circ$; $r > v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel a$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel c$. Удлинение положительное. Погасание прямое. Спайность по (010) совершенная. Плотность $(3,23-3,27) \cdot 10^3$. Твердость 6,5—7,5.

Химический состав близок к формульному. В небольшой степени имеет место замещение иона алюминия ионом трехвалентного железа. Отмечается примесь кальция и щелочей. Вода, обнаруживаемая в силлиманите, абсорбирована тонковолокнистым фибролитом.

Встречается в виде обломков шестоватых и длиннопризматических кристаллов, неправильных угловатых зерен, а также агрегатов волокнистого сложения, называемых фибролитом. Обычно бесцветен и прозрачен, реже зеленоватый, буроватый или серый. Иногда содержит включения циркона, рудного минерала, пузырьков газа.

В шлифах силлиманит бесцветный. Окрашенные разности в толстых срезах плеохроируют в бурых тонах. Высокое двупреломление наблюдается только в продольных разрезах. Поперечные

сечения, параллельные (001), имеют темно-серую интерференционную окраску. Прямое погасание наблюдается в ориентированных образованиях: призматических кристаллах, волокнах и поперечных сечениях, имеющих совершенную спайность по (010).

Силлиманит относится к устойчивым минералам. Он встречается в верхней части разреза гидрослюдисто-каолининовой зоны соответствующего профиля выветривания. Волокнистые разновидности, по-видимому, более устойчивы, чем призматические. Продукты разложения представлены каолинитоподобным минералом. На стадии катагенеза устойчивость силлиманита, как показала А. Г. Коссовская, аналогична дистену и ставролиту.

Ставролит. $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_9\text{O}_6[\text{SiO}_4](\text{OH})_2$. Моноклинный (псевдоромбический). Оптические свойства: $n_g = 1,752-1,762$; $n_m = 1,745-1,753$; $n_p = 1,739-1,747$; $n_g - n_p = 0,012-0,014$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 82-90^\circ$; $r > v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $Nm \parallel a$; $Ng \parallel c$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Спайность по (010) умеренная, может быть почти незаметной. Плотность $(3,74-3,83) \cdot 10^3$. Твердость 7,5.

Содержание Fe_2O_3 невелико — от 0,8 до 5 %. В виде примеси присутствуют Ti, Mn, иногда Zn, Co, Ni. Кобальтовый ставролит с содержанием CoO до 8,5 % имеет название люсакит. Ставролит, богатый марганцем, называется нордмаркитом.

Встречается в частично сохранившихся кристаллах короткостолбчатого и призматического облика, неправильных остросребристых и угловато-окатанных обломках, реже хорошо округленных зернах. Иногда наблюдаются обломки с пилообразными выступами и двойниковые сростки. Для обломков характерна неровная мелкоямчатая поверхность. Цвет коричневый, от светлого до бурого, иногда черный. Содержит включения кварца, рудных минералов, углистой пыли, турмалина, рутила, пузырьков жидкости и газа.

В шлифах светлый золотисто-желтый. Иногда вследствие различного содержания примесей различается слабо развитая структура песочных часов. Плеохроизм отчетливый: по Np бледно-желтоватый, по Nm светло-желтый; по Ng оранжево-желтый. Схема абсорбции: $Np \approx Nm < Ng$.

Ставролит характеризуется той же группой устойчивости в профиле каолинитового выветривания, что и дистен. При его выветривании наблюдается осветление зерен, что, возможно, связано с выносом железа. Показатель преломления уменьшается. На неровных поверхностях, по данным Ю. П. Казанского, в зонах коррозии могут сохраняться примазки каолинита. В раннем катагенезе ставролит подвергается растворению с образованием зубчатых форм растворения по плоскостям базопинакоида.

Хлоритоид. $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_3[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_4$. Моноклинный, триклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,723-1,740$; $n_m = 1,719-1,734$; $n_p = 1,713-1,730$; $n_g - n_p = 0,006-0,022$. Двуосный, оптически положительный или отрицательный: $+2V = 45-68^\circ$, ино-

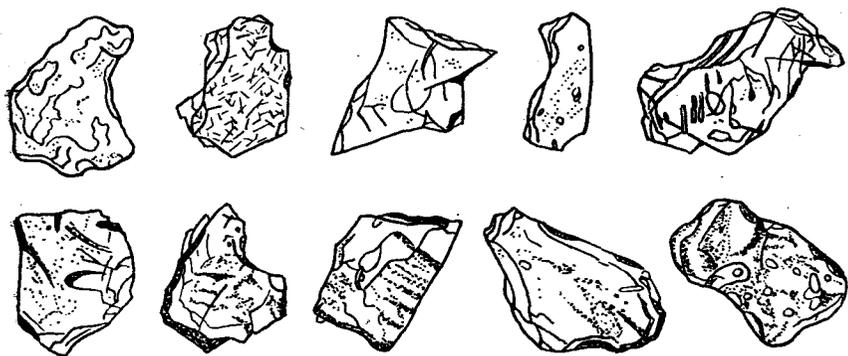


Рис. 15. Хлоритоид из мезозойских отложений Западной Сибири. Ув. 80, без анализатора. По С. Г. Саркисяну, Т. И. Гуровой, Е. Г. Сорокиной и М. В. Коржу

гда $36-125^\circ$; $r > v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp = 3-30^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg = 60-87^\circ$. Удлинение отрицательное, иногда положительное. Спайность совершенная по (001), умеренная (по 110), отдельность по (010). Плотность $(3,51-3,80) \cdot 10^3$. Твердость 6,5. Растворяется в H_2SO_4 . После прокаливания становится магнитным.

Колебания химического состава обусловлены изоморфными примесями (атомные доли, %): $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ от 0 до 40, $Mn \rightarrow Fe^{2+}$ от 0 до 17, $Fe^{3+} \rightarrow Al$ от 0 до 10. Хлоритоид, обогащенный магнием, называется сисмондином, а обогащенный марганцем — оттрелитом.

Хлоритоид — это характерный минерал глинистых пород низкой и средней ступеней метаморфизма. Он часто рассматривается как стресс-минерал. Описан среди продуктов метасоматоза основных магматических пород. В осадках и осадочных породах обычно встречается в неправильных уплощенных и удлиненных зернах (рис. 15). Почти всегда заполнен тонкой углистой пылью, содержит включения кварца, магнетита, ильменита, турмалина, рутила. Цвет минерала темно-зеленый. В тонких обломках серовато-синий, серовато-зеленый, зеленый.

В шлифах окраска хлоритоида по Np светло-желто-зеленая, оливково-зеленая, сине-зеленая; по Nm — серо-синяя; по Ng — бесцветная, желто-зеленая, светло-синяя. Схема абсорбции: $Np < Nm > Ng$. Иногда окраска распределяется неравномерно, в виде фигуры песочных часов. Ввиду сильной дисперсии угла оптических осей индикатрисы и двупреломления в хлоритоиде имеет место неполное погасание некоторых разрезов и появление аномальных серовато-сизых оттенков интерференции. Обычны полисинтетические двойники. Разновидности с низкими аномальными цветами интерференции сходны с хлоритами. Отличаются от них высоким показателем преломления.

К процессам выветривания и литогенеза устойчив.

Дюмортьерит. $(Al, Fe)_7BSi_3O_{18}$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=1,686-1,723$; $n_m=1,672-1,684$; $n_p=1,659-1,686$; $n_g-n_p=0,027-0,037$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=20-40^\circ$; $r \ll v$, сильная, редко $r \gg v$ (?). Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Удлинение отрицательное. Погасание прямое. Спайность по (100) хорошая, по (210) плохая, отделимость по (001). Плотность $3,31 \cdot 10^3$. Твердость 7.

Дюмортьерит структурно близок к андалузиту, силлиманиту, ставролиту, образуясь при метаморфизме глинистых пород. Встречается в призматических зернах с неровными краями, с заметной штриховкой параллельно ребру призмы, обломках игольчатых и волокнистых $\parallel c$ кристаллов. Содержит включения газовых пузырьков, жидкости, трубчатые полости, параллельно оси c ; иногда встречаются включения рутила. Дюмортьерит часто образует включения в кварце, кордиерите, полево шпате, дистене, турмалине, силлиманите. Цвет синий, зеленовато-синий, розово-фиолетовый.

В шлифах обладает исключительно сильным плеохроизмом: по Np — кобальтово-синий или зеленый, по Nm — светло-фиолетовый, по Ng — бесцветный. Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$. Обычны двойники по (110), часто полисинтетические; встречаются тройники, подобные арагонитовым и кордиеритовым, коленчатые двойники под углом $\sim 120^\circ$, известны двойники по (130). От турмалина отличается большим показателем преломления, двусностью, схемой абсорбции; от грандидьерита — оптической ориентировкой (у грандидьерита плоскость оптических осей перпендикулярна к направлению удлинения); от рибекита — более высоким двупреломлением; от глаукофана — прямым погасанием и иной схемой плеохроизма. Относительно устойчив.

М. М. Каюпова и З. Т. Тилепов в 1977 г. в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах Каркалинского района Центрального Казахстана обнаружили конкреционный дюмортьерит, представленный сферическими хлопьевидными и радиально-лучистыми агрегатами. Образование дюмортьеритовых конкреций объясняется поступлением метеорных подземных вод, связанных с фумарольной деятельностью в периоды затухания вулканических пароксизмов.

Титанит. $Ca\{Ti[SiO_4]O\}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,993-2,081$; $n_m=1,896-1,927$; $n_p=1,885-1,921$; $n_g-n_p=0,108-0,160$. Двусный, оптически положительный: $+2V=23-37,5^\circ$; $r \gg v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=21^\circ$; $Nm \parallel b$; $cNg=51-59^\circ$. Спайность по (110) несовершенная. Плотность $(3,45-3,55) \cdot 10^3$. Твердость 5—5,5.

В структуре титанита Ca может частично замещаться Sr и Ba или редкими землями и Tg, группа Ti — атомами Sn, Nb и Ta с возможным компенсационным вхождением в решетку Na, замещающего Ca; Fe^{2+} и Mg, по-видимому, замещают Ti, тогда как Mn замещает Ca. В анализах обнаруживается ощутимое количество

конституционной воды, часто наблюдается фтор. Предполагается присутствие в титаните группы (O, OH, F).

Чаще всего представлен окатанными и полуокатанными обломками неправильной формы. Известны угловатые зерна с извилистыми контурами, клиновидные и конвертообразные кристаллы, скульптурированные зерна и образования с клиновидными выростами. Встречаются тонкозернистые плотные, землистые или эмалевидные агрегаты с реликтами ильменита, перовскита, титаномагнетита и других титансодержащих минералов. Включения представлены цирконом, рутилом, редко турмалином, пузырьками газа (?). Цвет титанита коричневый, желтый, зеленый, реже серый, розовый, молочно-белый. Блеск алмазный.

В шлифах он бесцветен, желтоватый или буроватый. Окрасенные разности плеохроируют: Np — почти бесцветный, Nm — бледно-зеленовато-желтый, Ng — светло-коричневато-красный. Схема абсорбции: $Np < Nm < Ng$. Вследствие сильной наклонной дисперсии имеет неполное погасание зерен.

Титанит является минералом средней устойчивости. В профиле кислого выветривания, как показал в 1969 г. Ю. П. Казанский, распространен не выше средней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны, где замещается лейкоксеном, анатазом, брукитом. В продуктах монтмориллонит-каолинит-охристого типа этот минерал встречается по всему профилю выветривания. Он замещается лейкоксеном. Предполагается, что титанит наименее устойчив из всех титансодержащих минералов.

Изменения в зоне катагенеза, по-видимому, незначительны. Поверхность некоторых зерен покрывается пленками непрозрачного лейкоксена. Появляются единичные аутигенные призматические кристаллы титанита, увенчанные пирамидальным окончанием, и сростки сильно вытянутых ромбовидных кристаллов. Иногда наблюдается непосредственное формирование таких образований из сгустков лейкоксена. Как новообразование известен, по наблюдениям С. И. Набоко в 1970 г., на месторождениях современных гидротерм — Паужетском, Больше-Банном, Паратунском и Горячий Пляж.

Везувиан. $Ca_{10}(Mg, Fe^{2+})_2Al_4[SiO_4]_5[Si_2O_7](OH, F)_4$. Тетрагональный. Оптические свойства: $n_o = 1,705—1,736$; $n_e = 1,701—1,732$; $n_o - n_e = 0,001—0,006$. Одноосный (часто аномально двuosный; $-2V = 17—33^\circ$), оптически отрицательный (виолит оптически положительный). Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Спайность по (110), (100) и (001) плохая. Плотность $(3,33—3,43) \cdot 10^3$. Твердость 6—7.

В химическом и структурном отношении везувиан близок к гроссуляровым гранатам. В качестве примеси присутствуют Na, Mn, Sr, Ti, иногда Be, V, Cu.

В россыпях везувиан редок. Он встречается преимущественно в современных отложениях в виде неправильных или удлиненных зерен, обломков столбчатых и короткопризматических кристаллов,

угловато-окатанных частиц тонкозернистого или лучистого строения (иногда в сростаниях с андрадитом, эпидотом, хлоритом), реже в хорошо окатанных зернах. Окраска определяется в основном количеством и степенью окисления железа. Почти бесцветный везувиан имеет низкое содержание железа. Образец с 3,06 % Fe_2O_3 обладает светло-зеленой окраской. Образец с 2,05 % Fe_2O_3 , 2,11 % FeO , 3,75 % TiO_2 имеет темно-бурый цвет. Оксиды титана и марганца окрашивают минерал в бурые или розовые оттенки, медь-содержащая разновидность — циприн имеет голубую и зеленовато-голубую окраску.

В шлифах везувиан бесцветен, желтоватый, зеленоватый, светло-коричневый. Иногда наблюдается слабый плеохроизм по схеме: $N_o \leq N_e$. Светопреломление повышается с увеличением содержания железа и титана.

Двупреломление связано, по-видимому, с количеством (ОН) в структуре минерала. С увеличением содержания (ОН) двупреломление понижается в некоторых случаях настолько, что минерал становится почти изотропным или оптически положительным. У борсодержащего вилуита проявляется двуосность. Везувианы с низким двупреломлением могут быть положительными в свете одной длины волны и отрицательными в свете другой. Такие везувианы имеют аномальную интерференционную окраску: густо-синюю, грязную оливково-зеленую, буровато-сиреневую. Характер распределения окраски пятнистый, зональный либо типа структуры песочных часов.

По сходству структуры и состава с гроссуляровыми гранатами везувиан можно предположительно отнести к умеренно устойчивым минералам. Можно также полагать, что он разрушается уже в нижней, гидрослюдистой, зоне гидрослюдисто-каолинитового профиля выветривания.

Цоизит. $\text{CaAl}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,697-1,725$; $n_m = 1,688-1,710$; $n_p = 1,685-1,705$; $n_g - n_p = 0,004-0,008$. Двуосный оптический положительный: $+2V = 0-60^\circ$; $r \ll v$ α -цоизита; $r > v$ β -цоизита. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $Nm \parallel a$; $Ng \parallel c$ α -цоизита; $Np \parallel a$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel c$ β -цоизита. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность совершенная по (100), несовершенная по (001). Плотность $(3,12-3,26) \cdot 10^3$. Твердость 6.

Цоизит — минерал группы эпидота. Состав не имеет заметных отклонений от идеального. В отличие от серии клиноцоизит — эпидот замещение Al на Fe очень ограничено. Происходит небольшое замещение Si на Al, присутствует в небольшом количестве Mn (тулиты), редко Cr.

Наблюдается в неправильных и призматических зернах, в разной степени окатанных, а также в тонкозернистых агрегатах соссюрита, состоящих из цоизита, альбита, хлорита и других минералов. Цвет серый, зеленовато-бурый, у тулита розовый.

В шлифах цоизит бесцветный, иногда загрязнен включениями хлорита, лейкоксена и рутила, тулит же желтовато-розовый, слабо

плеохроирующий от светло- или темно-розового по N_p до светло-желтого или желтого по N_g . Большинство цоизитов обладает сильной дисперсией оптических осей, обуславливающих голубые аномальные интерференционные окраски.

Устойчивость при выветривании и литогенезе аналогична клиноцоизиту. Г. Н. Перрозио с 1960 г. описала аутигенный цоизит, призматические кристаллики которого нарастают на обломочный эпидот в порых песчаных породах готерив-баррема Западно-Сибирской низменности, находящихся на стадии глубинного катагенеза. Аналогичный цоизит обнаружен А. Г. Коссовской в 1962 г. в нижнемеловых песчаниках Приверхоянья. Аутигенный цоизит встречается только в толщах, где имеются обломочные аналоги минералов группы эпидота.

Клиноцоизит. $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,690-1,734$; $n_m=1,674-1,725$; $n_p=1,670-1,715$; $n_g-n_p=0,005-0,015$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=14-90^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=0-12^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg=13-25^\circ$. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность совершенная по (001), средняя по (001). Плотность $(3,21-3,38) \cdot 10^3$. Твердость 6,5.

Безжелезистый или маложелезистый член изоморфного ряда клиноцоизит — эпидот. Встречается в виде зерен призматической и неправильной формы, реже агрегатов зерен, часто в ассоциации с эпидотом. Он бывает бесцветный, светло-желтый, серый, зеленый, розоватый.

В шлифах клиноцоизит бесцветный. Показатели преломления и двупреломления растут с увеличением количества алюминия, замещенного двухвалентным железом. Иногда встречаются полисинтетические двойники, сростающиеся по грани (100).

В процессах выветривания клиноцоизит обладает средней устойчивостью. Подвергается растворению в нижней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны соответствующего профиля выветривания. Ю. П. Казанский предполагает, что клиноцоизит, как кальцевая разность минералов группы эпидота, менее устойчив по сравнению с его железистыми представителями.

В монтмориллонит-каолинито-охристом профиле выветривания клиноцоизит более устойчив. Сокращение его количества имеет место лишь в зоне охристых пород.

При ката- и метагенезе за счет разложения средних и основных плагиоклазов в нейтральных и щелочных растворах при наличии железа и магния появляется аутигенный клиноцоизит в ассоциации с альбитом, карбонатами или хлоритом.

Эпидот. $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,734-1,797$; $n_m=1,725-1,784$; $n_p=1,715-1,751$; $n_g-n_p=0,015-0,049$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=90-65^\circ$; $r > v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=0-15^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg=25-30^\circ$. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100). Плотность $(3,38-3,49) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5.

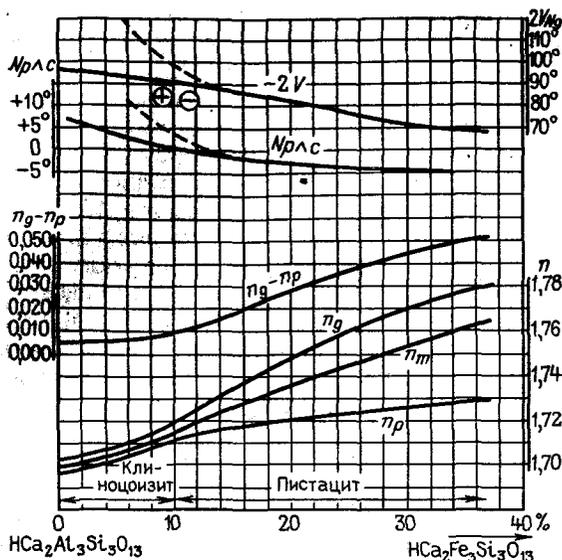


Рис. 16. Зависимость оптических свойств от состава минералов группы эпидота. По В. Е. Тререру

Является членом непрерывной серии твердых растворов клиноцоизит — эпидот. К эпидоту, по А. Винчеллу, относятся все разновидности, содержащие 10—40 % $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$. Разности с меньшими концентрациями железа относятся к клиноцоизиту. Более железистые эпидоты не известны. В. Е. Тререр [43] в группе эпидота выделяет оптически положительный клиноцоизит и оптически отрицательный пистацит. В отечественной литературе термин «пистацит» не употребляется. Вместо него для железистых представителей ряда применяется название эпидот — в первоначальном понимании этого минерала А. Винчеллом. И. Костов называет пистацит синонимом эпидота. С учетом изложенного приводим диаграмму изменения плотности и оптических свойств в группе эпидота (рис. 16).

Эпидот встречается в виде неправильных, разной степени окатанности обломков. Очень редко сохраняется призматическая форма кристаллов. Иногда зерна имеют агрегатное строение. Цвет зеленый, желтый, серый, в шлифах желтовато-зеленый. Плеохроизм слабый: по Np — бесцветный, светло-лимонно-желтый; по Nm — зеленовато-желтый; по Ng — бесцветный, светло-желтовато-зеленый; $Np < Ng < Nm$. Цвета интерференции яркие, пестрые, различные в разных участках одного и того же зерна. Двупреломление понижается у составов, переходных к клиноцоизиту. На разрезах, перпендикулярных к оптической оси, он имеет аномальную интерференционную окраску, близкую к синим и бурым интерференционным цветам цоизита.

Эпидот относится к умеренно устойчивым минералам и подвергается растворению, а также, по-видимому, замещению глинистыми минералами в нижней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны кислого профиля выветривания [11]. При катагенезе подвергается растворению с образованием причудливо корродированных форм и замещению кальцитом, цеолитами, кварцем. На стадии несколько повышенных температур и давлений имеют место регенерация зерен и образование аутигенного эпидота по обломочным зернам плагноклазов в ассоциации с альбитом, карбонатами, хлоритами, а в средних и основных плагноклазах — с серицитами. Аутигенный эпидот появляется в тех же породах, где встречаются обломочные разности этого минерала. Г. Н. Перрозио в 1960 г. описала каемки регенерации, идиоморфные кристаллики и неправильные зерна аутигенного эпидота в цементе песчаников готерив-баррема Западно-Сибирской низменности, находящихся на стадии глубинного катагенеза. Аналогичные процессы, по-видимому, продолжаются и в метагенезе. Аутигенный эпидот широко распространен на многих месторождениях современных гидротерм.

Пьемонтит. $(Ca, Mn)_2(Al, Mn, Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,765-1,829$; $n_m = 1,747-1,789$; $n_p = 1,730-1,756$; $n_g - n_p = 0,035-0,073$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 70-110^\circ$; $r \geq v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp = 4-7^\circ 30'$; $Nm \parallel b$; $aNg = 29-33^\circ$. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность по (001) совершенная, по (100) и (010) ясная. Плотность $(3,45-3,52) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5.

Пьемонтит — минерал группы эпидота. В нем могут присутствовать двухвалентный и трехвалентный марганец. Встречаются пьемонтиты, содержащие только Mn^{2+} или Mn^{3+} , в состав других входят Mn^{2+} и Mn^{3+} . Содержание MnO колеблется от 0 до 3,98 %, Mn_2O_3 от 0 до 22 %. Mn^{2+} замещает Ca, а Mn^{3+} наряду с Fe^{3+} замещает Al.

По данным П. Ф. Андрущенко и А. Т. Сулова, опубликованным в 1978 г., пьемонтит является одним из распространенных силикатов марганца в некоторых марганцово-рудных месторождениях, где в ассоциации с манганитом и браунитом имеет метаморфогенное происхождение либо в жильных новообразованиях связан с гидротермальными процессами. Его призматические до игольчатых кристаллы вытянуты по оси b со штриховкой параллельно удлинению. Агрегаты кристаллические, тонкозернистые, шестоватые, радиально-лучистые. В осадочных образованиях встречаются в обломках призматических кристаллов, неправильных зернах, угловатых и окатанных частицах тонкозернистого строения. Цвет бурокрасный, красновато-коричневый, реже оранжево-красный и оранжевый. В шлифах прозрачный, оранжево-желтый или лилово-красный. Плеохроизм резкий: Np — желтый, оранжевый; Nm — лиловый, розовый; Ng — карминовый, пурпурный. Схема абсорбции: $Ng > Np > Nm$.

В процессах литогенеза, по данным А. А. Кухаренко, неустоек и вследствие этого редко сохраняется в древних отложениях.

Ортит. $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{Al}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}[\text{OH}]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,751-1,820$; $n_m=1,739-1,810$; $n_p=1,727-1,788$; $n_g-n_p=0,024-0,032$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=70-90^\circ$; $r \gg v$, очень сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=22-47^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg=47-72^\circ$. Спайность несовершенная по (001), по (100) и (110) слабая. Плотность $(3,7-4,2) \cdot 10^3$. Твердость 5-6,5. Метамиктные ортиты изотропны, имеют $n=1,54-1,72$. Плотность изотропных ортитов до $2,8 \cdot 10^3$.

Ортит может рассматриваться как эпидот, в котором ряд атомов кальция замещен атомами редких земель. Он содержит наиболее богатую ассоциацию цериевых земель из всех редкоземельных минералов. В состав примеси входят также Th, U, V, Mn, Ti, Sn, Zp. Отмечается небольшое замещение Si на Al. Некоторые ортиты содержат заметные количества марганца. Изоморфизм эпидот-ортит ограничен. Термин «ортит» нередко используется как синоним термина «алланит». Алланит обычно встречается в метамиктном состоянии.

В осадочных толщах присутствует в виде удлинённых или неправильных угловатых и полуокатанных зерен, а также обломков вытянутых по (010) и уплощенных по (100) кристаллов, морфологически сходных с кристаллами эпидота. Грани кристаллов неровные, изъеденные и покрыты красновато-бурыми налетами, состоящими из гидроксидов Fe, Al, Si, диоксида углерода. Цвет бурочерный, смоляно-черный.

В шлифах ортит обычно бурый. Свежий минерал плеохроирует от бесцветного по Np к светло-желто-коричневому по Nm до светло-зеленого по Ng , измененный плеохроирует от желто-коричневого по Np до красно-коричневого по Nm и темно-красно-коричневого по Ng . Схема абсорбции: $Np < Nm \leq Ng$. У измененных ортитов снижается показатель преломления и двупреломления. У метамиктных разновидностей кристаллическая структура исчезает под влиянием распада радиоактивных компонентов. Такие минералы изотропны в шлифах и не плеохроируют. По данным А. А. Кухаренко, метамиктный ортит наиболее часто встречается в россыпях. Ортиты обычно оптически отрицательны, однако У. Дир, Р. Хауи и Дж. Зусман в 1965 г. отмечали и оптически положительные ортиты; магниевый ортит также оптически положительный.

От гадолинита, с которым вместе встречается в россыпях, ортит отличается косым погасанием, положительным удлинением, отсутствием плеохроизма; у изотропного гадолинита n до 1,780. От бурой роговой обманки он отличается более высоким светопреломлением, одним направлением спайности, прямым погасанием в удлинённых разрезах. Изотропные ортиты отличаются от меланита меньшим светопреломлением.

К процессам химического выветривания ортит умеренно устойчив и подвергается саморазложению под влиянием радиоактивных элементов.

Турмалин. По составу выделяются следующие разновидности турмалина: магниезиальные турмалины, или дравиты, $\text{NaMg}_3\text{Al}_6\text{X}$

Оптические константы турмалинов.
По У. Диру, Р. Хаун, Дж. Зусману

Разновидности турмалина	n_o	n_e	$n_o - n_e$
Эльбаит	1,640—1,655	1,615—1,620	0,017—0,024
Шерл	1,655—1,675	1,625—1,650	0,025—0,034
Дравит	1,635—1,661	1,610—1,632	0,021—0,026

$\times [\text{Si}_6\text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_4$; железистые турмалины, или шерлы, $(\text{Na}, \text{Ca})\text{Fe}_3\text{Al}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_4$; литиевые турмалины, или эльбаиты, $\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})_4$. Между дравитом и шерлом, шерлом и эльбаитом имеются непрерывные переходы, между эльбаитом и дравитом, по-видимому, возможен разрыв смешимости. Показатели преломления и величина двупреломления приведены в табл. 2.

Турмалин — одноосный минерал, оптически отрицательный, иногда аномально слабодвуосный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $N_e = Np$. Удлинение отрицательное. Спайность отсутствует. Плотность $(3,03—3,15) \cdot 10^3$ у дравита, $(3,10—3,25) \cdot 10^3$ у шерла и $(3,03—3,10) \cdot 10^3$ у эльбаита. Твердость 7.

Минерал встречается в виде зерен призматического, таблитчатого с пирамидальными концами или неправильного габитуса, часто с округленными очертаниями, иногда эллипсоидальной и сферической формы. Изредка отмечаются призматические зерна с ромбовидными концами, иногда с каемкой или участками обрастания, где новообразование отделено от основной части скоплением мельчайшей углистой пыли. Иногда нарастает лишь верхушка кристаллов, причем в каемках имеет место значительное изменение состава и ориентировки оптической индикатрисы. Ю. П. Казанский в 1969 г. отметил новообразования турмалина в виде пальцевидных отростков на материнском зерне. Турмалин содержит многочисленные включения непрозрачной рудной, реже углистой пыли, отмечаются пузырьки газа, жидкости, зерна рутила. Цвет железистых турмалинов черный. Эльбаиты светлые, окрашены в различные оттенки синего, зеленого или розового цвета. Цвет дравитов варьирует от темно-бурого до желтого и почти бесцветного. Редко отмечают бесцветные зерна, а также полихромные разности. Некоторые зерна имеют зональную окраску.

В шлифах турмалин характеризуется ясным плеохроизмом (табл. 3). Схема абсорбции ($N_o > N_e$) обратна биотитовой, т. е. удлиненные разрезы, перпендикулярные к плоскости световых колебаний поляризатора, кажутся более темными. Распределение окраски обычно зональное, соответствующее пирамидам роста кристалла (в поперечном разрезе), либо полярное с резким изменением густоты или цвета на разных концах одного и того же зерна.

Плеохроизм турмалина.

По И. А. Преображенскому и С. Г. Саркисяну

Разновидности турмалина	№	№
Эльбаит	Бесцветный	Бесцветный, розовый, светло-синий
Шерл	Светло- или темно-желтый Красновато-фиолетовый, буроватый Светло-фиолетовый, серый, желтоватый	Желто-бурый до черного Темно-зеленый Синий различных оттенков
Дравит	Бесцветный	Светло-желтый

Из аллотигенных компонентов турмалин один из самых устойчивых минералов. Изменения вверх по разрезу коры выветривания сводятся главным образом к осветлению его зерен и понижению показателя преломления и силы двупреломления [11]. В латеритной коре выветривания железистых руд КМА В. Н. Сиротин в 1966 г. отметил замещение турмалинов карбонатом и хлоритом. При катагенезе происходят растворение и регенерация турмалина. Аллотигенный турмалин, по-видимому, полностью исчезает в зоне метагенеза.

Бледно окрашенный или почти бесцветный длиннопризматический, увенчанный на обоих концах гранями пирамиды аутигенный турмалин, близкий к эльбаиту или дравиту, описан В. С. Поповым в 1964 г. в соляных глинах, полугидрате гипса и галитах в месторождениях каменной соли Южного Таджикистана.

Цепочечные силикаты

Ромбические пироксены

Ромбические пироксены являются членами изоморфного ряда энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$ — ферросилит $Fe_2^{2+}[Si_2O_6]$. По номенклатуре А. Польдерварта наиболее магнезиальный ромбический пироксен — энстатит содержит 0—10 % ферросилита, далее идут бронзит (11—30 %), гиперстен (31—50 %), феррогиперстен (51—70 %), эвлит (71—90 %), ферросилит (91—100 %). Магнезиальные члены ряда распространены в основных магматических породах, железистые имеют преимущественно метаморфический генезис. Чистый ферросилит в природе не обнаружен. В ромбических пироксенах кроме магнезия и оксида железа (II) неизменно в количестве не бо-

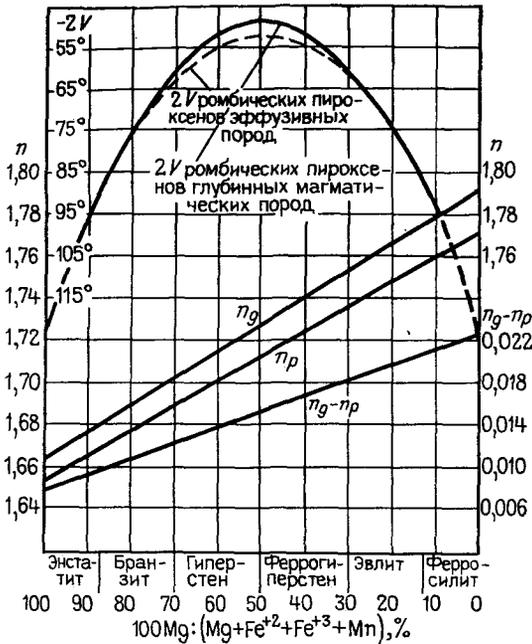


Рис. 17. Зависимость оптических свойств от состава ромбических пироксенов. По У. Диру, Р. Хауи, Дж. Зусману

лее 10 % присутствуют другие ионы, чаще всего Al, Ca, Mn, Fe^{3+} , Ti, Cr, Ni. В пироксенах магматических пород присутствуют преимущественно Cr и Ni, метаморфических — Al.

Оптические свойства ромбических пироксенов: $n_g = 1,665—1,788$; $n_m = 1,659—1,770$; $n_p = 1,657—1,766$; $n_g - n_p = 0,008—0,022$. Двуосные, оптически положительные и отрицательные: $+2V$ энстатита $>54^\circ$; $2V$ бронзита $90^\circ \pm$; $-2V$ гиперстена $>45^\circ$; $2V$ эвлита $90^\circ \pm$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$, Np является острой биссектрисой у гиперстена; $Nm \parallel a$; $Ng \parallel c$, Ng является острой биссектрисой у энстатита. Спайность хорошая по (110), под $91^\circ 45'$; по (010) ясная. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $(3,21—3,96) \cdot 10^3$. Твердость 5—6. Оптические свойства связаны с составом ромбических пироксенов диаграммой (рис. 17).

Эти пироксены встречаются в виде кристаллов призматического и короткостолбчатого облика, удлинённых зерен с неправильными угловатыми очертаниями, брусковидных и пластинчатых обломков, ограниченных ступенчатыми поверхностями или несколько окатанных. Окраска меняется от бесцветной, серовато-белой с грязным зеленоватым оттенком, реже буровато-зеленой у энстатита до зеленой, темно-зеленой и буровато-черной у гиперстена. Выветрелые разности бронзита и пироксены, содержащие ориентированные включения, имеют бронзовый отлив.

Энстатит в шлифах бесцветен, бронзит окрашен очень слабо, гиперстен обладает иногда розоватым и зеленоватым оттенками. В последнем случае наблюдается слабый плеохроизм в розоватых и зеленовато-голубоватых тонах. Для многих ромбических пироксенов глубинных и гипабиссальных магматических пород характерны параллельно плоскости (100) тончайшие пластинчатые вроски кальциевого моноклинного пироксена. Их образование связывается с распадом в условиях медленного охлаждения твердого раствора, содержащего большое количество ферросилитового компонента. Ромбические пироксены часто содержат включения рудных минералов и продукты разложения.

Цвета интерференции выше желтой и оранжевой окраски первого порядка в шлифах нормальной толщины не бывает. Прямоугольные разрезы с одной системой тонких трещин спайности дают прямое погасание. Наклонные к плоскости спайности разрезы могут обладать равно как прямым, так и косым погасанием. Разрезы с двумя системами трещин спайности имеют косое погасание. Они удобны для исследований в коноскопии.

Ромбические пироксены — нестойкие минералы. Уже в материнских породах наблюдается переход их в серпентин, хлорит, тальк, карбонаты, имеет место выделение дисперсного магнетита или гематита. В профиле каолинового выветривания ромбические пироксены разрушаются уже в зоне гидрослюдистых глин. Они преобразуются в хлорит, серпентин, тальк, затем разлагаются на оксиды кремния, железа и магнезит [11]. В профиле монтмориллонит-каолинит-охристого типа разложение ромбических пироксенов начинается в зоне выщелачивания и преобладает в зоне усиленной глинизации. Ю. С. Лебедев в 1965 г. предложил для них три ряда продуктов разложения: 1) сапонит, нонтронит, гидроксиды железа; 2) серпофит, нонтронит, гидроксиды железа; 3) сапонит, нонтронит, глиноземистый монтмориллонит и гидроксиды железа. Ромбические пироксены почти полностью растворяются на стадии раннего катагенеза, пополняя интерстициальные растворы железом и магнием.

Моноклинные пироксены

Моноклинные пироксены характеризуются значительными колебаниями состава. В первом приближении их можно считать членами четырехкомпонентной системы диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — геденбергит $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ — клиноэнстатит $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — клиноферросилит $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. Большинство исследователей пользуется номенклатурой моноклинных пироксенов, предложенной В. Е. Трегером и Х. Хессом (рис. 18).

В моноклинных пироксенах широко развиты взаимозамещения ионов, вплоть до полной смесимости отдельных миалов. Так, непрерывные переходы существуют между диопсидом и геденбергитом, которые, в свою очередь, имеют переходы к авгиту и ферро-

Сечения по (100), имеющие одну систему трещин спайности, но низкие цвета интерференции, обнаруживают прямое погасание, чем иногда сходны с ромбическими пироксенами. Поперечные сечения с пересекающейся спайностью близки к изотропным. В них рекомендуется определять осность, знак и величину угла оптических осей.

Оптические свойства моноклинных пироксенов довольно близки между собой. Более или менее точная диагностика минералов внутри группы возможна с помощью специальных оптических или физических методов. Оптическая диагностика для бедных полукторными оксидами моноклинных пироксенов сводится к следующему: 1) у моноклинного пироксена в иммерсии измеряют наименьший показатель преломления — n_p ; 2) на федоровском столике у минерала измеряют угол оптических осей $2V$; 3) полученные данные наносят на диаграмму Хесса и Мюира (рис. 19), отражающую колебания оптических свойств моноклинных пироксенов; 4) по точке пересечения кривых n_p и $2V$ находят координаты состава изучаемого минерала; 5) полученные данные наносят на диаграмму номенклатуры моноклинных пироксенов (см. рис. 18), где находят название данного минерала и определяют процентное содержание в нем отдельных минералов.

Моноклинные пироксены неустойчивы к процессам литогенеза. Диопсид и авгит при выветривании замещаются гидроксидами железа и хлоритами. Они обычно исчезают в гидрослюдистой зоне каолинитового профиля выветривания. Однако в некоторых разрезах, как показал в 1969 г. Г. Ю. Казанский, авгит обнаружен в нижних частях гидрослюдисто-каолинитовой зоны. Сохранность его, по-видимому, объясняется меньшим воздействием промывного гидролиза. Сопrotивляемость выветриванию эгирина выше, чем у диопсида и авгита. Вначале он распадается на чешуйки зеленого или буроватого цвета, которые затем замещаются гидрохлоритом и далее ферригаллуазитом. Отдельные зерна эгирина можно встретить в верхней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны.

В профиле выветривания монтмориллонит-каолинит-охристого типа моноклинные пироксены преобразуются в хлорит, гидрохлорит и галлуазит или в железистые монтмориллониты, галлуазит и гидроксиды железа. Сопутствующими образованиями по наблюдениям И. И. Гинзбурга в 1947 г. могут быть минералы кремнезема и кальцит.

На стадии раннего катагенеза имеет место растворение моноклинных пироксенов и образование характерных зубчатых ограничений зерен. Наиболее часто в осадочных породах встречаются представители серии диопсида, авгита, отмечаются пжрониты и эгирин-авгиты.

Диопсид и геденбергит. $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и $\text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинные. Оптические свойства: $n_g=1,696-1,756$; $n_m=1,672-1,735$; $n_p=1,665-1,727$; $n_g-n_p=0,031-0,029$. Двусосные, оптически

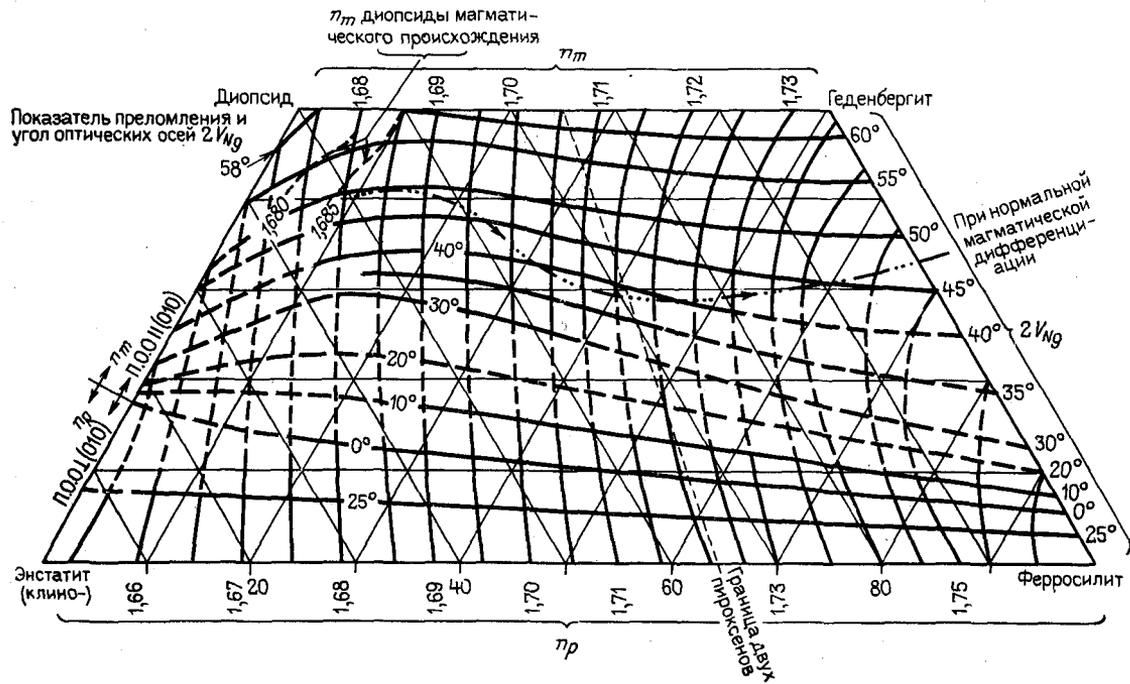


Рис. 19. Колебания оптических свойств моноклинных пироксенов.
По В. Е. Трегеру

положительные: $+2V=56-63^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=22-32^\circ$; $Nm \parallel b$; $cNg=38-48^\circ$. Спайность совершенная по (110), ясная по (010). Отдельность по (100) и (001). Плотность $(3,25-3,62) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—7. Образуют изоморфный ряд диопсид—салит—ферросалит—геденбергит, дающий полную серию твердых растворов между конечными членами. В минералах серии имеет место замещение ионов: Si замещается Al; Mg и Fe^{2+} замещаются Mn и Zn. Присутствуют также Cr и Ti.

Диопсид окрашен в бледные оттенки грязно-зеленого или серого цвета, геденбергит темно-зеленый до черно-зеленого. Диопсид в шлифах бесцветный, салит и ферросалит бесцветны или имеют зеленоватую окраску, геденбергит зеленый, плеохроирующий: по Np —светло-серый, голубовато-зеленый; по Nm —зеленый, светлый голубовато-зеленый; по Ng —зеленый, желтовато-зеленый. Иногда наблюдаются двойники: простые и полисинтетические.

Минералы серии диопсида—геденбергита трудно отличить от авгита. В общем случае они диагностируются несколько большими двупреломлением и углом оптических осей либо методом, описанным выше, с использованием точных значений $2V$ и n_p . При наличии поперечных разрезов хорошо образованных призматических кристаллов диагностика производится по форме сечений: они имеют квадратные и восьмиугольные формы, где грани пинакоида заметно больше расположенных между ними граней призмы. Для разрезов правильных кристаллов авгита характерны восьмиугольники с одинаково развитыми сторонами.

Авгит. $Ca(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Al)_2[(Si, Al)_2O_6]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,694-1,772$; $n_m=1,676-1,750$; $n_p=1,670-1,743$; $n_g-n_p=0,024-0,029$. Двусосный, оптически положительный: $+2V=42-70^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=23-31^\circ$; $Nm \parallel b$; $cNg=39-47^\circ$. Спайность совершенная по (110), ясная по (010). Отдельность $\parallel(100)$. Плотность $(3,35-3,45) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—6. Август отличается значительным разнообразием химического состава, определяемого наличием переходных разновидностей: ферроавгитов, субкальциевых авгитов и ферроавгитов, богатых алюминием и железом. Различия в содержаниях микроэлементов могут быть обусловлены условиями кристаллизации расплава. Некоторые августы основных глубинных пород, особенно толеитового ряда, содержат пластинчатые вставки продуктов распада, сложенные бедной кальцием фазой.

Цвет августа от светло-бурого и зеленого до бурого и черного. В шлифах он бесцветен или слегка розоватый и буроватый. Ферроавгит окрашен в зеленые и бурые тона; плеохроичен: по Np —светло-зеленый, светло-бурый, зеленый; по Nm —светло-бурый, светлый желто-зеленый; по Ng —светло-зеленый, серовато-зеленый. Его разновидность, богатая титаном (титан-авгит), имеет в шлифах бледно-фиолетовую окраску, богатые натрием (эгиринавгиты)—зеленую. Иногда наблюдаются двойники, чаще всего простые.

Эгири́н-авги́т. $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,750-1,810$; $n_m=1,730-1,796$; $n_p=1,716-1,762$; $n_g-n_p=0,034-0,048$. Двуосный, оптически положительный и отрицательный: $+2V=80^\circ$, богатый диопсидом; $r>v$; $-2V=70^\circ$, богатый эгирином; $r<v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=0-30^\circ$; $Nm\parallel b$; $aNg=16-46^\circ$. Спайность совершенная по (110), под углом 93° , ясная по (010), отдельность по (001). Плотность $(3,40-3,55) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—6.

Эгири́н-авги́ты характеризуются колебаниями химического состава. В прямой зависимости находится содержание Na и K от Fe^{2+} , Ti, Al в шестерной координации и V, содержание Mg и Fe^{3+} от Ca.

Он обладает цветом темно-зеленым до черного, желтовато-зеленым или бурым. В шлифах окрашен и плеохроирует: по Np — зеленый; по Nm — светло-зеленый; по Ng — светло-зелено-желтый, светло-коричнево-желтый. Часто зонален.

Пижонит. $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,705-1,751$; $n_m=1,684-1,722$; $n_p=1,682-1,722$; $n_g-n_p=0,023-0,029$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=0-25^\circ$ в плоскости $\perp(010)$; $r>v$; редко $+2V=0-30^\circ$ в плоскости (010); $r>v$. Ориентировка оптической индикатрисы: большей частью $Np\parallel b$; $aNm=21-28^\circ$; $cNg=37-44^\circ$. Редко $aNp=21-28^\circ$; $Nm\parallel b$; $cNg=37-44^\circ$. Спайность совершенная по (110), под углом $92^\circ 30'$; ясная по (100) и (010); часто наблюдается отдельность по (001). Плотность $(3,30-3,46) \cdot 10^3$. Твердость 6.

Пижониты — бедные кальцием моноклинные пироксены, содержащие 5—15% CaSiO_3 . Основные колебания составов вызваны замещением Mg на Fe^{2+} . В большинстве пижонитов много Mn. Наблюдаются колебания в содержаниях Ca, Al, Na, Cr, Fe^{3+} , Ti.

В материнских породах пижониты представляют собой продукт быстрой кристаллизации магматического расплава в лавах и малых интрузиях. Образуется он и в относительно ранних дифференциатах гипабиссальных интрузивов. Цвет бурый, зеленовато-бурый, черный. В шлифах бесцветный, иногда слегка буровато-зеленоватый или желтовато-зеленоватый. Плеохроизм обычно отсутствует. Главной особенностью пижонитов является малый угол оптических осей. Легче всего это устанавливается на федоровском столике. Положение Np , Nm , Ng определяется с трудом ввиду малого угла оптических осей. Иногда встречаются двойники, простые или полисинтетические. Для пижонитов обычна зональность, обусловленная изменением угла $2V$ от ядра к периферии зерен.

Воластонит. $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Триклинный. Трические свойства: $n_g=1,632-1,636$; $n_m=1,630-1,634$; $n_p=1,618-1,622$; $n_g-n_p=0,014$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=36-42^\circ$; $r>v$, четкая. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=28-34^\circ$; $bNm=3-5^\circ$; $aNg=34-39^\circ$. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность совершенная по (100), хорошая по (001)

и $(\bar{1}02)$; в разрезах, параллельных (010) , $(100) : (001) = 84,5^\circ$; $(100) : (\bar{1}02) = 70^\circ$. Плотность $(2,87-3,09) \cdot 10^3$. Твердость 4,5—5.

Состав обычно отвечает формуле $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$, но Ca в заметных количествах может замещаться железом и марганцем, в меньшей мере магнием. Н. Боуэн показал, что в системе $\text{CaSiO}_3-\text{FeSiO}_3$ волластонит образует серию твердых растворов. Вхождение в структуру Fe и Mn увеличивает плотность и показатели преломления волластонита. Угол оптических осей и двупреломление меняются мало. При инверсии железистого волластонита имеет место образование включений пироксена из серии геденбергита—ферросилита.

В материнских породах—скарнах и мраморах кристаллы имеют таблитчатую и короткопризматическую форму. При переносе они легко окатываются, поэтому в осадках волластонит обычно встречается в округлых зернах. Цвет белый, иногда серебристый или розоватый. В шлифах бесцветен. Нередко наблюдаются двойники по (100) .

Волластонит неустойчив к процессам химического выветривания. Легко переходит в кальцит.

Ленточные силикаты

Тремолит, актинолит, ферроактинолит. $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$, $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$, $\text{Ca}_2\text{Fe}_5^{2+}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$. Моноклинные. Оптические свойства: $n_g = 1,624-1,667-1,704$; $n_m = 1,613-1,659-1,699$; $n_p = 1,600-1,647-1,688$; $n_g - n_p = 0,024-0,020-0,026$. Двуосные, оптически отрицательные: $-2V = 85-80-74^\circ$; $r < v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp = 1-6^\circ$; $Nm \parallel b$; $cNg = 11-17^\circ$. Удлинение положительное. Спайность по призме (110) совершенная, под углом $55^\circ 45'$; несовершенная по (010) . Плотность $(2,98-3,44) \cdot 10^3$. Твердость 5—6.

В серии твердых растворов тремолит—ферроактинолит имеет место замещение магния железом в количестве от 0 до 50%. Вхождение в структуру Fe увеличивает плотность и показатели преломления минералов актинолитового ряда (рис. 20). В небольшой степени для серии в целом характерно непрерывное замещение кремния алюминием, указывающее на изоморфизм между членами рассматриваемого ряда и роговыми обманками. Как примесь могут присутствовать Na, K, Mn, F.

Эти силикаты встречаются в виде зерен призматического и волокнистого строения, иногда угловато-окатанных, удлиненных, часто с неровными ступенчатыми и зубчатыми очертаниями. Цвет от белого и серовато-белого для тремолита до зеленого разных оттенков для железистых разновидностей. Окраска распределяется пятнами, иногда в виде полос, поперечных удлинению.

В шлифах тремолит бесцветен, железистые разновидности бледно-зеленые. Плеохроизм по схеме: Np —светло-желто-зеленые;

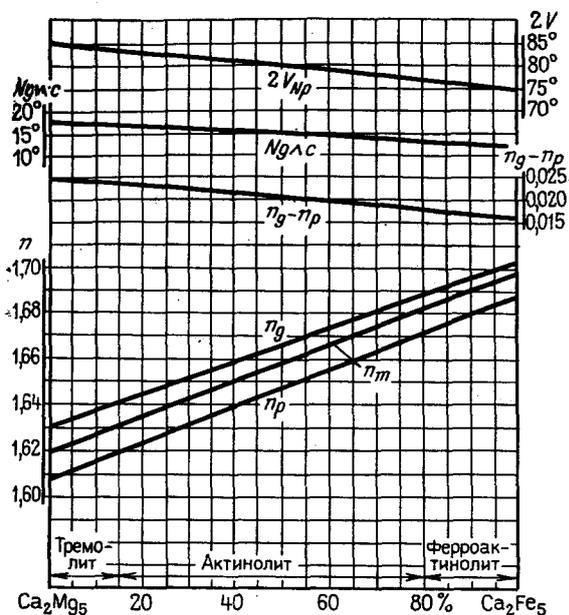


Рис. 20. Изменение оптических свойств минералов актинолитового ряда. По В. Е. Трегеру

Nm — светло-зеленые; Ng — светло-синевато-зеленые. Иногда наблюдаются простые, реже полисинтетические двойники.

Актинолит может сохраняться в нижней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны каолинитового профиля выветривания. Затем он замещается гидрослюдой, гидрохлоритом и гидроксидами железа. Устойчивость тремолита изучена недостаточно. В 1969 г. Ю. П. Казанский предположил, что он более стойкий, чем актинолит, так как в продуктах переотложения волокнистая разность часто ассоциирует с андалузитом, дистеном, ставролитом. В монтмориллонит-каолинит-охристом профиле выветривания эти силикаты прослеживаются по всему разрезу. При разрушении актинолита образуется мелкочешуйчатый или тонковолокнистый хлорит.

На стадии раннего катагенеза имеет место растворение амфиболов. Как новообразование актинолит известен на Паужетском месторождении гидротермальных систем.

Роговая обманка. $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[\text{Si}_3(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$. Моноклинная. Оптические свойства: $n_g = 1,644 - 1,704$; $n_m = 1,637 - 1,697$; $n_p = 1,630 - 1,678$; $n_g - n_p = 0,014 - 0,026$. Двусная, оптически отрицательная: $-2V = 63 - 87^\circ$; $r \geq v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \sim \|a$; $Nm \| b$; $cNg = 15 - 27^\circ$. Спайность по призме (110) совершенная, под углом $\sim 56^\circ$; несовершенная по (010). Удлинение положительное. Плотность $(3,06 - 3,40) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—6.

Роговая обманка отличается сложностью химического состава. При постепенном переходе к другим представителям ряда (эденит-ферроэдениту, чермакит-феррочермакиту) имеет место широкое изменение соотношений Ca и Na, Mg и Fe²⁺, Fe³⁺ и Al, Al и Si. В разных количествах присутствуют примеси K, Li, Ba, Sr, Ti, Mn, Ni, Cr и других элементов. Точная связь между химизмом и оптическими свойствами не установлена.

Роговая обманка представлена призматическими и удлиненно-призматическими пластинками по спайности (110), полуокатанными зернами с зазубренными концами, реже встречаются неправильные полуокатанные и окатанные зерна. Цвет зеленый и бурый темных оттенков до черного.

В шлифах она имеет зеленый или зеленовато-бурый цвет. Плеохроизм резкий: *Ng* — оливково-зеленый, коричнево-зеленый, синезеленый; *Nm* — желто-зеленый, оливково-зеленый, зеленый; *Np* — светло-желто-зеленый, светло-желто-коричневый; светло-желтый. Определенный цвет всегда сохраняется в данном амфиболе по всем трем осям, что позволяет отличать обыкновенные роговые обманки от актинолита и щелочных амфиболов. Вокруг включений минералов, содержащих радиоактивные элементы (апатит, титанит, ортит, циркон), наблюдаются плеохроичные оболочки. Иногда имеют место зонарная структура, простые или полисинтетические двойники.

Роговая обманка неустойчива к процессам химического выветривания. В гидрослюдистой зоне каолинитового профиля, по данным Ю. П. Казанского, она замещается хлоритом. В монтмориллонит-каолинит-охристом профиле ее разрушение начинается в зоне выщелачивания, резкое сокращение количества — в зоне усиленной глинизации. В зависимости от условий выветривания продукты изменения будут различны. Ю. С. Лебедев в 1965 г. отметил, что хлорит развивается по амфиболу в щелочных условиях, нонтронит — в слабощелочных, а в кислых минерал разлагается на отдельные оксиды. Е. Г. Куковский в 1964 г. путем электролиза при pH=5,4 получил монтмориллонит.

Глаукофан. $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,627-1,657$; $n_m=1,622-1,656$; $n_p=1,606-1,642$; $n_g-n_p=0,021-0,015$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=0-60^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNg=4-14^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNp=0-10^\circ$. Удлинение положительное. Спайность по (110) совершенная, под углом 56° . Плотность $(3,07-3,33) \cdot 10^3$. Твердость 6.

Глаукофан относится к группе щелочных амфиболов. В структуре имеет место замещение Mg на Fe²⁺, вследствие чего встречаются составы, промежуточные между глаукофаном, рибекитом и магнезиорибекитом.

Наблюдается в удлиненных зернах и обломках призматических кристаллов. Кристаллы могут иметь несколько закругленные концы и содержать непрозрачные включения. Характерна голубовато-

серая, фиолетово-серая, синеватая, темно-фиолетовая, часто неравномерная окраска.

В шлифах характерен плеохроизм в синих и фиолетовых тонах: Ng — лазурно-синий, синевато-бурый, ультрамариново-синий; Nm — красновато-фиолетовый, лавандово-синий, фиолетовый; Np — бесцветный, синевато-зеленый, зеленовато-желтый. Схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$.

В процессе химического выветривания неустойчив. В гидрослюдистой зоне каолинитового профиля выветривания переходит в хлорит-гидрослюдистый агрегат, в зоне сильно разложивших пород монтмориллонит-каолинит-охристого выветривания преобразуется, по-видимому, в гидрослюда и монтмориллонит.

Слоистые алюмосиликаты

Мусковит. $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,588—1,624$; $n_m = 1,582—1,619$; $n_p = 1,552—1,570$; $n_g - n_p = 0,036—0,054$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 35—50^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp = 89^\circ 30'$ до 88° ; $aNm = 0^\circ 30'$ до 2° ; $Ng \parallel b$. Спайность весьма совершенная по (001). Погасание прямое или почти прямое. Удлинение положительное. Плотность $(2,77—2,88) \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3.

Мусковиты редко имеют химический состав близкий к идеальному. Обычны следующие изоморфные замещения: К может замещаться Na, Rb, Sc, Ca, Ba; октаэдрический Al замещается Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Li, Cr, Ti, V. Гидроксидная группа OH может замещаться F, а соотношение кремнекислоты и глинозема Si_6Al_2 может изменяться до Si_7Al . При замещении К на Na имеет место самостоятельный минеральный вид — парагонит. Мусковиты со значительной примесью Ba называются эллахеритами; а содержащие до 17 % V_2O_5 , замещающего Al_2O_3 , — роскоэлитами; до 6 % Cr_2O_3 — фукситами. Мусковиты часто содержат по 2—4 % Fe_2O_3 и FeO, до 2 % MnO. В том случае, когда в них присутствует до 3,5 % Li_2O , они называются литиевыми мусковитами; при большом содержании Li_2O их рассматривают как самостоятельный минеральный вид — лепидолиты. Фенгиты имеют отношение $Si/Al = 3:1$, увеличение количества Si сопровождается замещением Al на Mg или Fe^{2+} . Фенгит с высокой концентрацией Cr называется марипозитом марганца — алургитом. Серицитом, оказавшимся иллитом (гидрослюдой), обозначается тонкозернистый мусковит или парагонит с высоким содержанием SiO_2 , MgO, H_2O и низким K_2O . Гидромусковит характеризуется большим количеством воды, иногда магния и низким K_2O . Термин «иллит» применяется для обозначения слюдистых минералов глин и нередко смешаннослойных образований.

Мусковит как аллотигенный минерал наиболее часто встречается в районах распространения гранитов и кристаллических сланцев. Встречается в виде табличек и листочков с неровными или неправильными очертаниями, иногда расщепленных и изогнутых.

В осадочных породах часто деформирован и изогнут в соответствии с контурами терригенных минералов. Он бесцветен, желтоватый, буроватый, бледно-розоватый, зеленоватый. Прозрачен или просвечивает.

В шлифах мусковит бесцветен, редко бледно-зеленый. Плеохроизм отсутствует или очень слабый. В разрезах, перпендикулярных к спайности, наблюдается псевдоабсорбция. Содержит включения кварца, апатита, рутила, турмалина, циркона, пузырьков жидкости и газа. Интерференционные окраски чистые, яркие, в разрезах вдоль спайности — сероватые, белые, желтоватые. Нередко обнаруживается волнистое или облачное погасание. Иногда наблюдаются полисинтетические двойники по (001). В разрезах, параллельных спайности, мусковит можно спутать с кварцем, от которого отличается ясной фигурой двусного минерала.

Из слюд — это наиболее устойчивый минерал. Он подвергается разрушению в верхней части разреза каолинит-гидрослюдистой зоны продуктов выветривания гранитов, гнейсов и осадочных пород. Изменения, по наблюдениям В. П. Петрова в 1948 г., начинаются сорбцией воды; затем имеет место вынос калия и замещение его оксонием. При выносе калия уменьшаются показатели преломления и двупреломления. В верхней зоне выветривания мусковит преобразуется в каолинит. Замещение каолинитом происходит послойно [48]. Пакеты каолинитовых слоев «переслаиваются» с мусковитовыми пакетами, образуя неупорядоченный сросток каолинит-мусковита. А. Г. Коссовская и В. А. Дриц в 1970 г. и позже (1974 г.) С. С. Чекин, В. И. Финько и Н. Д. Самотойн установили, что «гидромусковит» и «гидросерицит», выделяемые в каолинах, представляют собой мусковитовые слюды, частично замещенные каолинитом.

Мусковит отличается большой устойчивостью к процессам изменения осадочных пород. Преобразования, по наблюдениям Н. В. Логвиненко, происходят в двух направлениях: гидрослюдизация в щелочной среде и каолинизация в кисл. При длительном изменении он переходит в гидрослюды диоктаэдрического типа или каолинит. Значительная часть мусковита остается неизменной или слабоизменной.

Процесс преобразования аллотигенного мусковита в непродуктивных кварцевых песчаниках верхнего визе Днепровского грабена наблюдал в 1984 г. А. А. Никитин. На этапе раннего катагенеза происходит слабая гидратация мусковита, изменение показателей преломления, понижение интерференционной окраски. В зоне среднего катагенеза идет интенсивное расщепление концов чешуек мусковита с последующим их замещением на этапе глубинного катагенеза каолинитом или гидрослюдой. Наиболее ярко данная последовательность преобразования выражена в крупных, 1—2 мм в длину, чешуйках мусковита. Иногда преобразование имеет место в диагенезе. В серых слоях непродуктивных песчаников чешуйки мусковита вспучены по всей их длине вдоль плоскости (001) и частично замещаются диагенетическим каолинитом. Формируется сло-

истый агрегат, состоящий из перемежающихся по оси *c* диагенетического каолинита и неизмененного мусковита. В продуктивных отложениях мусковит испытывает либо слабую гидратацию и слабое расщепление, либо вообще не изменен. Катагенетически измененный мусковит наблюдается только в непродуктивных песчаниках.

Как новообразование мусковит появляется, по наблюдениям Н. В. Ловвиненко и В. Н. Шванова, в самом начале метаморфизма. Он обнаружен также в гидротермальной системе Горячий Пляж.

Биотит. $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,610-1,697$; $n_m=1,609-1,696$; $n_p=1,571-1,616$; $n_g-n_p=0,039-0,081$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=0-35^\circ$; $r < v$ у железистых биотитов; $r \geq v$ у магнезиальных биотитов. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=90^\circ$ (до 81°); $Nm \parallel b$; $aNg=0$ (до 9°). Спайность весьма совершенная по (001). Погасание почти всегда прямое. Удлинение положительное. Плотность (2,7—3,3) · 10³. Твердость 2,5—3.

По соотношению Mg, Fe²⁺, Si, Al поле составов биотита ограничено четырьмя крайними членами: флогопитом $K_2Mg_6[Si_6Al_2 \times O_{20}](OH)_4$; истонитом $K_2Mg_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$; аннитом $K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ и сидерофиллитом $K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{20}] \times (OH)_4$. И. А. Островский и В. П. Петров в 1940 г. показали, что в составе биотитов самостоятельное значение имеет и оксидно-железистый компонент — оксилепидомелан примерного состава $H_4K_2Fe_6^{3+}Al_2Si_6O_{24}$. Природные биотиты имеют промежуточные составы. Собственно биотитами называют слюды с отношением Mg/Fe < 2 : 1, флогопитами — Mg/Fe > 2 : 1. Биотиты, богатые оксидом железа (II), называют лепидомеланами, богатые оксидом железа (III), — оксибиотитами.

В биотитах проявляются также следующие изоморфные замещения: калий замещается Na, Ca, Ba, Rb, Si; Fe²⁺ до 10—15 % на формульную единицу замещается Mn; Al замещается Li (протолитиониты) и Ti (титанобиотиты).

Биотиты гранитоидных пород имеют железистость 50—100 %. Железистость биотитов средних и основных пород — 30—60 %. Богатые титаном основные породы характеризуются повышенной титанистостью биотитов. Биотиты высокометаморфизованных пород более магнезиальны. В биотитах эффузивных пород проявляется окисление железа и распад структуры биотита. Окраска биотитов зависит от состава, главным образом от содержания TiO₂ и отношения Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO). Повышенная концентрация Ti вызывает красно-бурую окраску, высокое содержание оксида железа (III) — зеленую. Бурая окраска появляется у биотита при незначительных количествах TiO₂ и одновременно низких Fe₂O₃. При низком содержании Fe₂O₃ и очень небольшом TiO₂ цвет будет зеленым. Промежуточные соотношения Fe³⁺ и Ti обуславливают желтую или зеленовато-бурую окраску.

Биотит встречается в виде тонких угловатых и полуугловатых

пластинчатых зерен с неправильными краями, реже табличек гексагональной формы. Нередко обломки деформированы, а края имеют следы коррозии, часто наблюдаются штриховка и многочисленные включения рутила, анатаза, пирита, ильменита, циркона. Включения рутила образуют иногда сагеновскую решетку.

В шлифах цвет биотита бурый разных оттенков с переходами к черному, оранжево-красному, зеленому. В разрезах минерала, перпендикулярных к плоскости спайности, имеет место интенсивный плеохроизм от серо-желтого, коричнево-зеленого, оранжево-коричневого по *Np* до темно-коричневого, темно-зеленого и темно-красно-коричневого по *Ng*. Сечения вдоль спайности не действуют на поляризованный свет. Вокруг включений минералов имеет место сгущение окраски. Цвета интерференции высокие, но подчас затушевываются собственной окраской минерала. Чрезвычайно характерна для биотита весьма совершенная спайность. Погасание вдоль спайности прямое или почти прямое. В момент погасания наблюдается мерцание интерференционных окрасок. В сечениях вдоль табличек минерала спайность не видна.

Биотит — неустойчивый минерал. В гидрослюдистой зоне каолиновой коры выветривания щелочных магматических пород, гранитов и осадочных образований он вначале подвергается дезинтеграции и гидратации. Одновременно из минерала выносятся Fe и Mg, происходит его осветление. Этот процесс сопровождается уменьшением показателя преломления и силы двупреломления биотита. Е. Г. Куковский в 1966 г. описал гидробиотит из коры выветривания гранита, состоящий из гидратированных (1,4 нм) и негидратированных (1,0 нм) пакетов. В следующую стадию за счет мелких чешуек происходят аморфизация данного минерала, синтез освободившихся оксидов, образование каолинита. В особых условиях в коре выветривания щелочных магматических пород промежуточными продуктами между гидробиотитом и каолином являются гидрохлорит и вермикулит. Конечные продукты выветривания биотита в рассматриваемом профиле представлены гидрослюдой, каолином, гидроксидами железа, оксидами титана.

Последовательность изменения биотита в алюмосиликатной среде (кора выветривания гранитов и гранитоидов) описал С. С. Ченин [48]. Вначале в нем вдоль плоскости спайности появляются столбчатые кристаллики каолинита, плоскостью (001) ориентированные параллельно плоскости (001) биотита. Выше по разрезу пакеты биотитовых слоев становятся тоньше за счет увеличения количества прожилков каолинита. В каолиновой зоне на месте биотита возникают крупные разбухшие каолиновые псевдоморфозы, в которых иногда сохраняются реликты пакетов биотита. Дифрактометрически установлено, что он замещается каолином, минуя стадию вермикулита или каких-либо смешаннослойных образований.

На стадии диагенеза в зависимости от условий среды биотит преобразуется либо в каолинит, либо в гидрослюду. Отмечено его замещение глауконитом.

Изменения биотита в зоне катагенеза рассматривались в 60-х годах А. Г. Косовской, А. В. Копелиовичем и Н. В. Логвиненко. В щелочных условиях он обесцвечивается, переходит в яблочно-зеленые и зеленые слюды, далее в гидробиотит (и вермикулит), хлорит и гидрохлорит. Как и при выветривании, из биотита выносятся железо, магний, титан, частично щелочи. Здесь же на листочках слюды или вокруг нее, при соответствующих условиях образуются пирит, сидерит, рутил. При многократном изменении характера процесса гидробиотиты и вермикулит дают начало смешаннослойным минералам. В кислой среде, обычно в цементе зернистых и глинистых пород, биотит преобразуется в каолинит. Одновременно идут процессы его аморфизации. В зоне позднего метабенеза обломочный биотит замещается пакетами мусковита и хлорита.

Каркасные алюмосиликаты

Плагиоклазы

Плагиоклазы представляют собой непрерывный изоморфный ряд двух компонентов: альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{X} \times \text{Si}_2\text{O}_8]$. В количестве до 12 % присутствует ортоклазовая составляющая $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. В ограниченных количествах встречаются Ti , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn , Mg , Ba , Sr .

Группа плагиоклазов включает шесть минералов: *альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит*. В соответствии с предложением Е. С. Федорова они обозначаются с помощью номеров, отражающих процентное содержание анортита: 0—10, 11—30, 31—50, 51—70, 71—90, 91—100. По относительному количеству кремнекислоты плагиоклазы № 0—30 относят к кислым, № 31—50 к средним и № 51—100 к основным разностям.

Сингония плагиоклазов триклинная. Оптические свойства зависят от состава и внутреннего строения. Состав влияет на резкое изменение ориентировки оптической индикатрисы и всех оптических свойств (рис. 21), внутреннее строение — на некоторое изменение оптической ориентировки, угла оптических осей, оптический знак и мало — на показатель преломления.

По внутреннему строению выделяют неупорядоченные, или высокотемпературные, плагиоклазы и упорядоченные, или низкотемпературные. Первые характерны для быстростывающих эффузивных и большей части гипабиссальных пород. Вторые представляют собой плагиоклазы глубинных магматических пород, образующиеся при медленном остывании магмы. К ним же относятся плагиоклазы пегматитов и метаморфических пород.

Известно, что структура плагиоклазов представляет собой каркас из связанных между собой тетраэдров (Si, Al)—O, большие полости которых заполнены ионами Ca и Na. В высокотемпературных плагиоклазах в отличие от низкотемпературных нет строгого порядка в чередовании ионов кремния и алюминия. Поэтому усло-

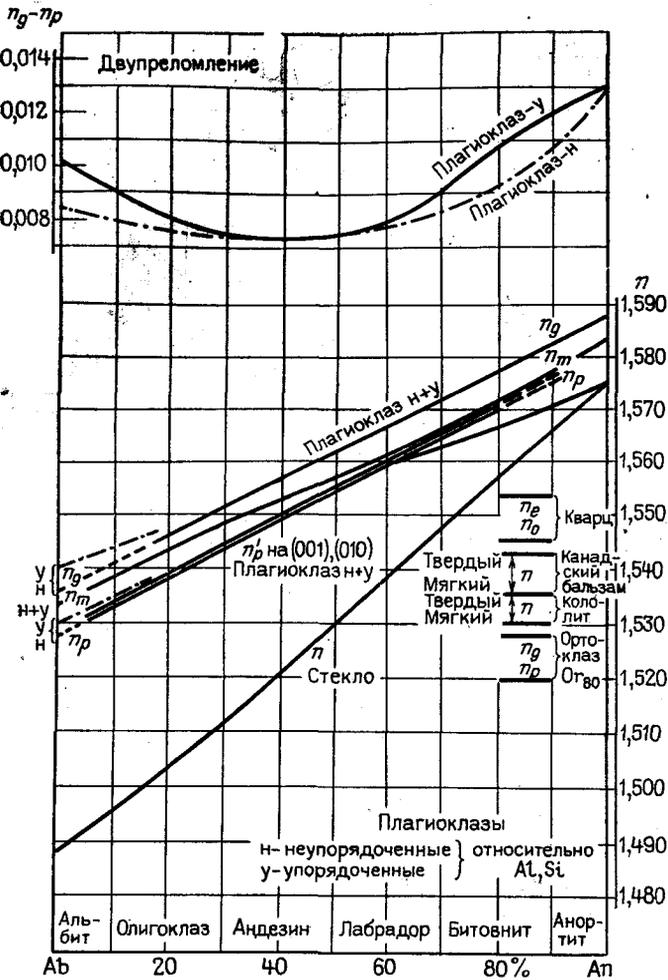


Рис. 21. Зависимость оптических свойств от состава плагиоклазов. По В. Е. Трегеру

вия прохождения света и оптические свойства таких кристаллов будут отличаться. В зависимости от того, используются ли диаграмма В. В. Никитина для низкотемпературных плагиоклазов или диаграмма А. Н. Заварицкого для высокотемпературных, разница в определении номера плагиоклаза составит 3—13%. Он будет отличаться от номера плагиоклаза, определенного по показателю преломления.

Показатели преломления плагиоклазов колеблются в следующих пределах, закономерно возрастают от альбита к анориту: $n_g = 1,538—1,590$; $n_m = 1,531—1,585$; $n_p = 1,527—1,577$. Величина

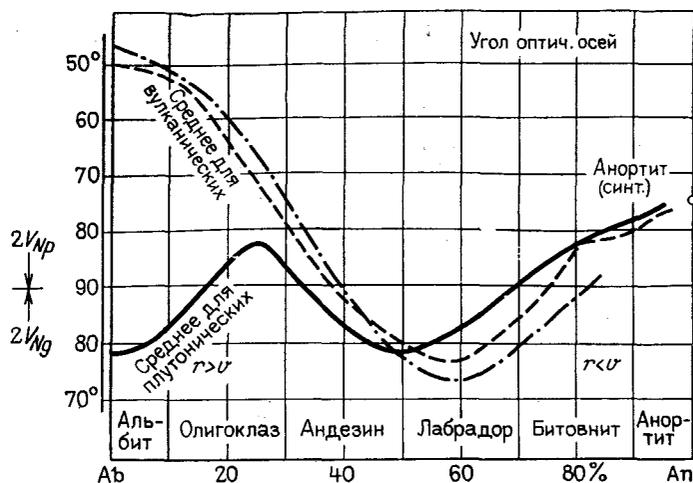


Рис. 22. Колебания угла оптических осей плагиоклазов в связи с изменением их состава и степени упорядоченности. По В. Е. Тререву

$n_g - n_g$ изменяется от 0,011—0,009 у альбита до 0,007 у андезина, увеличиваясь затем до 0,013 у анортита. Плагиоклазы — двуосные минералы, оптически положительные и отрицательные. Величина и знак угла оптических осей неодинаковы у его высоко- и низкотемпературных разновидностей, неоднократно меняются при переходе от альбита к анортиту (рис. 22). Вследствие этого $2V$ и оптический знак плагиоклазов не рекомендуются для целей их идентификации. Спайность совершенная по (001), хорошая по (010); угол между спайностью $\sim 86^\circ$. Имеется также плохая спайность по (110) и (1 $\bar{1}$ 0), пересекается под углом 59° . Погасание, за исключением олигоклаза, косое. Плотность $(2,63—2,76) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5.

Среди аллотигенных компонентов распространены кислые плагиоклазы, достаточно многочисленны средние, редко встречаются основные. Преобладание основных и средних плагиоклазов при полном отсутствии кварца, по мнению Г. А. Шеметова, является одним из критериев выделения вулканогенной примеси в обломочных породах. Состав плагиоклазов в глубоководных песках определяется, как показал в 1984 г. Б. Ж. Мейнард, типом континентальных окраин. Островные дуги, сложенные вулканогенными породами, характеризуются преобладанием Са-плагиоклазов. На пассивных окраинах пески обогащены альбитом, переотложенным из более древних отложений. На окраинах андского типа состав плагиоклазов определяется соотношением осадочных и метаморфических пород в питающей провинции.

Преобладающей формой обломков плагиоклазов являются зерна со ступенчатыми ограничениями и пластины. В песчаниках с

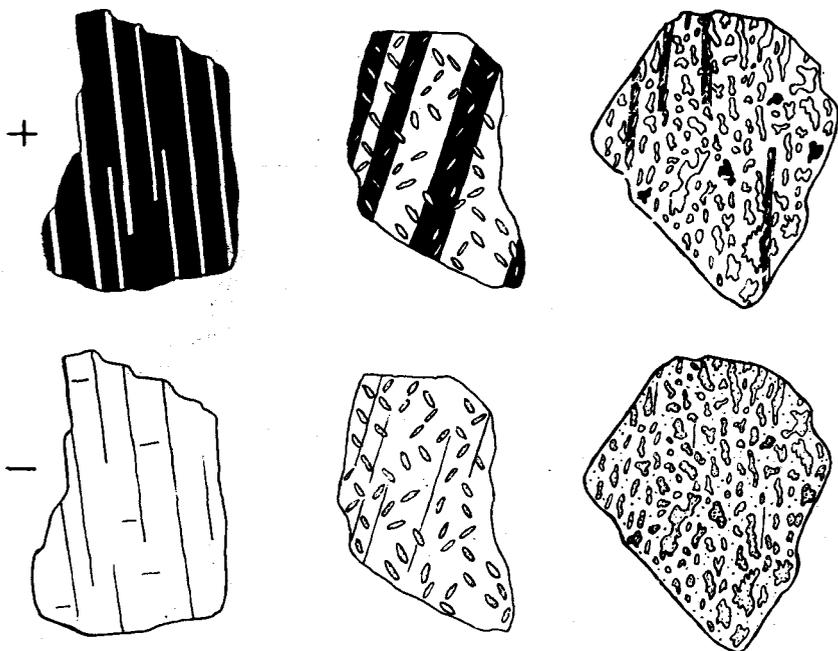


Рис. 23. Характер серицитизации в зернах аллотигенного плагиоклаза. Нижняя юра. Присяянская свита. Ув. 50.

Верхний ряд с анализатором, нижний — без анализатора

хемогенным и глинистым цементом отмечена коррозия обломков. Явления регенерации возможны для зерен любого состава. Окраска бесцветная, белая, серая, иногда с зеленоватым, синеватым или красноватым оттенком. В шлифах неизмененные плагиоклазы бесцветны. Альбит (по N_g) и олигоклаз-альбит не имеют рельефа (третья группа), остальные плагиоклазы имеют положительный рельеф (четвертая группа). У всех плагиоклазов отсутствует шагреньевая поверхность. Из включений отмечены рудные минералы, рутил, циркон, апатит.

Плагиоклазы легко узнать, используя анализатор: в неизмененном состоянии у них почти всегда наблюдаются полисинтетические двойники, состоящие из строго параллельных чередующихся темных и светлых полос, гаснущих и просветляющихся восемь раз при повороте столика микроскопа. Ширина двойниковых полос, как правило, свидетельствует об их составе: узкие двойниковые полоски имеют кислые плагиоклазы, широкие — основные. При отсутствии двойникования или в разрезах, параллельных (010), плагиоклазы отличаются от кварца наличием спайности и иным по сравнению с калиевыми полевыми шпатами показателем преломления. Помогают отличить плагиоклазы от этих минералов и вто-

ричные изменения, особенно серицитизация (гидрослюдизация). Полностью серицитизированный плагиоклаз хотя и теряет двойниковую структуру, но всегда четко распознается по наличию множества мелких ярко двупреломляющих чешуек на поверхности зерен. Степень серицитизации увеличивается с ростом основности плагиоклазов и явно унаследована от материнских пород (рис. 23).

Наиболее распространенные законы двойникования — альбитовый и периклиновый, реже карлсбадские. В плагиоклазах от № 0 до № 70 указанные законы двойникования можно приблизительно определить под обычным микроскопом по расположению оптических осей индикатрисы N_g и N_p к грани (010). Отрицательное удлинение свидетельствует, по-видимому, об альбитовом законе, положительное — о периклиновом. Встречаются полисинтетические двойники и по другим более редким законам, иногда наблюдаются простые манебахские и более редкие бавенские двойники. Очень редко имеются несдвойникованные зерна. Еще раз напомним, что двойники отсутствуют в разрезах, параллельных (010). Законы двойникования определяются на столике Федорова. Иногда плагиоклазы имеют зональное сложение, резко проявляющееся во вкрапленниках некоторых андезитов и их туфах.

Диагностика плагиоклазов внутри плагиоклазовой группы проводится в шлифах определенном положении оптической индикатрисы относительно кристаллографических направлений на столике микроскопа или с применением универсального столика Федорова и измерением показателя преломления минералов в иммерсионных препаратах.

Метод определения плагиоклазов на столике Федорова

Способ определения плагиоклазов на столике Федорова изложен во многих работах. Добавим лишь, что при необходимости одновременно установить состав плагиоклаза и степень его упорядоченности применяют диаграмму Марфунина. Удобством диаграммы является наличие не только кривых для упорядоченных и неупорядоченных плагиоклазов, но и промежуточных данных для плагиоклазов с разной степенью упорядоченности. Диаграмма составлена для кислых и средних плагиоклазов.

В. Д. Шутов в 1956 г. предложил применять универсальный метод в сочетании с принципом иммерсии. Иммерсионной средой в препарате являлась постоянная среда канадского бальзама, с которой сравнивалось светопреломление полевых шпатов различных оптических сечений, а затем определялись их оптические свойства. Практика показывает, что при массовых исследованиях, особенно изучении плагиоклазов в легкой фракции литологических проб, предпочтение отдается не федоровскому, а иммерсионному методу.

Метод определения плагиоклазов по углу максимального симметричного угасания в разрезах, перпендикулярных к (010) — метод Мишель-Леви

Для определения плагиоклазов методом Мишель-Леви выбирают разрезы, перпендикулярные к плоскости (010). Разрезы должны отвечать следующим требованиям:

1) содержать полисинтетические двойники, в которых двойниковые плоскости равномерно освещены в положении совмещения с вертикальной и горизонтальной нитями микроскопа и под углом 45° к кресту нитей;

2) граница между двойниковыми полосками должна быть резкая, недвигающаяся при передвижении тубуса микроскопа;

3) две смежные двойниковые полоски должны иметь симметричное погасание, т. е. при повороте столика микроскопа в противоположные стороны то один, то второй двойник гаснет, причем углы погасания равны или, в крайнем случае, отличаются на $2-3^\circ$;

4) при определении угла угасания имеют в виду угол, который образуется плоскостью (010) с осью N_p . Положение последней определяют с помощью компенсатора.

Измерение ведут не менее чем на пяти разрезах, из них выбирают результат с наибольшими значениями угла погасания. По диаграмме (рис. 24) определяют состав или номер плагиоклаза.

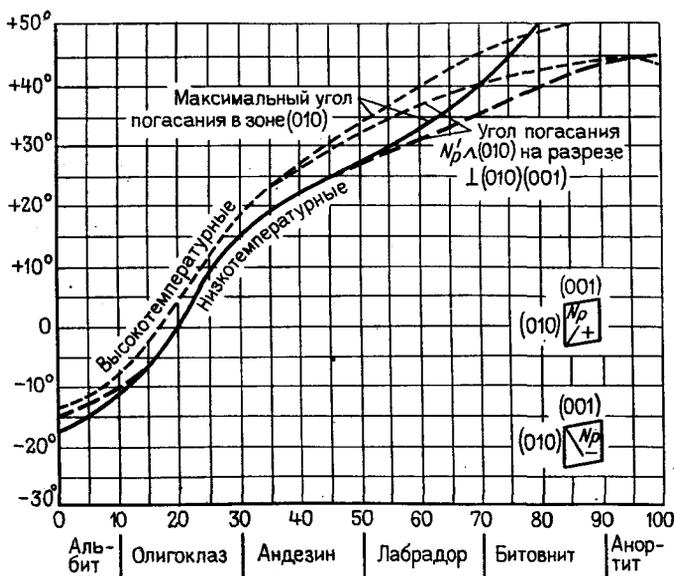


Рис. 24. Диаграмма для определения плагиоклазов по методам Бекке-Беккера и Мишель-Леви. По В. Е. Трегеру, с дополнением А. М. Даминовой

Если измеренный угол окажется менее 18° , определяют его знак (плюс или минус). У плагиоклазов с показателем преломления больше канадского бальзама знак угла погасания всегда положительный (как рельеф); у плагиоклазов с показателем преломления меньшим или равным канадскому бальзаму знак угла погасания отрицательный.

Этот метод применим ко всем плагиоклазам. При определении микролитов и плагиоклазов гипабиссальных пород следует пользоваться кривой высокотемпературных плагиоклазов (см. рис. 24).

Метод определения плагиоклазов в разрезах, перпендикулярных ж (010) и (001), или метод Бекке и Беккера

Для определения плагиоклазов по методу Бекке и Беккера отыскивают разрезы, перпендикулярные одновременно к плоскостям (010) и (001), где измеряют угол погасания между плоскостью спайности (010) и осью индикатрисы Np . Порядок определения следующий:

1) находят разрезы с трещинами спайности, идущими почти под прямым углом друг к другу. Трещины спайности, параллельные двойниковому шву, свидетельствуют о плоскости (010); спайность, поперечная двойниковому шву,— о плоскости (001);

2) проверяют перпендикулярность трещин спайности к разрезу по отсутствию передвижения их в сторону при перемещении тубуса микроскопа;

3) проверяют правильность выбора разреза по резким границам между альбитовыми двойниками и по одинаковому их освещению при положении двойниковой границы параллельно нити окуляра. Разная интерференционная окраска свидетельствует о наличии двойников по другому закону;

4) определяют положение оси Np' . Она должна лежать в направлении двойниковых полос, т. е. удлинение двойниковых полос должно быть отрицательным;

5) определяют угол погасания, или положение Np' по отношению к плоскости (010). Эту операцию производят в той половине двойника, где имеются трещины спайности по (001);

6) если измеренный угол окажется менее 15° , то выясняют знак угла погасания. Если при погасании вертикальная нить окулярно-го креста (или положение Np) окажется в остром углу ($\sim 86^\circ$) между трещинами спайности по (001) и (010), то знак положительный; если в тупом углу ($\sim 94^\circ$)— отрицательный. Все плагиоклазы с углами погасания больше 15° всегда положительны;

7) по диаграмме (см. рис. 24) определяют состав плагиоклаза. Как и в предыдущем случае, не следует забывать, что плагиоклазы излившихся и гипабиссальных пород следует определять по кривой высокотемпературных плагиоклазов [43].

Если двойниковая структура или трещины спайности отсутствуют, что часто бывает в микролитах эффузивных пород, соответ-

ствующие разрезы для определения углов погасания находят почти квадратной форме, которая представляет собой поперечные разрезы вытянутого по оси a микролита с хорошо развитыми гранями (001) и (010). Грань (010) образует с Np' меньший угол, чем грань (001), что и служит их диагностическим признаком. Из двух углов погасания, замеренных между осью индикатрисы Np' и сторонами квадрата, берут наименьший. По диаграмме определяют состав плагиоклаза. Данный метод применим только для плагиоклазов до № 70.

Иммерсионный метод определения плагиоклазов

Иммерсионный метод основан на определении в иммерсионных средах одного из трех показателей преломления — n_g , n_m или n_p . При этом отметим, что показатели преломления высоко- и низкотемпературных плагиоклазов очень слабо отличаются друг от друга. Особенно малы расхождения для показателя преломления n_p . Показатели преломления n_m и n_g могут быть использованы для плагиоклазов, начиная с олигоклаза № 20.

Особенности исследования заключаются в следующем. Плагиоклазы имеют совершенную спайность по (001) и хорошую по (010). В иммерсионных препаратах обломки ложатся либо на ту, либо на другую плоскость спайности, но имеют две различные оптические ориентировки. Прямоугольные обломки, лежащие на спайных плоскостях (001), обладают почти вертикальной спайностью по (010); с анализатором в них наблюдается многочисленное альбитовое двойникование, параллельное (010). Более угловатые обломки, лежащие на спайных плоскостях (010), альбитовых двойников не имеют. Меньший показатель преломления любого из двух спайных обломков близок друг к другу и к истинному значению n_p . На спайной пластинке (001) или (010) нижний показатель преломления измеряется и наносится на кривую графика для установления состава плагиоклазов по показателям преломления (см. рис. 21).

Разновидностью иммерсионного метода является определение показателя преломления изотропного плагиоклазового стекла. С этой целью обломочек плагиоклаза плавят до стекла, закаляют с целью предотвращения кристаллизации и измеряют у него показатель преломления. Полученное значение наносят на диаграмму показателей преломления стекол плагиоклазового состава, где высвясняют номер плагиоклаза (см. рис. 21).

Преимущество данного метода заключается в сравнительной легкости определения показателя преломления изотропного вещества, а также отсутствии неопределенности относительно оптической ориентировки препарата. При количественных подсчетах группы плагиоклазов в целом применяют окрашивание препаратов (см. прил. 5).

Вторичные изменения плагиоклазов различны и зависят от их состава и условий внешней среды, включая химизм материнских пород. В профиле каолинитового выветривания наименее устойчивы средние и основные плагиоклазы. Их преобразование в гидрослюда и каолинит осуществляется уже в гидрослюдистой зоне [11]. Экспериментально Е. Г. Куковский в 1964 г. показал, что при электродиализе лабрадора происходит дисперсия на пластинчатые частицы, преобразующиеся затем в шарики и волокна, состоящие из аморфной фазы, и гидросиликаты натрия. Образование глинистого минерала происходит на поверхности раздела дисперсной фазы и дисперсионной среды из силикатных и алюминий-гидроксильных элементов структуры полевого шпата.

Кислые плагиоклазы устойчивы в нижних частях гидрослюдисто-каолинитовой зоны. В верхних горизонтах разреза они преобразуются в глинистые минералы. Механизм выветривания альбита рассмотрел В. Д. Келлер в 1963 г. В результате ослабления связи между алюмокремнекислородными тетраэдрами через катионы — металлы и замещения ионов металла ионами водорода образуются следующие продукты: катионы в растворе; катионы, адсорбированные гелями; катионы в положениях цеолитового обмена; гели и смеси гидратированных глинозема и кремнезема; цеолиты; коллоидальные обломки первичных силикатов, из которых металлические катионы более или менее вытеснены; силикатные и алюмосиликатные скопления в промежуточной степени образования структуры. Если продукты выветривания ограничены в своей подвижности, то появляются глинистые минералы.

В продуктах выветривания монтмориллонит-каолинит-охристого типа, по Ю. П. Казанскому, наименее устойчивы основные плагиоклазы. В корях выветривания пироксенитов и амфиболитов Урала они разрушаются в нижней части зоны глинизации. Здесь возможны два пути их изменения: гидрослюда → монтмориллонит; гидрослюда → каолинит. Е. Г. Куковский допускает переработку поверхностного слоя минерала непосредственно в каолинит. Олигоклаз в монтмориллонит-каолинит-охристом профиле замещается монтмориллонитом лишь в зоне интенсивной глинизации. В реальной геологической обстановке тип новообразованного глинистого минерала в значительной мере определяется составом плагиоклазов. Так, в корях выветривания формирование галлуазита — 1,0 нм при выветривании битовнита габбро и олигоклаза плагиогранитов С. С. Чекин [48] объясняет тем, что катионы Na^+ и Ca^{2+} упорядочивают расположение молекул воды и способствуют сохранению слоя молекул воды между каолиновыми слоями. Однако по лабрадору амфиболитов и лабрадоритов постоянно образуется монтмориллонит. Его появление характеризуется высокой концентрацией магния в среде выветривания: с лабрадором обычно ассоциируют высокомагнезиальные силикаты.

Некоторые исследователи в качестве промежуточного продукта выветривания плагиоклазов выделяют гидрослюду $2M_1$, или серицит. Этот минерал действительно часто присутствует в плагиоклазах. Однако, исходя из непосредственных геологических наблюдений, многие авторы считают, что появление гидрослюды обусловлено не выветриванием, а постмагматическими и метаморфическими процессами в материнских породах. О. В. Андреева, В. А. Головин, Б. И. Омеляненко [1] по совокупности экспериментальных и расчетных данных, а также по результатам наблюдений современного минералообразования в областях активного вулканизма указывают вообще на невозможность формирования в условиях выветривания диоктаэдрических калиевых гидрослюд из холодных (менее 373 К) растворов.

Переотложение осадков, по данным А. А. Лазаренко, незначительно влияет на разрушение плагиоклазов, но при диагенезе начинается растворение последних, которое в присутствии карбонатного и каолинитового цемента может привести к полному уничтожению зерен. Изменение плагиоклазов при ката- и метагенезе было показано Н. В. Логвиненко в 1968 г. Преобразование при катагенезе идет двумя путями. На стадиях раннего, но главным образом позднего, катагенеза в бесцементных обломочных породах под давлением в присутствии поровых и интерстиционных растворов преимущественно щелочного типа в местах непосредственного соприкосновения происходит растворение зерен. Если растворенное вещество отлагается здесь же, то образуются регенерационные каемки. Второй путь — преобразование обломков путем метасоматоза. В нейтральных и щелочных растворах кислые плагиоклазы серицитизируются. При недостатке калия происходит их альбитизация или цеолитизация. При наличии в растворах железа и магния кислые плагиоклазы преобразуются в альбит, эпидот, карбонаты или хлорит. Средние и основные плагиоклазы в нейтральных и щелочных растворах, обогащенных железом и магнием, переходят в агрегаты альбита, эпидота, часто серицита. Как правило, появляются вторичные карбонаты. При отсутствии железа и магния плагиоклазы замещаются кальций-натриевыми цеолитами (гейландитом, шабазитом, томсонитом и др.). В сильнощелочных растворах наблюдается монтмориллонитизация плагиоклазов.

На стадии метагенеза усиливается растворение под влиянием более высокой температуры и давления. В бесцементных породах выделяются вторичные кислые плагиоклазы. Под влиянием горячих интерстициальных растворов преимущественно щелочного характера происходит преницитизация и пумпеллизация основных плагиоклазов, преобразование средних и основных плагиоклазов в альбит, эпидот, серицит, выделение вторичных карбонатов, серицитизация и альбитизация кислых плагиоклазов. Привнос калия обуславливает гидрослюдизацию плагиоклазов, натрия — альбитизацию, магния и железа — хлоритизацию всех плагиоклазов, эпидотизацию средних и основных плагиоклазов.

Щелочные полевые шпаты

Щелочные полевые шпаты представляют собой твердые растворы $K[AlSi_3O_8]$ и $Na[AlSi_3O_8]$. Наиболее высокотемпературные их разновидности обладают полной смесимостью. При охлаждении имеет место распад твердых растворов и образование двух фаз, в одной из которых преобладает калий, в другой натрий. Такие образования называются пертитами. Примесь $Ca[Al_2Si_2O_8]$ незначительна. Установлено присутствие Ba, Rb, Tl, Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Sr, Мп.

По оптическим свойствам выделяются четыре серии щелочных полевых шпатов (табл. 4). В серии высокий альбит — высокий санидин из природных образований встречаются лишь калиевые разновидности, содержащие более 67 % $K[AlSi_3O_8]$. Они имеют моноклинную сингонию и представлены высокотемпературным *санидином* с неупорядоченной структурой. В серии высокий альбит — низкий санидин растворимость ограничена. Несмешивающиеся фазы полагаются на концах серии. Полевые шпаты с высоким содержанием натрия (менее 37 % $K[AlSi_3O_8]$) имеют триклинную сингонию и именуются *анортоклазами*. Калиевые шпаты кристаллизуются в моноклинной сингонии и представлены санидинами. В серии низкий альбит — ортоклаз большая часть составов, содержащих 20—85 % $K[AlSi_3O_8]$, гетерогенна. Она состоит из калиевого полевого шпата с вростками альбита и называется ортоклаз-микрпертитами. Составы с содержанием 85—100 % $K[AlSi_3O_8]$ гомогенны и представлены моноклинным низкотемпературным *ортоклазом*. Образцы с 0—20 % $K[AlSi_3O_8]$ имеют в твердом растворе заметное количество кальция и могут быть отнесены к плагио-

Таблица 4

Оптические свойства щелочных полевых шпатов (по У. Диру, Р. Хауи, Дж. Зусману; оптическая ориентировка, по В. Е. Трегеру)

Константы	Низкий альбит — микроклин	Низкий альбит — ортоклаз	Высокий альбит — низкий санидин	Высокий альбит — высокий санидин
n_p	1,514—1,529	1,518—1,529	1,518—1,527	1,518—1,527
n_m	1,518—1,533	1,522—1,533	1,522—1,532	1,523—1,532
n_g	1,521—1,539	1,522—1,539	1,522—1,534	1,524—1,534
$n_g - n_p$	0,007—0,010	0,006—0,010	0,006—0,007	0,006—0,007
$-2V$	66—103°	33—103°	18—54°	63—54°
Оптическая ориентировка	Np' : (001) на (010) = 5—6° Np : (010) на (001) = 15—19°	aNp = 3—12° cNm = 14—23° $Ng \parallel b$	p' : (010) на (001) = 1—3° Np' : (001) на (010) = 4—12°	aNp = 0—9° $Nm \parallel b$
Дисперсия	$r > v$; $r < v$	$r > v$; $r < v$	$r > v$; $r > v$	$r > v$; $r > v$
Плотность	(2,56—2,63) × 10 ³	(2,55—2,63) × 10 ³	(2,56—2,62) × 10 ³	(2,56—2,62) × 10 ³
Твердость	6—6,5	6—6,5	6	—

Слайность по (001) и (010) совершенная, под углом почти 90°.

клазам. Разновидностью низкотемпературного ортоклаза является *адуляр*, содержание в котором калиевого компонента превышает 80 %. В серии низкий альбит — микроклин твердые растворы ограничены еще больше. Фазы распада имеют крупные размеры и являются пертитом или микропертитом. Они представлены триклинным *микроклином*, который первоначально выделялся исследователями как одна фаза. Изменения оптических свойств в зависимости от состава щелочных полевых шпатов показаны на рис. 25.

Щелочные полевые шпаты характерны для многих аркозовых песчаников, где встречаются в виде обломков разной степени окатанности, форма которых обусловлена поверхностями спайности (рис. 26). Ф. Петтиджон, П. Поттер и Р. Сивер в 1976 г. пришли к выводу о более широком распространении в песчаниках ортоклаза по сравнению с микроклином. Значительное его распространение в мезозойских отложениях Западной Сибири отметили в 1967 г. С. Г. Саркисян, Т. И. Гурова, Е. Г. Сорокина и М. В. Корж. Санидин и анортоклаз встречаются редко — в некоторых туфах кислого и щелочного состава.

Ортоклаз в шлифах в проходящем свете вследствие большого количества включений слегка буроватый, реже свежий, бесцветный. Нередко прорастает многочисленными включениями альбита, образование которых объясняют разными причинами: распадом смешимости твердых растворов, одновременной кристаллизацией калиевого и натриевого полевого шпата, замещением калиевого полевого шпата натриевым. Пертиты распада имеют веретеновидную форму, пертиты замещения — струйчатый или пятнистый характер. З. Г. Караева, В. С. Гайдукова, Г. К. Кривоконева, Л. С. Солнцева в 1978 г. показали, что ортоклазы рудоносных комплексов отличаются от ортоклазов безрудных пород блочным строением и отсутствием структур распада.

Ортоклаз от микроклина отличается прямым погасанием в зоне (010) и проявлением только простого двойникования. При отсутствии соответствующих разрезов или наличии несдвойникового микроклина отличить его в шлифе от последнего невозможно. На Федоровском столике ортоклаз от микроклина отличается по ориентировке оптической индикатрисы. Надежные результаты получают при использовании рентгеновского метода.

Микроклин присутствует обычно в зернах неправильной формы. С анализатором очень часто наблюдается характерное решетчатое двойникование, одновременно по альбитовому и периклиновому законам. При больших увеличениях видно, что двойники, пересекаясь примерно под прямым углом друг к другу, имеют веретенообразное клиновидное строение, чем отличаются от двойникования некоторых плагиоклазов. У последних оно ровное, с резкими окончаниями двойниковых пластинок перед новой системой двойников. Микроклин образует также двойники по карлсбадскому, бавенскому и манебахскому законам, может присутствовать в несдвойникованных зернах и зернах с пертитовыми вростками. Иногда он образует то альбитовые, то периклиновые двойники. Это

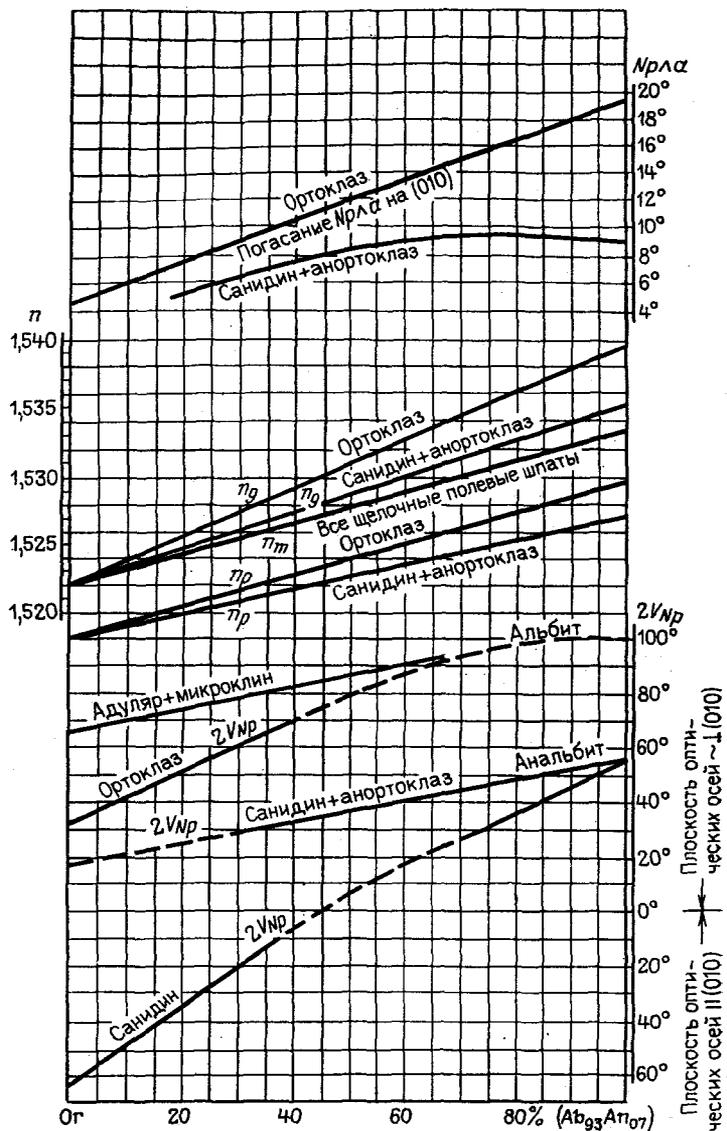


Рис. 25. Изменение оптических свойств в зависимости от состава щелочных полевых шпатов. По В. Е. Трегеру

доказывает первоначальную кристаллизацию его в моноклинной сингонии и последующий переход в триклинное состояние.

В петрологии для определения разновидностей существенно калиевых полевых шпатов и степени их триклинности используется диаграмма Марфунина. На диаграмму наносятся измеренные на

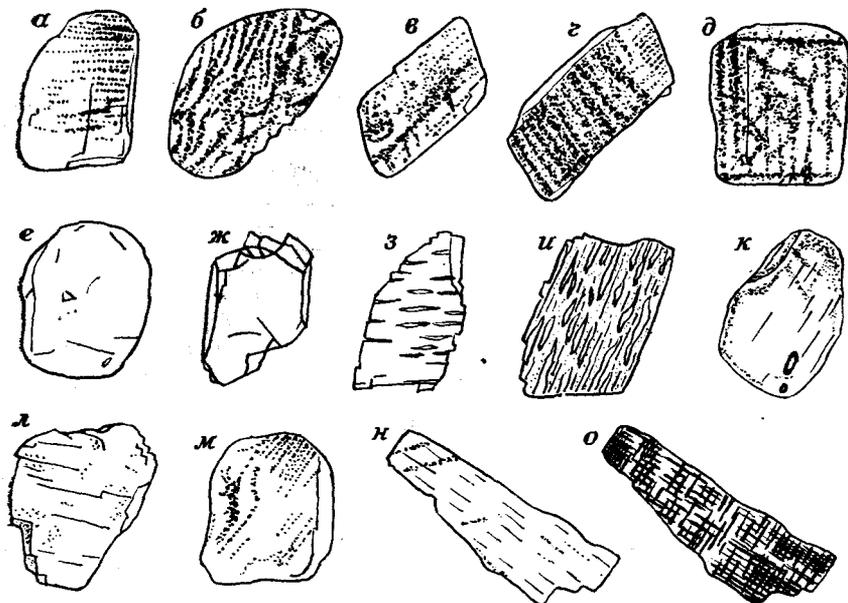


Рис. 26. Щелочные полевые шпаты из мезозойских отложений Западной Сибири. По С. Г. Саркисяну, Т. И. Гуровой, Е. Г. Сорокиной и М. В. Коржу: а—д — ортоклаз пелитизированный; е, ж — ортоклаз неизменный; з, и — пертитовые вроски; к—о — микроклин. Ув. 80, а—н — без анализатора, о — с анализатором

федоровском столике угол $2V$ (наиболее чувствительная к степени упорядоченности структуры константа) и угол, образованный осью индикатрисы Ng с перпендикуляром к плоскости (010). Измерения рекомендуется вести в утолщенных шлифах.

При литологических исследованиях широко используется количественный подсчет зерен щелочных полевых шпатов. Его ведут в обычных шлифах, в иммерсионных препаратах и окрашенных непокрытых шлифах и аншлифах. Изучая обычные шлифы, достаточно подъемом тубуса микроскопа сбить изображение с резкости. Щелочные полевые шпаты в окружении минералов или среды с большим показателем преломления вследствие дисперсионного эффекта приобретут розоватый оттенок. Тот же принцип используется и при изучении легкой фракции пород в иммерсионных препаратах. Метод селективного окрашивания позволяет различать в препаратах ортоклаз, кварц и плагиоклаз. Методика окрашивания приведена в прил. 5.

Наиболее частым процессом изменения ортоклаза при выветривании является пелитизация — замещение криптокристаллическим каолинитом, вызывающим помутнение минерала. Следует отличать от истинной мнимую пелитизацию, которая не связана с выветриванием, а обусловлена гипогенным метасоматозом полевых шпатов еще в материнских породах. При истинной пелитиза-

**Минеральный состав продуктов выветривания полевых шпатов.
По С. С. Чекину**

Материнская порода	Материнский минерал	Новообразованные минералы	
		главные	второстепенные
Граниты Пегматиты	Микроклин	Каолинит	Монтмориллонит
	Олигоклаз (пертиты)	Галлуазит	—
Плагиограниты	Олигоклаз (зерна)	Каолинит	Монтмориллонит
	Андезит	Галлуазит	—
Амфиболит	Лабрадор	Монтмориллонит	—
Лабрадорит	—	—	—
Габбро	Битовнит	Галлуазит	—

ции и наблюдении шлифа невооруженным глазом минерал имеет белесый оттенок. При исследованиях под микроскопом с одним николем наблюдается, напротив, сероватый или буроватый цвет. Полевой шпат с мнимой пелитизацией в прозрачных шлифах невооруженному глазу кажется буроватым, а не белесым. При наблюдении под микроскопом с одним николем и максимальным увеличением видны мельчайшие жидкие включения. Вследствие более низкого показателя преломления в них очень резко проявляется дисперсионный эффект Лодочникова: при опускании тубуса они «загораются» красноватой светящейся точкой, при подъеме тубуса темнеют. Продукты же истинной пелитизации, имея близкий или больший показатель преломления, чем полевой шпат, при опускании тубуса темнеют, а при подъеме светлеют, приобретая голубоватый оттенок. Степень изменения ортоклаза в коре выветривания возрастает к гидрослюдисто-каолинитовой зоне [11], где он практически весь исчезает. На поздних стадиях литогенеза возможны регенерация ортоклаза, развитие по нему цеолитов, кварца, спорадически серицита. В случаях высокотемпературного метасоматоза в значительном количестве появляются серицит и алунит.

Выветривание микроклина изучено С. С. Чекиным [48]. По микроклину неизменно в качестве главного минерала образуется каолинит (табл. 5). Он возникает непосредственно за счет растворения микроклина без образования каких-либо промежуточных продуктов выветривания. Монтмориллонит отмечался в качестве второстепенного продукта в нижних зонах кор выветривания при наличии в породе магнезиальных силикатов. Пертитовые вроски олигоклаза в микроклине еще раньше замещаются галлуазитом, в то время как собственно микроклин остается еще неизменным. Это свидетельствует о том, что выветривающие растворы могут проникать в зерно по системе пор диаметром меньше 1 мкм. Иногда по микроклину развивается серицит, но он имеет унаследованный, постмагматический характер и не связан с процессами выветривания.

Бариевые полевые шпаты

У. Дир, Р. Хауи и Дж. Зусман к бариевым разностям относят полевые шпаты, в которых содержится свыше 2 % ВаО. Эти полевые шпаты структурно очень близки к калиевым и образуют изоморфную серию ортоклаз $KAlSi_3O_8$ — цельзиан $BaAl_2Si_2O_8$. Промежуточным членом является гиалофан. А. А. Годовиков [9], учитывая, что некоторые бариевые полевые шпаты содержат до 68 % $Ca[Al_2Si_2O_8]$ и 10 % $Ba[Al_2Si_2O_8]$, намечает ряд $Ba[Al_2Si_2O_8]—Ca[Al_2Si_2O_8]$ и рассматривает подобные полевые шпаты представителями четверной системы $K[AlSi_3O_8]—Na[AlSi_3O_8]—Ca[Al_2Si_2O_8]—Ba[Al_2Si_2O_8]$. Гиалофан структурно близок к ортоклазу, цельзиан — к анортиту.

До недавнего времени было принято считать, что бариевые полевые шпаты — это редкие минералы, которые в большинстве случаев являются контактово-метасоматическими и встречаются в ассоциации с содержащими Мп минералами: браунитом, родонитом, родохрозитом, марганцевым тремолитом, спессартином. П. В. Калинин в 1939 г. описал гиалофан из флогопит-кальцит-диопсид-скаполит-апатитовых жил в пироксен-амфиболовых гнейсах Слюдянки (Прибайкалье). В 1964 г. В. А. Куфтырева отметила, что бариевые полевые шпаты характерны для мусковитовых пегматитов Мамского слюдоносного района, в 1966 г. Г. П. Сафронова — для карельских пегматитов. В конце 60-х гг. Б. М. Шмакин и в 70-х гг. В. М. Макагон пришли к выводу, что барийсодержащие полевые шпаты имеют широкое распространение на флогопитовых месторождениях Южной Якутии, в разнообразных глубинных гранитоидах, редкоземельных и мусковитовых пегматитах. Продукты их дезинтеграции способны обогащать легкую фракцию обломочных пород гиалофаном, содержащим до 7 % ВаО, и бариевым калиевым полевым шпатом с концентрацией ВаО от 1 до 4 %.

В связи с тем, что предполагается более широкое распространение бариевых полевых шпатов в осадочных породах, а сами они являются наиболее трудноопределяемыми полевыми шпатами, большое значение для их диагностики приобретает высокочувствительный метод окрашивания родизонатом натрия, предложенный в 1982 г. Е. Я. Марченко, В. П. Щербаковым и В. И. Васенко (см. прил. 5).

Гиалофан. $(K, Na, Ba)[AlSi_3O_8]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,534—1,547$; $n_m=1,531—1,545$; $n_p=1,528—1,542$; $n_g-n_p=0,005—0,006$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=74$ (бедный Ва) — 79° (обогащенный Ва); $r>v$. Ориентировка оптической индикатрисы: aNp от 2 (бедный Ва) до 25° (богатый Ва); cNm от 25 (бедный Ва) до 50° (богатый Ва); $Ng\parallel b$. Спайность совершенная по (001), хорошая по (010). Плотность $(2,6—2,8) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5. В HCl не разлагается.

ВаО присутствует в количествах от 2 до 16 %. С химической точки зрения минерал содержит от 5 до 30 % цельзианового ком-

понента и рассматривается как смесь цельзиана и калиевого полевого шпата, включающего обычно небольшое количество натриевого полевого шпата. Кристаллы гиалофана по форме очень близки к кристаллам ортоклаза и адуляра. Обычно он встречается в виде неправильных зерен, зерен, форма которых частично ограничена спайными поверхностями, иногда зерен с характерным ступенчато-неровным изломом. Цвет минерала серый с желтоватым, зеленоватым, голубоватым или розоватым оттенком, иногда водяно-прозрачный. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. В шлифах бесцветный. Чрезвычайно сходен с ортоклазом. Отличается несколько более слабым проявлением дисперсионного эффекта Лодочникова, а с повышением содержания Ва его исчезновением. В последнем случае минерал по показателю преломления приближается к минералам третьей группы (см. прил. 1). Полисинтетические двойники отсутствуют.

Цельзиан. $Ba[Al_2Si_2O_8]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,588-1,596$; $n_m=1,583-1,589$; $n_p=1,579-1,584$; $n_g-n_p=0,009-0,012$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=88^\circ$ (от $88^\circ 30'$ до $93^\circ 30'$). Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=3^\circ$; $Nm\parallel b$; $aNg=27-30^\circ$. Спайность совершенная по (001), хорошая по (010), плохая по (110) под углом $61^\circ 30'$. Плотность $(3,1-3,4) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5. В HCl растворяется с образованием геля.

Минерал содержит от 16 до 40 % BaO. С химической точки зрения рассматривается как эквивалент бариевого анортита, в котором большая часть атомов Ca замещена Ba. В твердом растворе присутствует обычно большое количество ортоклазового компонента. *Кальциоцельзиан* содержит 25 % анортитовой составляющей. *Казоит* представляет собой цельзиан с большим содержанием калия. Ромбической модификацией является *парацельзиан*, близкий по составу к конечному члену $BaAl_2Si_2O_8$.

Кристаллы цельзиана короткостолбчатые призматические с габитусом кристаллов ортоклаза и адуляра, известны длиннопризматические формы. В зернах он сходен с ортоклазом. Цвет белый, желтоватый или бесцветный. Иногда имеет аллохроматическую красную или черную окраску, обусловленную примесями Fe или оксидов Mn. Блеск стеклянный. В шлифах бесцветный. Имеет отчетливый показатель преломления четвертой группы. Полисинтетических двойников не образует. От ортоклаза и гиалофана отличается большими двупреломлением и показателем преломления, оптическим знаком, растворимостью в HCl. При разделении зерен попадает в тяжелую неэлектромагнитную фракцию.

ФОСФАТЫ

Ксеногим. $Y[PO_4]$. Тетрагональный. Оптические свойства: $n_e=1,816-1,827$; $n_o=1,720-1,721$; $n_e-n_o=0,095-1,107$. Одноосный оптически положительный. Ориентировка оптической индикатрисы:

$Ng \parallel c$; $Ne = Ng$. Спайность совершенная по (110). Плотность $(4,4—5,1) \cdot 10^3$. Твердость 4—5. Содержит примеси Er, Ce, La, Th, U, Be, Ca, Sc, Zr.

Ксенотим встречается в виде кристаллов, морфологически близких к циркону, обломков кристаллов и различно окатанных зерен. Благодаря высокой физической устойчивости он чаще сохраняет признаки первоначальной формы кристаллов или их обломков. Содержит включения слюды, кварца, рутила, циркона, газожидкие включения. Цвет желтый, светло-коричневый, реже зеленовато-желтый или зеленый.

В шлифах бесцветен или бледно окрашен в желтоватые и зеленоватые тона. В крупных зернах иногда плеохроирует от бледного кремово-желтого или розового по Ng до зеленоватого или бледного буровато-коричневого по Ne . В иммерсионной жидкости с $n = 1,720$ обнаруживает резкую псевдоабсорбцию.

К процессам химического выветривания устойчив. Обычно сопровождается монацитом в простых по составу, преимущественно кварцевых отложениях.

Монацит. (Ce, La, Th)[PO_4]. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,837—1,849$; $n_m = 1,788—1,801$; $n_p = 1,786—1,800$; $n_g - n_p = 0,049—0,051$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 6—19^\circ$; $r < v$, очень слабая, редко $r > v$, очень слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $aNm = 8—11^\circ$; $cNg = 3—6^\circ$. Спайность совершенная по (001), ясная по (100), пересекаются под углом 76° . Плотность $(5,0—5,3) \cdot 10^3$. Твердость 5—5,5. Нередко содержит примеси других редких земель, U, Al, Fe^{3+} . Обогащенная Si разновидность носит название чералит.

Встречается в уплощенных по (100), реже призматических, изометрических и пирамидальных кристаллах, угловатых, угловато-окатанных и хорошо окатанных уплощенных обломках. Цвет желтый, бурый, иногда бесцветный. В шлифах желтый или бесцветный. Иногда слабый плеохроизм в желтых тонах: Np — светло-желтый, Nm — темно-желтый, Ng — зеленовато-желтый. Абсорбция $Nm > Np = Ng$ слабая. В процессах химического выветривания устойчив.

Апатит. $Ca_5[PO_4]_3(OH, F, Cl)$. Гексагональный. Оптические свойства: $n_o = 1,633—1,667$; $n_e = 1,630—1,664$; $n_o - n_e = 0,003$. Одноосный, оптически отрицательный. Иногда аномально двуосный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Спайность по (0001) и (1010) плохая, практически не видна. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Плотность $(3,1—3,35) \cdot 10^3$. Твердость 5.

Наиболее типичные представители группы апатита образуют изоморфную серию со следующими конечными членами: фторапатит $Ca_5[PO_4]_3F$, хлорапатит $Ca_5[PO_4]_3Cl$, гидроксилapatит $Ca_5[PO_4]_3OH$, карбонатапатит $Ca_5[PO_4, CO_3OH]_3(F, OH)$? Ионы фтора, хлора и гидроксида могут взаимно замещать друг друга. Ион кальция может частично замещаться марганцем, стронцием, редкими землями, группа PO_4 — группой SO_4 и группой CO_3 .

Апатит отличается разнообразием облика и огранки кристаллов в материнских породах. Н. В. Путивцева [35] показала, что по мере понижения общей кислотности пород, температуры кристаллизации или смены генераций габитус апатита меняется от призматических, короткопризматических и боченовидных сложных в огранке кристаллов до длиннопризматических простых гексагонально-дипирамидальных форм. Пластинчатую форму имеет гидротермальный апатит, игольчатую и тонковолокнистую — низкотемпературный постмагматический апатит. В отличие от акцессорного апатит промышленных месторождений отличается неправильной формой, иногда удлиненной, округлой, призматической или с частично развитыми гранями. В направлении от мелких и средних месторождений базитового состава к крупным месторождениям щелочной формации форма кристаллов апатита меняется от удлиненной до изометричной и округлой.

Аллотигенный апатит находится обычно в округленных призматических и короткостолбчатых зернах, иногда с пирамидальными окончаниями. Встречаются игольчатые кристаллы и базальные гексагональные формы. Наибольшее распространение имеют бесцветные (то чистые, то с редкими включениями) зерна. Отмечаются желтоватые и буроватые разности с неравномерной пятнистой или зональной окраской.

Апатит в шлифах бесцветный, иногда бурый и тогда плеохроичный. Рельеф и шагреновая поверхность соответствуют пятой группе. Разнообразные включения, представленные цирконом, турмалином, апатитом, пузырьками жидкости и газа, расположены преимущественно вдоль главной оси кристалла. Иногда они создают зональность в апатите. Цвета интерференции нормальные темносерые. Поперечные сечения зерен изотропны, но иногда наблюдается аномальное распадение сечения на шесть сегментов, действующих на поляризованный свет.

Стойкость апатита к процессам выветривания невысокая. По данным Ю. П. Казанского, он исчезает уже в зоне гидрослюдистых глин каолинитового профиля выветривания. Однако в продуктах выветривания метаморфических и некоторых осадочных пород отдельные зерна апатита встречаются в нижней части гидрослюдисто-каолинитовой зоны. В профиле выветривания монтмориллонит-каолинит-охристого типа он в зависимости от геологической обстановки ведет себя, по наблюдениям Ю. Н. Занина [24], различно. Слабощелочная, нейтральная и слабокислая среда кор выветривания основных и ультраосновных пород с новообразованиями монтмориллонита (рН суспензии вещества коры выветривания 7,5—7,0—6,5) способствует выносу фосфора главным образом из кристаллической решетки алюмосиликатов в процессе их разложения, апатит по сравнению с ними устойчив. То же имеет место при выветривании карбонатных пород. Слабокислая среда начала образования и развития минералов группы каолинита (рН суспензии 7,0—6,5—6,0) приводит к быстрому растворению кальциевых фосфатов группы апатита, выносу большей части фосфора

за пределы данной зоны, частичной сорбции его здесь глинистыми минералами и оксидами железа. Слабокислая и кислая среда развития каолинита и появления гиббсита (рН суспензии 5,5—5,0) приводит к формированию алюмокальциевых фосфатов (крандалит, миллит) и алюмофосфатов (главным образом вавеллит). Кислая среда существенного развития минералов свободного глинозема (рН суспензии 5,5—4,0) приводит к формированию алюмофосфатов, а в интервале изменений рН суспензии 5,5—5 — алюмо- и железокальциевых фосфатов. Таким образом, слабокислые растворы способствуют разложению апатита и выносу фосфора, щелочные и сильнокислые обстановки способствуют концентрации его в виде остаточных или гипергенных образований. Лучшим растворителем апатита, по данным Е. В. Рожковой, считается гуминовая кислота. Углекислота тормозит растворение фосфора. Катагенез способствует удалению карбоната из апатита и перестройке его кристаллической структуры. Как новообразование апатит встречен на месторождениях некоторых современных гидротерм.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

Вулканические стекла — это закаленные силикатные расплавы. А. С. Марфунин и Р. М. Минеева в 1984 г. пришли к выводу, что природные стекла представляют собой системы, в которых обнаруживаются флуктуация плотности, включения магнитных и кристаллических фаз, микропоры, меньшие расстояния $M-O$ по сравнению с соответствующими кристаллами, наличие жестких (оксидных) группировок атомов. Образование стекол связано с вязкостью и скоростью охлаждения расплавов [12]. Они обычны для богатых кремнеземом лав, пемзовых и пепловых толщ. Базальтовые стекла менее распространенные, и для них необходимы специфические условия закалки расплава в подводных или иных условиях.

Причины разнообразия вулканических стекол

Вулканические стекла, образующиеся при эксплозивной вулканической деятельности, отличаются разнообразием их вещественного состава и структуры. Причины разнообразия определяются многими факторами. И. И. Гушенко в 1965 г. отметил, что показатели преломления и морфология частиц стекла в пеплах северной части п-ова Камчатка зависят от типа извержения.

Дж. О'Киф в 1976 г. пришел к выводу, что шлаковые и пемзовые формы образуются при вспенивании лав под влиянием поверхностно-активных веществ, таких, как P_2O_5 , V_2O_5 , Cl_2O_3 , или окислительной атмосферы, тогда как в восстановительных условиях при извержениях появляются хондровые капли и брызги. Продукты эксплозий Большого трещинного Толбачикского извержения 1975—1976 гг., по-видимому, подтверждают эту точку зре-

ния. Как показали в 1979 г. В. А. Будников, Е. Ф. Малеев и А. А. Овсянников, вулканические стекла пеплов Северного прорыва представлены изометричными шлаковидными, остроугольными, иногда оплавленными, редко пузырчатыми обломками. Стекла пеплов Южного прорыва имеют вид сильнопористых палочек и крючков. При близком содержании SiO_2 базальтовая тефра Южного прорыва отличается от пеплов Северного прорыва более низким содержанием MgO и CaO , более высоким Al_2O_3 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, TiO_2 , содержит в два раза больше P_2O_5 . Объем пирокластики на Южном прорыве в 20 раз меньше, чем на Северном.

А. Р. Гептнер [8] на примере Исландии показал влияние физико-географической среды на структурно-текстурные и петрографические типы вулканогенных пород. Большое количество стекловатого материала, в составе которого преобладает тахилит, формируется при лавовом фонтанировании расплава в субаэральных условиях. При взаимодействии базальтового расплава с водой образуются десквамационные, пульверизационные и гидроэксплозивные гиалокластиты, состоящие из закаленного базальтового стекла — сидеромелана.

Н. П. Кураленко [14] на примере Камчатки и Армении пришел к выводу, что важнейшие особенности пирокластики обусловлены прежде всего составом исходного расплава, характером вулканизма и типами извержений. Так, вулканические пеплы извержений гавайского типа образуются в небольшом количестве и состоят в основном из фигурных, удлинённых частиц, капель прозрачного коричневого стекла с $n=1,55-1,60$. В пеплах эксплозий стромболианского типа преобладают клочковатые, неправильные фигурные частицы пористого прозрачного стекла с примесью обломков лав, шлаков, кристаллов. В пеплах эксплозий вулканоанского типа, наоборот, обычно доминируют непрозрачные и полупрозрачные частицы тахилита, лав, реже минералов и прозрачного стекла. Тефра направленных взрывов андезитовых вулканов состоит преимущественно из обломков лав и кристаллов. Пеплы плинианских (сильных вулканических) эксплозий этих вулканов состоят в основном из ювенильного материала — идиоморфных кристаллов песчаной и алевритовой размерности и тонкой витрокластики, что обусловлено высокой газонасыщенностью магмы. Тефра мощных плинианских (кальдерообразующих) извержений главным образом также ювенильная, но состоит почти исключительно из пористой витрокластики. При этом разности, сопровождающие формирование спекшихся туфов и игнимбритов, характеризуются наличием очень тонких пластинок, рогулек обычно бледно окрашенного стекла с $n=1,50-1,52$.

В. В. Наседкин, Т. Н. Соловьева, А. М. Гараев и А. В. Магер [7] показали, что месторождения вулканического шлака и пемзы отличаются закономерностями локализации и условиями образования. Они расположены вдоль крупных разломов или оперяющих их зон вулканической активизации. В Закавказье и Забайкалье поля вулканических шлаков и пемзы приурочены к крупным риф-

товым зонам. По данным геофизических исследований и изучения ксенолитов образование базальтовых магм происходило на глубине 50—70 км, в зоне верхней мантии.

Месторождения пемзы связаны с кольцевыми структурами островных дуг, вулканических поясов окраин континентов и внутриконтинентальных зон вулканической активизации. Извержения пемзы происходят в результате редких, но мощных кальдерообразующих взрывов. Состав ксенолитов и включений указывает на возможность таких механизмов генерации кислых магм, как анатексис или ультраметаморфизм пород коры, альтернативно-магматическая и кристаллизационная дифференциация, ультраметаморфизм и селективное плавление вещества верхней мантии. Однако следует заметить, что для кислых расплавов температуры ликвидуса, установленные по составу кристаллических фаз в твердых растворах железотитановых оксидов, располагаются в пределах 962—1193 К [12]. Температурный интервал в 200 К между ликвидусом и солидусом означает, что кислые магмы не могут быть продуктом кристаллизационной дифференциации базальтовых магм и, вероятно, являются результатом корового плавления.

Петрографические типы вулканических стекол

Риолитовая вулканокластика

В соответствии с представлениями В. В. Наседкина [7, 26] в составе риолитовой вулканокластики преобладают стекловатые породы. К ним относятся пемзы, витрокластические, сваренные и спекшиеся туфы.

Пемзой называют пористую вулканическую породу, состав которой изменяется от андезитодацита до риолита. Она имеет желтовато-серую или белую окраску и макроскопически напоминает пенистую массу. Размеры кусков пемзы колеблются от 1 до 30 см. Она состоит из вкрапленников, вулканического стекла и пор. На долю вкрапленников выпадают 2—5, иногда 10—15 %. В их составе встречаются моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, биотит, андезин, рудные минералы, апатит. Стекло под микроскопом бесцветное или желтоватое. Пористость его в пемзах выше 70 %, в пемзовидных породах 50—70 %, в пористых стеклах 15—20 %. Размер крупных пор более 0,3 мм, мелких 0,05—0,3 мм, вариолей менее 0,05 мм. Крупные поры имеют линзовидную в плане и щелевидную в разрезе ориентированную форму. Форма вакуолей правильная эллипсоидная. От 1/2 до 4/5 объема вакуолей приходится на концентрированные растворы хлоридов.

Витрокластические риолитовые туфы имеют отчетливо наблюдаемую обломочную структуру. Дресвяные и псаммитовые разновидности состоят из угловатых обломков пемзы (рис. 27), алевроитовые — из рогульчатых, волокнистых, вытянутых треугольных с вогнутыми сторонами, реже нитевидных обломков стекла — про-

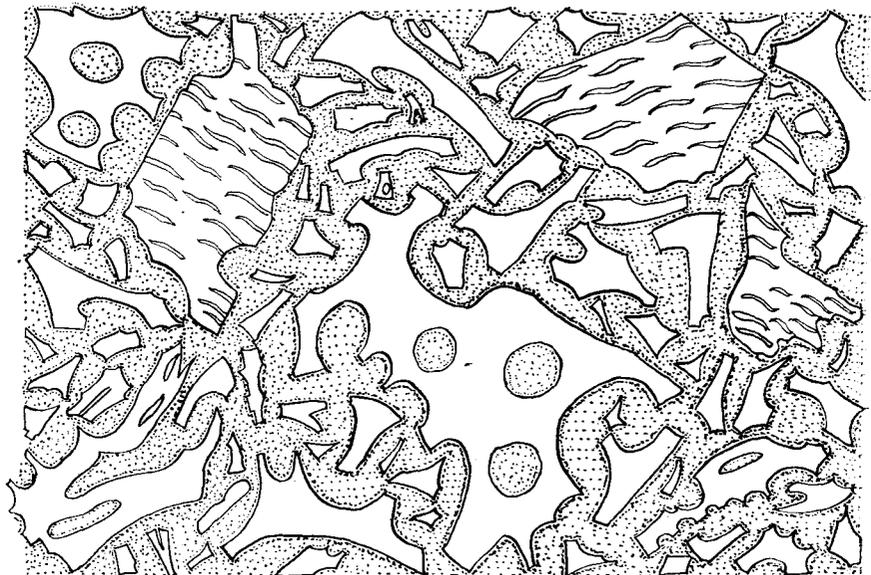


Рис. 27. Туф витрокластический риолитовый. По В. В. Наседкину.

Белое — бесцветные обломки вулканического стекла. Серое — тонкообломочный стекловатый цемент. Плейстоцен. Центральная Камчатка. Ягоднинское месторождение перлитов. Ув. 70, без анализатора

дуктов дробления пемзы. Иногда присутствует литокластический материал, представленный риолитом нередко сферолитового строения и андезитом. Обломки кристаллов встречаются не часто. Они представлены кварцем, плагиоклазом, санидином, роговой обманкой, биотитом, пироксеном. Количество кристаллокластов увеличивается при появлении литокластической примеси. Цемент стекловатый.

Сваренные туфы отличаются от предыдущих образований явлениями сваривания обломков. По наблюдениям В. В. Наседкина [26], наиболее сваренные разности расположены в мощных и выдержанных по простиранию витрокластических зонах. В процессе сваривания обломки пемзы сплющиваются, поры вытягиваются, по периферии обломков появляются каемки массивного стекла. В интенсивно сваренных туфах стекло основной массы имеет в шлифе светло-коричневый оттенок. Границы между отдельными обломками неразличимы. Неоднородность стекла подчеркивается различным характером флюиальности. По простиранию и разрезу стекловатые сваренные туфы сменяются девитрифицированными разностями, состоящими из сферолитовых или фельзитовых агрегатов щелочного полевого шпата и кварца.

К сваренным туфам многие исследователи относят игнимбри-ты — стекловатые породы, содержащие линзочки стекла, напоминающие в разрезе языки пламени — фьямме. Н. В. Короновский в

1976 г. предположил ликвационный характер подобных обособлений стекла, И. В. Лучицкий в 1985 г. указал на развитие концепций лавового происхождения игнимбринов.

Спекшиеся туфы появляются иногда вблизи жерловин вследствие пирометаморфизма кислой тефры. При спекании у обломков возникает стекловатая оторочка, возможны инъекции стекла. Однако в целом явления текстурирования, растягивания обломков, сплющивания пор отсутствуют, структура обломков в общем сохраняется.

Базальтовая вулканокластика

По представлениям А. Р. Гептнера [8, 44], в составе базальтовой вулканокластики выделяются две основные части: сидеромелановое стекло и тахилит.

Сидеромелан представляет собой закалочные стекла, образовавшиеся в результате мгновенного остывания очень слабо или совершенно нераскристаллизованного базальтового расплава. Рудные минералы отсутствуют или встречаются очень редко. Валовое содержание железа достигает 10 % и более. Характерной особенностью является присутствие легкорастворимых форм железа, среди которых преобладает двухвалентное железо. Цвет в образце темно-оливковый до черного. В шлифе сидеромелан чистый, прозрачен или полупрозрачен, окрашен в различные тона зеленого, зеленовато-коричневого, зеленовато-желтого и бежевого цвета. Иногда слабо окрашен, почти бесцветный. Средний показатель преломления 1,6. Вкрапленники плагиоклаза, пироксена или оливина редки. Наличие или отсутствие пор зависит от условий образования сидеромелана. О закалочном характере сидеромелана свидетельствует постепенный переход его через микролитовую зоны в тахилитовый тип породы, наблюдавшийся А. Р. Гептнером [44] в дайках, субаэральных и субаквальных лавовых телах, пульверизационных гиалокластитах, крупных обломках субаэральной тефры. В большом количестве сидеромелан образуется при подводных и подледных извержениях, в зонах интенсивного парообразования, реже — в условиях резкого охлаждения при субаэральных эксплозиях. Сидеромелан может появиться при взаимодействии базальтового расплава с гидродинамическими аномалиями и насыщенными водой осадочными породами. Из бурого закалочного стекла состоят «волосы Пеле» — продукт чрезвычайно сильного лавового фонтанирования базальтового расплава.

Тахилит представляет собой вулканокластическую тонкораскристаллизованную базальту, забитую большим количеством мельчайших кристаллов титаномагнетита. А. Р. Гептнер и М. А. Селезнева в 1979 г. отметили, что в случае извержения особенно жидких и очень горячих порций магмы стекло содержит в основном микролиты плагиоклаза. При близком к сидеромелану валовом химическом составе тахилит отличается присутствием труднораствори-

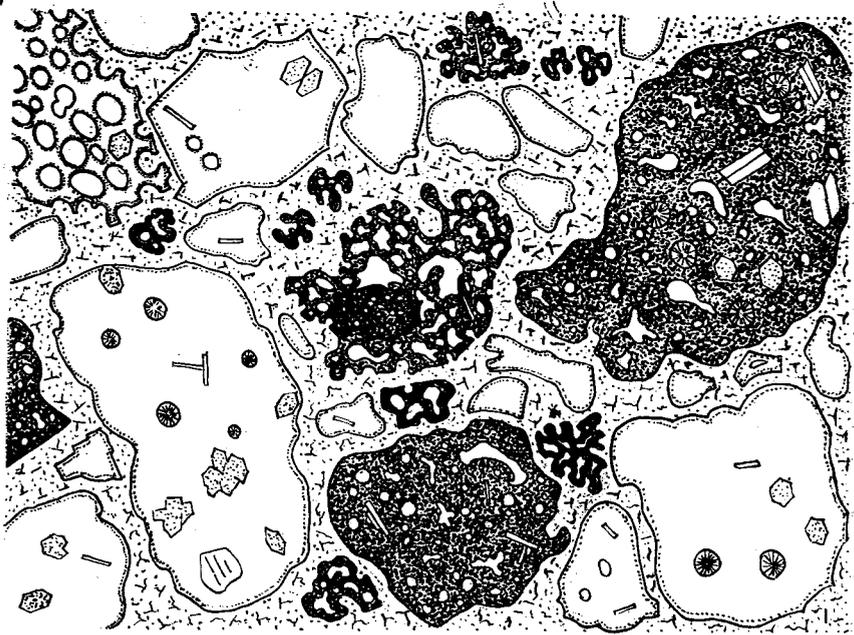


Рис. 28. Тефرويد базальтовый.

Белое — кремового цвета обломки сидеромелана, черное — тахилит. В цементе — анальцим. Верхняя перль. Корвунчасская серия. Лахаровые отложения. Р. Нижняя Тунгуска, 4 км выше пос. Бугоркан. Ув. 50, без анализатора

мых форм железа, среди которых преобладает трехвалентное железо. В шлифах тахилит имеет черный цвет, он непрозрачен. Хорошо заметна пористость. Тахилит в больших количествах образуется при субаэральных извержениях. Он обладает признаками вспучивания и пластического изменения в момент взрыва. Поскольку в породе присутствуют продукты разных эксплозий, сидеромелан и тахилит могут наблюдаться совместно в одном шлифе (рис. 28).

Базальтовая вулканокластика встречается в таких типах накоплений, как вулканические шлаки и бомбы [7], гиалокластиты, тахилитовая тефра [8, 44].

Вулканическим шлаком называют пористую породу, состав которой варьирует от базальта до андезита. Размер обломков 5—40 мм. Состоит из стекла, пор, вкрапленников и микролитов. Цвет черный или краснато-бурый, некоторые разновидности имеют синеватую или синевато-зеленую побежалость. Вкрапленники в количестве 1—2 до 20 % представлены оливином, моноклинным и ромбическим пироксеном, лабрадором и анортитом, магнетитом, ильменитом, шпинелью. В шлаках андезитобазальтов и андезитов встречаются вкрапленники кварца. Пористость составляет 5—75 %.

Поры имеют разные размеры: ячеистые — более 8 мм, крупные 3—8 мм, средние 1—3 мм, мелкие — менее 1 мм. Слабопористые шлаки образуют бомбы и лапилли. Стекло в шлифах имеет палево-коричневый, зеленовато-бурый, буровато-черный цвет, прозрачное до непрозрачного. По соотношению стекла и микролитов выделяются следующие структуры стекловатой части. Гиалиновая содержит от 100 до 95 % стекла. Кристаллические включения представлены титанистым магнетитом и ильменитом. В окисленных бурых разновидностях присутствуют тончайшие иголки и пластинки гематита. Гиалопилитовая структура содержит 70—95 % стекла. Кроме рудных минералов в небольшом количестве присутствует плагиоклаз. Микролитовая структура содержит 40—70 % стекла. Микролиты представлены лейстами плагиоклаза, призматическими или изометричными зернами пироксенов. В интерсертальной структуре стекло в количестве 20—40 % образует включения между кристаллами. Разновидности шлаков, спекшиеся в плотную массу, называют агглютинатами.

Десквамационные гиалокластиты формируются при шелушении стекловатой корки подушечных лав, образовавшихся при спокойном излиянии расплава под воду. Состоят из изометричных, неправильных остроугольных, треугольных и других форм обломков псаммитовой и дресвяной размерности сидеромелана и гиалобазальтов. Сидеромелан содержит небольшое число вкрапленников оливина. Гиалобазальты постоянно имеют вкрапления лейст плагиоклаза. Для подушечных лав и десквамационных гиалокластитов, образовавшихся на небольших глубинах, характерно большое число пор, имеющих преимущественно округлую форму. В лавах и гиалокластитах, застывших на глубинах более 100 м, газовые пустоты отсутствуют.

Гидроэкспловзивные гиалокластиты образуются при подводных (фреатических) и подледных эксплозиях, когда интенсивное парообразование сопровождается резким повышением вязкости остывающего расплава. Извергаемый материал состоит из изометричных или слегка вытянутых обломков сильнопористого почти пемзовидного облика сидеромелана. Пористость отчетливо наблюдается под микроскопом. Изометричные обломки содержат правильные округлые поры, у вытянутых обломков поры эллипсоидальные, слегка вытянутые. Вкрапленники представлены крупными кристаллами моноклинного пироксена. Гидроэкспловзивная тефра распространяется недалеко от центра извержения.

Пульверизационные гиалокластиты образуются при подводной дезинтеграции расплава, извергающегося с большой скоростью. Обломки сидеромелана мелкодресвяной и грубопсаммитовой размерности изометричны, имеют плавные мягкие очертания, содержат малое число крупных, округлых или слегка вытянутых газовых пустот. Обломки средне-мелкопсаммитовой и алевритовой размерности угловаты и остроугольны, их форма нередко обусловлена вогнутым очертанием внутренней поверхности газовых пузы-

рей. Вкрапленники редки, представлены крупными кристаллами плагиоклаза, моноклинного пироксена, редко оливина.

Большое количество пульверизационной гиалокластики образуется при фреатомагматических извержениях вследствие взаимодействия внедряющегося базальтового расплава с водонасыщенными осадочными породами. Как показали в 1986 г. А. Р. Гептнер и В. А. Наумов, значительное количество ее присутствует в отложениях корвунчанской серии Тунгусской синеклизы. Характерно, что сидеромелановая вулканокластика содержит здесь ксеновключения зерен кварца, ортоклаза, микроклина, обломков алевритов, аргиллитов и углей — из пород, вмещающих стенки трубчатых структур.

Тахилитовая тефра образуется в процессе лавового фонтанирования в субаэральных условиях. Размерность обломков колеблется от дресвяной до алевритовой. Пористость часто очень высокая, хорошо наблюдаемая под микроскопом. Форма обломков разнообразна, она увязывается с содержанием пор. Изометричные, близкие к овальным обломки содержат наименьшее число пор. В удлиненных, угловатых, изорванных, клочковатых обломках количество пор быстро увеличивается. В последнем случае поверхность обломков осложнена углублениями многочисленных часто неправильной формы сливающихся газовых пустот. Вкрапленники редки, обычно они представлены плагиоклазом, реже оливином. Отдельные микролиты представлены плагиоклазом. Тахилитовая тефра иногда содержит обломки минералов из пород, вмещающих стенки вулканических каналов. Иногда в виде ксеновключений встречается пористый сидеромелан. Пористость обломков, их черный цвет, непрозрачность — хорошие диагностические признаки тахилитовой тefры под микроскопом.

Наряду с тефрой в процессе лавового фонтанирования в субаэральных условиях вблизи каналов извержения накапливаются бомбы и лапилли. Их строение зависит от вязкости, температуры и газонасыщенности расплава. Крупные бомбы, сохраняя пластичность в полете, образуют фигурные формы. Внутренние части их сложены вспученными базальтами или тахилитами, корочка закалки пронизана порами и состоит из сидеромелана. Сильнопористые шлаковые бомбы образуются из более вязкой магмы. При извержениях очень жидкой лавы формируются шарообразные и эллипсоидальные бомбы. Их ядрами являются шлак, нередко обломки ксеногенных пород.

При наблюдении с анализатором свежие вулканические стекла изотропны. Вблизи кристаллической фазы и в гидратированных каемках появляется анизотропия. Точное определение состава стекол возможно химическим методом, относительное — по показателям преломления и плотности (табл. 6). Как показал в 1967 г. Е. К. Мархинин, достоверные результаты дает изучение в иммерсии показателей преломления искусственных стекол. Зависимость этой константы от содержания в стекле SiO_2 имеет почти линейный характер.

Показатели преломления и плотности вулканических стекол.
По В. Е. Трегеру

Вулканическое стекло	Показатель преломления	Плотность, кг/м ³
Риолитовое	1,492 (1,48—1,51)	2,37 (2,33—2,41) · 10 ³
Пехштейн	1,500 (1,492—1,506)	2,34 (2,32—2,37) · 10 ³
Дацитовое	1,511 (1,504—1,529)	2,50 (2,45—2,55) · 10 ³
Трахитовое	1,512 (1,488—1,527)	2,45 (2,43—2,47) · 10 ³
Андезитовое	1,512 (1,489—1,529)	2,47 (2,40—2,57) · 10 ³
Лейцито-тефритовое	1,550 (1,525—1,580)	2,55 (2,52—2,58) · 10 ³
Базальтовое	1,575 (1,506—1,612)	2,77 (2,70—2,85) · 10 ³

Вторичные изменения вулканических стекол

Вулканические стекла являются метастабильной фазой. Для них характерны вторичные изменения, обусловленные многими причинами: длительностью преобразования, ландшафтными условиями, термодинамическими параметрами диагенеза-метагенеза, составом исходного материала, тектоническим режимом бассейна седиментации. Первостепенное значение при этих изменениях имеют давление и температура, а также гидрохимия реликтовых вод. Как показал в 1974 г. Г. Н. Бровков, исходный состав не всегда является основным показателем для минералогии новообразований.

Зависимость характера изменения кислого стекла от изменения химических свойств среды показал в 1977 г. В. В. Наседкин на примере геотермальных систем п-ова Камчатка и о-ва Кунашир. В кислой среде с сульфатным анионом происходит накопление кремнезема и образование ассоциаций, типичных для вторичных кварцитов: каолинит+гидрослюда, опал+алунит, опал. В щелочной среде наблюдаются растворение и вынос кремнезема. Характерной ассоциацией является морденит или клиноптилолит+монтмориллонит. Минералообразованию предшествуют реакции гидратации и ионного обмена.

Гидратация происходит под действием слабощелочных растворов. Экспериментальное изучение ее показало, что вначале образуются анизотропные каемки с более высоким показателем преломления. На стадии глубокой гидратации обломок распадается на несколько участков, что, вероятно, связано с его микрогетерогенным строением. При длительной гидратации показатель преломления уменьшается: по-видимому, образуются устойчивые химические соединения типа кристаллогидратов. Возможно, они нередко присутствуют в древних, включая палеозойские, витрокластах и наблюдаются в виде «свежего» вулканического стекла. По мере увеличения щелочности раствора имеет место инконгруэнтное растворение стекла. Избирательный ряд растворимости компонентов в порядке уменьшения выглядит следующим образом: SiO₂, Al₂O₃,

Na_2O , K_2O . В условиях циркуляции раствора возможно выпадение кремнезема в виде осадка.

А. В. Ван и Ю. П. Казанский [5] показали, что определяющим фактором при выветривании вулканических стекол является степень увлажнения, а термический режим обуславливает лишь скорость и масштабы процессов выветривания. В пепловых отложениях п-ова Камчатка и Японии, корах выветривания по туфам на Канарских островах, современных почвах на пеплах о-ва Новая Гвинея среди продуктов выветривания вулканических стекол любого состава, от основного до кислого, присутствуют аллофан и продукты его дегидратации и кристаллизации — галлуазит, каолинит, гиббсит. При разложении кислых стекол появляются также кристобалит, тридимит, опал. Нередко в почвах, развитых по вулканическому стеклу, встречается монтмориллонит. Его появление объясняют недостатком влаги, необходимой для выноса свободного кремнезема, или воздействием гидротермальных процессов.

Преобразования базальтового стекла из зоны современного выветривания Исландии рассмотрены А. Р. Гептнером, М. А. Селезневой, С. В. Смеловым и И. Г. Лискун [44]. Несмотря на низкую среднегодовую температуру, молодые сидеромелановые гиадокластиты вследствие интенсивных изменений меняют с поверхности темно-оливковую окраску свежих пород на ярко-желтую и ржаво-бурую. Изменения связаны с гидратацией и частичным выщелачиванием сидеромелана и образованием по нему химически и структурно измененного геля базальтового стекла — палагонита. *Палагонит* — мягкое вещество желтого и желто-коричневого цвета, имеющее непостоянный химический состав; рентгеноаморфен. Под микроскопом в проходящем свете имеет зеленый, желтый, красно-бурый разных оттенков и взаимопереходов цвет. Безжелезистые палагониты, возникающие в гидротермальных полях в зоне каолинитообразования, бесцветны. Показатель преломления колеблется от 1,5 до 1,4 (у сидеромелана в среднем 1,6), зависит от содержания свободных гидроксидов железа и воды. При наблюдении с анализатором изотропен. Как показал в 1977 г. А. Р. Гептнер, палагонитизация происходит без изменения объема стекла. По сидеромелану палагонит развивается зонально либо пятнисто. От соседних участков стекла отделяется четкой неровной границей, отличается цветом, наличием грубой системы трещин, возникающих при дегидратации палагонита, и меньшим показателем преломления (рис. 29).

Палагонитизация сидеромеланов осуществляется в широком спектре природных условий: в толще льда, в зоне выветривания при современных климатических условиях, на дне пресных и соленых водоемов, а также под действием холодных и горячих подземных вод. Она характеризуется интенсивным выносом из стекла Ca, Na, Mg, в меньшей степени Si, иногда Fe. Имеет место окисление железа. Насыщенность водой достигает 25—30%. Мало меняется содержание Al, Ti, K, P. В зависимости от особенностей физико-химической обстановки соотношение вынесенных из стек-

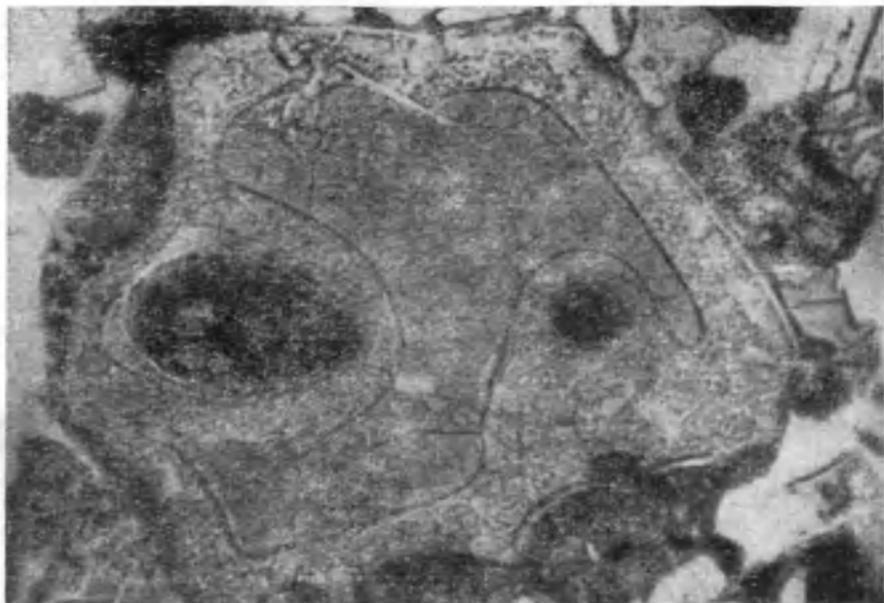


Рис. 29. Однородный палагонит, замещающий с периферии сидеромелановое стекло (в центре). По А. Р. Гептнеру.

Газовые полости выполнены смектитом. Исландия. Плейстоцен. Ув. 60. без анализатора

ла элементов сильно варьирует. И. В. Хворова и Б. И. Воронин в 1984 г. показали, что при палагонитизации в морских условиях общей тенденцией является вынос из сидеромелана Ca и Na и «приобретение» K, Fe, частично Ti. Поведение Si, Al, Mg непостоянно.

Палагонитизация способствует синтезу аутигенных минералов за счет продуктов разрушения стекла. К ним относятся цеолиты, диоктаэдрический монтмориллонит, опал, кальцит, Mg-кальцит, гипс. Монтмориллонит проникает в стекло по трещинам и порам. Он формируется после цеолитов. В некоторых случаях отмечается устойчивость сидеромелана. Изменения отсутствуют у отожженного стекла, где большая часть железа перешла в трехвалентную форму. Палагонитизация стекла прекращается при формировании кальцитового, кремневидного и монтмориллонитового цементов.

Тахилитовая вулканокластикa, как показали в 1979 г. А. Р. Гептнер и М. А. Селезнева, даже в гидротермальных условиях более устойчива, чем сидеромелан. Наибольшей устойчивостью отличаются разновидности, где в значительном количестве присутствует рудный минерал.

Продукты гальмиролитического разложения и диагенетического преобразования пирокластикa кислого и основного составов в морских отложениях почти одинаковы [5]. В конечном итоге среди продуктов изменения базальтовой кластикa преобладают фил-

липсит и железистый монтмориллонит; при изменении кислого стекла образуются клиноптилолит и щелочной монтмориллонит, избыток кремнезема представлен в основном кристобалитом и тридимитом.

Постседиментационные изменения кислого стекла в туфогенных породах мезокайнозоя Северо-Востока и Дальнего Востока СССР рассмотрены в 1974 г. П. П. Тимофеевым и В. И. Копорулиным. На стадии диагенеза и начального катагенеза происходит превращение стекла в монтмориллонит. Интенсивность процесса снижается в ряду фаций: застойные и заболачивающиеся озера — поймы рек — открытые пресноводные озера — русла рек — морской водоем. В осадках первых двух фаций все вулканическое стекло или большая его часть превращены в монтмориллонит, в остальных фациях те или иные его количества остались неизменными. На более поздних стадиях катагенеза сохранившееся вулканическое стекло переходит в цеолиты. Интенсивность превращений наибольшая в морских осадках и минимальная в континентальных образованиях. Ранее сформировавшийся по стеклу монтмориллонит при катагенезе преобразуется в смешанослойные минералы ряда гидрослюда — монтмориллонит. В морских отложениях появляется хлорит как самостоятельный минерал или компонент смешанослойных минералов.

В. Д. Шутов, В. А. Дриц и Б. А. Сахаров в 1971 г. рассмотрели динамику процессов постседиментационных изменений и указали причину превращения монтмориллонита, образовавшегося по кислому стеклу, в гидрослюда при региональном катагенезе угленосной формации Карагандинского бассейна. Исчезновение монтмориллонита происходило на фоне повышающихся температур и давлений, стадийно, через промежуточную ректоритовую фазу в условиях непрерывного взаимодействия монтмориллонита с катионами калия, источником которых являлся биотит исходных пирокластических пород.

В угленосных отложениях, как показал в 1974 г. А. В. Ван, вблизи угольных пластов или внутри них по витрокластике кислого состава преимущественно развит каолинит, а в подстилающих и перекрывающих угольные пласты слоях — монтмориллонит. Вместе с последним часто ассоциирует сидерит. При интенсивной циркуляции щелочных растворов в проницаемых зонах угленосных толщ по витрокластике формируется давсонит.

Постседиментационные изменения базальтовой витрокластики корвунчанской серии Тунгусской синеклизы изучены В. А. Наумовым и С. И. Клименко. Общая направленность этих изменений сводится к переходу диоктаэдрического смектита, образовавшегося по сидеромелану при выветривании и диагенезе, в триоктаэдрический смешанослойный минерал смектит-хлорит и корренсит, а при температуре более 373 К в хлорит. Однако в случае присутствия источников калия (высокое содержание в составе осадочной части обломков калиевых полевых шпатов в прослоях туффитов и туфопесчаников) смектит на поздних этапах литогенеза преобразуется

в диоктаэдрическую гидрослюду политипа 1M. Гидрослюдизация ограничивается отложениями, содержащими источники калия. Целолины в большом количестве образуются в поровом пространстве туфов, обломочная часть которых состояла исключительно из одного сидеромелана.

В заключение следует отметить, что даже в случае полного изменения вулканического стекла основные черты его (размеры и форма обломков, контуры газовых пустот и вкрапленников) благодаря неоднородности цвета и структуры заместившего его глинистого вещества сохраняются в породе и различаются в шлифах.

ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Янтарь. $C_{10}H_{16}O$. Аморфный. Оптические свойства: $n=1,530—1,558$. Плотность пенистого и белого янтаря $0,97 \cdot 10^3$, с увеличением прозрачности она увеличивается до $1,12 \cdot 10^3$. Твердость 2—2,5. При нагревании до 413—473 К становится пластичным. Растворяется в бензоле. Горит коптящим желтым пламенем, выделяя резкий запах сосновой смолы. Является твердой ископаемой смолой хвойных деревьев преимущественно мел-эоценового, реже более молодого возраста. Балтийский янтарь носит название сукцинит. Встречается в виде зерен и кусков размером от 1 мм до размера лимона и более. Цвет от прозрачного желтого до белого непрозрачного, темно-красного и черного. В зависимости от характера и места повреждения дерева форма выделений различна: сосульки, капли, надствольные в поперечном срезе в форме полумесяца натеки и комки, грунтовые камни неправильной формы, пластинчатые формы заполнения трещин, межкоровый и подкоровый янтарь, смоляные «карманы». Янтарь иногда содержит включения остатков насекомых и растений. В шлифах с анализатором изотропен, иногда наблюдается агрегатная поляризация.

При выветривании на поверхности янтаря образуется корочка, состоящая из многоугольников размером 2—3 мм. Она имеет более темный цвет. Выветривание усиливается в присутствии гумусовых соединений. При этом происходит обесцвечивание янтаря, повышаются его твердость и хрупкость. Как показал в 1979 г. Б. И. Сребродольский, в процессе окисления меняются оптические свойства янтаря. Неизменный янтарь Предкарпатья имеет $n=1,540—1,551$, у окисленного $n=1,552—1,561$. При переносе корочки выветривания стираются.

Постседиментационные изменения описаны в 1978 г. В. С. Трофимовым. При диагенезе заметных изменений состава и свойств янтаря, по-видимому, не происходит. Однако, если захоронение происходило в морских россыпях, содержащих глауконит, поровые растворы обогащались калием и взаимодействовали с янтарем. Это приводило к образованию окиссоединений, отщеплению свободной янтарной кислоты, появлению в янтаре органически связанной серы и сульфидов, уменьшению хрупкости. В отложениях, подвергшихся динамическому и контактовому метаморфизму, про-

исходит потемнение окраски янтара и наблюдается трещиноватость. Появление только мелкой полигональной трещиноватости, без изменения окраски, указывает лишь на динамометаморфизм без увеличения температуры. Сильнометаморфизованный янтарь (вмещающие породы — собранные в складки кварциты) характеризуется темно-зеленым и черным цветом, просвечивающим рубиново-красным, и трещиноватостью, проникающей в глубь куска.

Образование янтара является следствием эволюции растительности на Земле, при переходе ее от мезофита к кайнофиту. Отложение наиболее богатых янтарем толщ происходило в условиях опресненных бассейнов. Современные россыпи имеют место в аллювиальных, лагунно-дельтовых, прибрежно-морских и морских условиях.

Аллотигенные минералы в процессах литогенеза

Известно, что минералы устойчивы только в условиях своего образования, которые, как показал в 1977 г. Г. И. Бушинский, определяются в основном значениями pH и Eh. Последние устанавливаются за счет гидролитической диссоциации минералов. Преобразования при выветривании определяются процессами гидратации, катионного обмена, гидролиза, окисления и комплексобразования. Степень проявления их в конкретных условиях зависит от состава атмосферы, рельефа, климата, воздействия органического вещества, состава исходной породы, условий обводненности и дренажа.

Ю. П. Казанский [11] установил, что по минеральному составу новообразований и характеру распределения реликтовых минералов преобладают два типа профилей кор выветривания: кислый (каолининовый или гидрослюдисто-каолининовый) и основной (монтмориллонитовый или монтмориллонит-каолинит-охристый). Первый тип развит на кислых магматических и метаморфических породах, а также на осадочных терригенно-глинистых. В профиле этого типа обособляется несколько зон выветривания: гидрослюдистая и дезинтеграции, гидрослюдисто-каолининовая, каолининовая, охр и оксидов (табл. 7), являющихся пределами устойчивости определенных минералов.

Продукты выветривания второго типа связаны с ультраосновными, основными, частично средними магматическими и метаморфическими, вулканокластическими породами. Монтмориллонитовый или монтмориллонит (нонтронит)-каолинит-охристый профиль выветривания характеризуется преобладанием щелочных условий на большей части профиля. В зоне дезинтеграции имеют место серпентинизация оливина, развитие нонтронита, монтмориллонита, иллита, хлорита и других минералов по пироксенам и амфиболам.

В зоне выщелачивания ромбические пироксены замещаются сапонитом, серпофитом, монтмориллонитом, галлуазитом, гидроксидами железа. Продукты преобразования моноклинных пироксенов

**Схема устойчивости минералов в профиле каолинитового типа.
По Ю. П. Казанскому**

Зона выветривания по преобладающим минералам и новообразованиям	Группа устойчивости	Ассоциация реликтовых минералов
Охр и оксидов	V	Циркон, рутил, турмалин, кварц, графит
Каолинитовая	IV	Рутил, анатаз, касситерит, монацит, турмалин, лейкоксен, графит, кварц со следами растворения, циркон, малакон, ильменит, корунд (?), дистен (?)
Гидрослюдисто-каолини- товая	III	Дистен, ставролит, силлиманит, алмадин, микроклин, андалузит, минералы IV группы
	II	Мусковит, титанит, эпидот, цоизит, пеннин, клинохлор, тремолит, актинолит, ортоклаз, кислые плагиоклазы, эгирин, апатит (?), биотит (?) и минералы III—IV групп
Гидрослюдистая и дезин- теграции	I	Роговая обманка, апатит, гроссуляр, средние и основные плагиоклазы, магнетит, биотит, авгит, диопсид, нефелин, железистые хлориты, глауконит, вулканическое стекло, монтмориллонит, органическое вещество, сульфиды железа и минералы II—IV групп

представлены монтмориллонитом, галлуазитом, хлоритами, гидроксидами железа и кремния. Амфиболы замещаются нонтронитом, хлоритами, монтмориллонитом, гидроксидами железа.

Большинство исходных минералов исчезает в зоне усиленной глинизации. Здесь сокращается количество серпентина. Замещены монтмориллонитом, галлуазитом и каолинитом средние и основные плагиоклазы, пироксены, амфиболы. Для самой верхней зоны (зоны полуторных оксидов) характерны гидроксиды железа и алюминия. Неустойчивы актинолит, нонтронит, монтмориллонит; сокращается содержание титанита, апатита, цоизита, альбиты, вторичного кварца, хлоритов, галлуазита, каолинита.

Исходные материнские породы питающей провинции имеют различный состав. Степень изменения их, или зрелость материала осадочной породы, определяется, по-видимому, ассоциацией одинаковых минералов в той или иной зоне одного профиля. Отсут-

**Изменение минерального состава современного аллювия
Днепра вниз по течению. По А. А. Лазаренко**

Изменение	Минералы, содержание которых увеличивается	Минералы, содержание которых уменьшается
Отчетливое	Циркон Рутил Титанит Лейкоксен Силлиманит	Гранат Пироксены моноклинные Микроклин
Менее отчетливое	Ильменит Дистен Андалузит Пирит Цоизит (?) Турмалин (?) Кварц Глауконит (легкая фракция)	Пироксены ромбические Амфиболы Хлоритоид Апатит Хлорит Обломки пород (тяжелая и легкая фракции) Ортоклаз Плагиоклазы
Неясное	Эпидот Щелочные амфиболы Слюды Магнетит Обломки кремнистых пород	

ствие оптимальных условий выветривания приводит к остановке процесса выветривания на одной из промежуточных стадий. Кора выветривания имеет неполное развитие, вышележащие зоны могут отсутствовать. Более сложный случай возникает, если кора выветривания формируется на осадочных образованиях, отдельные слои которых имеют неоднородный состав и находятся на разных стадиях элювиального преобразования.

В последнее время установлено, что длительность переноса продуктов выветривания не оказывает существенного влияния на степень зрелости аллотигенного материала. Так, изменения содержания неустойчивых минералов вниз по течению Миссисипи, Волги, Куры, Сырдарьи и других рек не обнаруживают никакой закономерности. А. А. Лазаренко в 1964 г. установил, что состав обломочных минералов современного аллювия Днепра вниз по течению (табл. 8) определяется главным образом двумя факторами: составом источников питания и механическим составом осадков. Следует учитывать также влияние третьего фактора: разрушения минералов в процессе переноса. Эксперименты Е. М. Еременко по изу-

чению разрушения минералов в процессе переноса показали, что фракция 0,10—0,25 мм терригенных минералов в барабанах с внутренней абразивной поверхностью при транспортировке на 1500 условных километров изменяется мало. По мнению Ю. П. Казанского, необходимо учитывать при этом и возможность обогащения водной среды перешедшими в раствор продуктами истирания обломков.

Минеральный состав песков в береговой зоне и на шельфе океанов, как показал в 1978 г. А. П. Лисицын, тесно связан с местными условиями. Определяющим фактором для всех океанов служит климатическая зональность, проявляющаяся через зональность кор выветривания. В общем случае она выражается в сокращении содержания от полюсов к экватору нестойких кластических минералов. Вместе с ними меняется состав глинистых минералов. В прибрежной зоне — на пляже и мелководье благодаря асимметрии волн и прибойного потока идет накопление тяжелых минералов. В пелагических областях океанской седиментации велика роль эолового материала, особенно кварцевого состава. Из полевых шпатов в аэрозоле и донных осадках резко преобладают плагиоклазы. Они угловаты, имеют основной состав и связаны с областями современного вулканизма. В океанских условиях наряду с флювиальным и эоловым материалом имеет место поставка ледового грубообломочного, песчаного и алевритового материала в пелагические отложения ледовых зон. Минеральный состав взвеси и донных осадков этих зон определяется особенностями петрографии пород водосбора.

Изменения аллотигенных минералов в осадках и породах в процессе постседиментационного преобразования связаны в основном с их растворением и замещением другими минералами, регенерацией и перекристаллизацией минералов. Общий порядок устойчивости к условиям окружающей среды остается тот же, что и при выветривании (табл. 9). При метаморфизме, по наблюдениям Л. А. Савельева, В. Я. Хильтова, И. К. Шулешко и других исследователей, наибольшей устойчивостью из минералов тяжелой фракции отличаются рутил, циркон и турмалин.

Иногда неустойчивые аллотигенные минералы сохраняются в древних и грубоко погруженных осадочных толщах. Явление запыливания внутрислойного растворения обусловлено следующими причинами [2]: 1) низкой пористостью и проницаемостью вмещающих, особенно глинистых, пород; 2) бронированием аллотигенных минералов аутигенными минералами межзернового пространства или конкреций; 3) наличием на обломках труднорастворимой пленки; 4) «консервацией» обломков углеводородными флюидами. Длительному сохранению неустойчивых минералов способствует также отсутствие высоких температур и давления, что имеет место в неглубоко залегающих отложениях платформ.

При петрологических исследованиях, особенно реконструкции областей размыва, вследствие неодинаковых значений отдельных минеральных видов используются не одиночные минералы, а ас-

Устойчивость обломочных минералов при процессах внутрислойного растворения. По А. Г. Коссовской

Минералы, образованные в результате эпигенеза (катагенеза)		Степень устойчивости
начального	глубинного	
Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Очень устойчивые
Кварц Калиевые полевые шпаты Альбит Альбит-олигоклаз Апатит Гранат Дистен Ставролит Силлиманит	Кварц Натриевые плагиоклазы Эпидот Гранат	Устойчивые
Плагиоклазы выше № 20 Эпидот Биотит	Плагиоклазы выше № 20 Калиевые полевые шпаты Биотит	Неустойчивые
Роговая обманка Пироксен Оливин		Очень неустойчивые

социации аллотигенных компонентов, или терригенно-минералогические комплексы. В общем виде корреляция обломков и исходных пород оценивается по табл. 10.

Поскольку пороодообразующие минералы могут замещаться глинистым материалом еще в коре выветривания, изучение состава источников сноса чаще ведут по комплексам наиболее устойчивых минералов или минералов тяжелых частей фракций 0,25—0,01 мм.

Дополнительно используются типоморфные разновидности отдельных минералов. При отсутствии процессов интеграции состав аллотигенных минералов хорошо коррелируется с составом реликтовых минералов отдельных зон коры выветривания, но при этом наблюдаются как бы перевернутые профили кор выветривания.

По мере удаления областей размыва к конечным бассейнам седиментации имеет место смещение материала из областей размыва с различной степенью выветривания исходных образований.

**Основные петрографические типы питающих провинций
и их минералы-индикаторы. По М. Г. Бергеру**

Петрографический тип	Преобладающий класс и тип пород	Типоморфные минералы-индикаторы
Гранитоидный (салический)	Кислые, средние и щелочные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними пегматиты, пневматолито-гидротермальные и контактово-метасоматические образования	Кварц, калишпаты, кислые плагиоклазы, мусковит, биотит, роговая обманка, щелочные амфиболы и пироксены, циркон, турмалин, апатит, монацит, ксенотим, касситерит, топаз, титанит, флюорит
Базитовый (мафический)	Основные и ультраосновные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними поздние и постмагматические и контактово-метасоматические образования	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, хромит, шпинель, магнетит, титаномagnetит, ильменит, пироп
Метаморфический	Разнообразные по составу кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кварциты и другие породы различных зон и типов регионального и локального метаморфизма	Кварц, кианит, ставролит, силлиманит, андалузит, тремолит, актинолит, глаукофан, минералы группы эпидота, альмандин, хлоритоид, корунд
Осадочный	Древние осадочные породы различного состава	Переотложенные кварц (показательны переотложенные зерна регенерированного кварца), глауконит, кальцит, доломит, циркон, рутил, турмалин, барит, анатаз и др.

Наибольшей сложностью характеризуются ассоциации морских отложений, обусловленные разнообразием источников материала, динамикой водной среды и обстановкой осадконакопления.

Иногда имеет место изменение и сглаживание разнообразия первичного состава ассоциаций обломочных минералов. В континентальных отложениях, сложенных горизонтами, находящимися на разных стадиях элювиального процесса, выравнивание состава происходит после дозревания отложений на месте. В породах с базальным карбонатным, железистым или глинистым цементом мономинеральность достигается коррозией менее устойчивых компонентов.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Особенности структуры и классификация

глинистых минералов

Глинистые минералы — наиболее распространенные слоистые силикаты, или филлосиликаты осадков и осадочных пород. Они составляют основную массу глин и известны как примесь в составе других пород. Глинистые минералы характеризуются сложным типом структур, основу которых составляют два структурных элемента: кремнекислородный тетраэдр и алюмокислородно-гидроксильный октаэдр (рис. 30). Тетраэдры, соединяясь вершинами оснований, образуют двумерную сетку. Центральные катионы в ней расположены по гексагональному мотиву. Октаэдры, соединяясь боковыми ребрами, также образуют двумерную сетку с расположением центров по гексагональному мотиву. Общими вершинами тетраэдров и октаэдров октаэдрическая сетка соединяется с одной или двумя тетраэдрическими сетками и образует слой. Сочетание комбинаций структурных элементов формирует основные типы структур глинистых минералов. Для минералов каолиновой группы характерна двухэтажная структура, состоящая из одной тетраэдрической и одной октаэдрической сеток. Они имеют структуру типа 1:1, или структуру каолинового типа. Слюдистые минералы и смектиты состоят из двух тетраэдрических сеток и одной октаэдрической, находящейся между ними. Они имеют трехэтажную слоистую структуру типа 2:1, или структуру слюдяного типа.

В минералах хлоритовой группы между двумя слоями слюдяного типа располагается октаэдрическая сетка, вершины которой заняты гидроксильными группами. Эту структуру называют структурой хлоритового типа. Гидроксильная октаэдрическая сетка по аналогии с другими глинистыми минералами считается межслоевым материалом. В палыгорскитах и сепиолитах имеет место структура промежуточного слоисто-цепочечного, или палыгорскит-сепиолитового, типа, где кремнекислородные тетраэдры образуют цепочки, связанные с кислородом и гидроксильными октаэдрическими сетками, содержащими атомы алюминия и магния. Кроме перечисленных структур простых глинистых минералов установлены промежуточные структуры, состоящие из правильного или неправильного сочетания

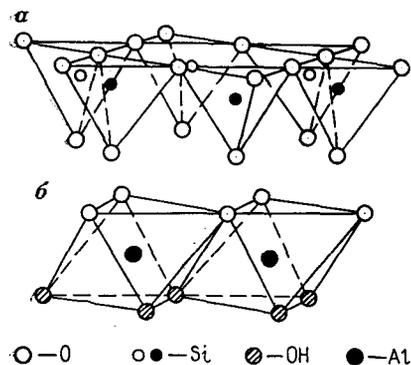


Рис. 30. Схематическое изображение двумерных сеток, состоящих из кремнекислородных тетраэдров (а) и алюмокислородно-гидроксильных октаэдров (б)

слоев различных слоистых силикатов. Это структуры смешанослойного типа, характерные для смешанослойных глинистых минералов.

Катионы в центре октаэдров могут быть представлены ионами Al^{3+} и Fe^{3+} либо Mg^{2+} и Fe^{2+} . В первом случае баланс валентностей достигается уже в 2/3 всех октаэдров, а 1/3 остается свободной. Глинистые минералы с такой октаэдрической сеткой называются диоктаэдрическими. Во втором случае в центре октаэдров находятся Mg^{2+} и Fe^{2+} . Для баланса валентностей необходимо заполнение всех октаэдров. Слоистые силикаты с такими структурами называют триоктаэдрическими.

Слои в структурах глинистых минералов могут быть электрически нейтральными либо отрицательно заряженными. Величина заряда зависит от изоморфных замещений, главным образом в тетраэдрических слоях и в меньшей степени в октаэдрических. Слой является нейтральным, если все тетраэдрические положения заняты Si^{4+} , и отрицательным, если Si^{4+} частично замещается Al^{3+} . Отрицательный заряд в этом случае компенсируется ионом K^+ , иногда Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , возможно, гидрооксонием $(H_3O)^+$. Частичная компенсация отрицательного заряда возможна также замещением кислородных ионов группами $(OH)^-$. В последнее время для высокожелезистых минералов допускается замещение Si на Fe^{3+} в присутствии Al , занимающего октаэдрические позиции [10]. Наряду с обменными и фиксированными катионами между слоями могут находиться молекулярные слои воды и органические вещества. У хлоритов отрицательный заряд слоев 2:1 компенсируется положительным зарядом гидроксильной октаэдрической сетки. Вследствие этого величина слоевого заряда варьирует в хлоритах от 0 до 1,0 на формульную единицу.

Дальнейшая детализация структур глинистых минералов связана с явлениями политипии, обусловленными способами наложения сходных по составу слоев относительно друг друга. Ж. Смит и Х. Иодер в 1956 г. выделили шесть простых последовательностей располагающихся друг над другом слоев, которые при регулярном чередовании дают элементарные ячейки шести политипных разновидностей: $1M$ ($1M d$), $2M_1$, $2M_2$, $3T$, $2O$ и $6H$, где цифры перед буквами обозначают количество слоев в элементарной ячейке, буквы — симметрию (M — моноклинная, O — ромбическая, T — тригональная, H — гексагональная), цифры под строкой — мотивы упаковки. В приведенных обозначениях индекс $1Md$ обозначает неупорядоченную разновидность модификации $1M$. Наряду с простыми модификациями выделяются более сложные политипные разновидности $12M$, $18M$ и $8Tc$ (триклинная симметрия). При увеличении числа слюдяных слоев в элементарной ячейке количество вариантов модификаций растет. Учитывается также упорядочение структуры минерала, когда трехмерный каркас ячейки сохраняется, а распределение катионов меняется.

Перечисленные свойства слоистых структур положены в основу современной классификации филлосиликатов (применительно к

Классификационная схема филоосиликатов применительно к глинистым минералам. По С. Бейли

Тип слоя	Группа	Заряд на формульную единицу*	Подгруппа	Примеры минеральных разновидностей
1:1	Каолинит-серпентина	~ 0	Каолинита	Каолинит, дик-кит, галлуазит
			Серпентина	Хризотил, лизардит, амезит
	Пирофиллит-талька	~ 0	Пирофиллита	Пирофиллит
			Талька	Тальк
2:1	Смектита	~ 0,2—0,6	Диоктаэдрического смектита	Монтмориллонит, бейделлит
			Триоктаэдрического смектита	Сапонит, гекторит, соконит
	Вермикулита	~ 0,6—0,9	Диоктаэдрического вермикулита	Диоктаэдрический вермикулит
			Триоктаэдрического вермикулита	Триоктаэдрический вермикулит
	Слюды	~ 1	Диоктаэдрической слюды	Мусковит, паргонит
			Триоктаэдрической слюды	Флогопит, биотит, лепидолит
	Хрупких слюд	~ 2	Диоктаэдрической хрупкой слюды	Маргарит
			Триоктаэдрической хрупкой слюды	Клинтонит, анандит
	Хлорита	Варьирует	Диоктаэдрического хлорита	Донбассит
			Дитриоктаэдрического хлорита	Кукеит, судонит
Триоктаэдрического хлорита			Клинохлор, шамозит, нимит	

глинистым минералам), рекомендованную Номенклатурным комитетом АИРЕА по глинистым минералам [50]. Филлосиликаты разделены на две группы, каждая из них содержит диоктаэдрическую и триоктаэдрическую подгруппы. Каждая подгруппа в свою очередь разделена на минеральные разновидности (табл. 11). Вместо названия группы монтмориллонит-сапонит рекомендовано более широкое название — смектит. Двойное название оставлено для каолинит-серпентиновой и пирофиллит-талъковой групп. Термины «кандит» и «септехлорит» для каолиновых и серпентиновых минералов предложено не использовать. Положение иллита (или гидрослюды) оставлено открытым: неясно, где или на каком уровне они могут войти в таблицу. Распределение основных групп слоистых силикатов в осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических комплексах экзогенной оболочки земной коры, их классификация и структуры рассмотрены В. А. Дрицем и А. Г. Коссовской [10]. В предлагаемое описание глинистых минералов включены также группы аллофана и сепиолита-палыгорскита.

Описание глинистых минералов

Группа аллофана

Аллофан. $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$. Аморфный. Оптические свойства: $n=1,47-1,57$. Плотность $(1,48-2,05) \cdot 10^3$. Твердость 1—3,5, иногда 4—4,5.

На положение аллофана в минералогической систематике нет единой точки зрения. Большинство исследователей считают его коллоидным водным силикатом алюминия, который может содержать оксиды железа и P_2O_5 . Ф. В. Чухров, а также С.И. Берхин, Л. П. Ермилова, В. А. Молева и Е. С. Рудницкая в 1964 г. пришли к выводу о возможности существования двух аллофановых силикатов. Один — более обычный имеет молекулярное соотношение $SiO_2/Al_2O_3 < 2$. Его можно рассматривать как состоящий в основном из весьма слабо раскристаллизованного гидроксилсодержащего силиката алюминия переменного состава, обнаруживающего общность с островными силикатами. Другой аллофановый силикат близок к галлуазиту. Состав его отвечает соотношению $SiO_2/Al_2O_3 = 2:1$. Он представляет собой галлуазитовый гель с очень мелкими кристаллическими частицами. А. А. Годовиков [9] относит аллофан к коллоидальным минералоидам, близким к каолиниту. К. Фрей [22] считает, что в некоторых случаях аллофан может представлять собой промежуточный продукт между гелями алюмосиликатов и галлуазитом или каолинитом или между галлуазитом и гиббситом.

Аллофан образует стекловатые и опаловидные натеки, корочки, прожилки синего, зеленого, желтого, бурого и белого цвета. Окраска в основном распределяется зонально. В шлифах он изотро-

пен, иногда обнаруживает двупреломление напряжения. Округлые частицы аллофана часто имеют тонкую зональность, отдельные зоны отличаются окраской, строением или показателями преломления. Под электронным микроскопом выглядит как скопление шариков, часто сливающихся друг с другом. Поверхность шариков бугристая. Аллофан иногда ассоциирует с галлуазитом, каолинитом, гиббситом, оксидами железа, кварцем, аморфным кремнеземом.

Значительная часть описанных Ф. В. Чухровым, С. И. Берхиным и другими находок аллофанов относится к зоне окисления рудных месторождений. Б. М. Михайлов и Г. В. Куликова в 1977 г. указали на распространение аллофана в корках выветривания вулканогенных пород, содержащих стекло или залегающих в непосредственной близости от карбонатных пород. Известны случаи его образования по щелочным полевым шпатам и плагиоклазу. И. А. Преображенский и С. Г. Саркисян в 1954 г. отметили аллофан в виде натеков и сталактитов в трещинах и пустотах медных месторождений, в угольных месторождениях, в примеси к глинам при разложении нефелина, лейцита, цеолитов. С. И. Набоко в 1970 г. показала аллофан в гидротермальной системе Паужетского месторождения.

Аллофаны отсутствуют в древних образованиях: при старении они переходят в кристаллические формы алюминия и кремния. Вследствие этого А. Д. Слукин и Д. А. Живцов в 1975 г. предположили существование аллофана как промежуточной фазы среди инфильтрационных минералов. Тот же процесс может иметь место и в бокситах.

Аллофан дает слабые, размытые пики на кривых нагревания (эндоэффект 393—423 К, экзоэффект 960 К), иногда слабые линии на рентгенограммах, но обычно рентгеноаморфен. Для определения аллофана важен химический анализ.

Группа каолинит-серпентина

Подгруппа каолинита

Каолинит. $Al_4 [Si_4O_{10}] (OH)_8$. Триклинный или моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,560—1,570$; $n_m = 1,559—1,569$; $n_p = 1,553—1,563$; $n_g - n_p = -0,007$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 24—50^\circ$; $r > V$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp = 87^\circ 30'—86^\circ 30'$; $aNm = 2^\circ 30'—3^\circ 30'$; $Ng \parallel b$. Удлинение положительное. Спайность по (001) весьма совершенная. Плотность (2,61—2,68) · 10³. Твердость 2—2,5.

Химический состав каолинита изменяется мало. В его структуре в небольших количествах могут входить ионы Ti, Fe, Mg, Ca Na и K, но вследствие тонкозернистости глинистого вещества трудно судить, являются ли они изоморфной или механической примесью или присутствуют как обменные катионы.

Каолинит представляет собой гидратированный диоктаэдрический алюмосиликат, состоящий из двухэтажных электрически нейтральных слоев. Кислородные и гидроксильные ионы сгруппированы попарно. Соединение слоев осуществляется связями водородного или гидроксильного типа. Вследствие того, что связи, соединяющие атомы внутри слоя, значительно сильнее связей O—OH между слоями, имеют место различные структурные формы каолинита. Наиболее характерны политипные модификации 1Тс и 6М. М. Ф. Викулова и Б. Б. Звягин в 1973 г. установили девять структурных форм каолинита по степени совершенства структуры и форме элементарной ячейки. Каолинит зрелых кор выветривания, близко переотложенных продуктов размыва и некоторых преобразованных на месте осадочных пород независимо от степени совершенства структуры имеет триклинную элементарную ячейку. При переносе частицы каолинита расщепляются по спайности. Может происходить смещение слоев, иногда с их разворотом относительно друг друга. Механические воздействия и срастания приводят к переходу совершенной структуры каолинита с триклинной формой элементарной ячейки в каолинит несовершенной структуры с псевдомоноклинной элементарной ячейкой. Полностью неупорядоченные типы встречаются в морских отложениях.

Пластинчатые кристаллы каолинита встречаются исключительно редко, размер их лишь иногда достигает 1 мм. Обычно это изогнутые, червеобразные кристаллические образования, тонко- и крупнозернистые пластинчатые и чешуйчатые агрегаты, землистые массы, иногда натечные формы. Каолинит бывает рыхлый, напоминающий мел, или массивный, плотный. На ощупь он жирный. Отдельные чешуйки бесцветны, однако в массе каолинит имеет белый цвет, нередко с красноватым, буроватым, зеленоватым или голубоватым оттенками.

В шлифах каолинит бесцветный, иногда слабо-желтоватый. Для диагностики под микроскопом важны чешуйчатые, веерообразные, розетковидные и червеобразные формы (рис. 31). С анализатором он серый. В тонкозернистых глинах раскристаллизован плохо, вследствие чего двупреломляет слабо и иногда кажется изотропным. На электронно-микроскопических снимках имеет вид чешуек и пластинок, степень кристалличности которых определяется генетическим типом отложений.

Каолинит в осадочных породах имеет обломочный и аутигенный генезис. Аутигенный каолинит образуется на разных этапах осадконакопления. В коре выветривания он возникает при изменении различных пород (табл. 12) за счет разложения слюд, полевых шпатов, фельдшпатоидов, вулканического стекла и других содержащих алюминий силикатов в кислой среде в условиях теплого и жаркого влажного климата при интенсивном дренаже. В одном случае каолинит является непосредственным продуктом преобразования минерала материнской породы, в других — появляется только через промежуточные минеральные фазы. Диагенетический каолинит возникает в результате синтеза в осадках, а также,



Рис. 31. Каолинистая глина в шлифе. Нижний карбон. КазССР. Экибастузское каменноугольное месторождение. Ув. 62, без анализатора. По Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, Е. И. Орешниковой и др.

Крупные червеобразные и чешуйчатые сростки каолинита образовались в результате перекристаллизации вещества. Между сростками каолинита располагается органическое вещество коричневого и черного цвета

Схема изменения минерального состава в древних корах выветривания на раз

Кора выветривания	Алексеевка (КазССР)		Полетаево (Челябинская обл.)
Верхняя зона	Каолинит		
Промежуточная зона	Каолинит	Галлуазит	Гидрослюда, серицит
Материнская порода	Микроклиновый гранит	Плагногранит	Гранитный пегматит

по данным Н. В. Логвиненко, изменения тех же минералов, что и в коре выветривания. Он встречается в почвах и подпочвах угольных пластов, озерно-болотных глинах, глинистых прослоях углей, в цементе кварцевых, аркозовых и граувакковых песчаников и алевролитов. В континентальных бассейнах диагенетический каолинит часто связан с отложениями угленосных толщ, подземные воды которых богаты углекислотой. Иногда каолинит приурочен к углефицированным органическим остаткам, формируя по ним полные псевдоморфозы и замещающая при этом карбонаты кальция, а в вулканогенных обломочных породах и весь вулканогенный материал. В зоне катагенеза аутигенный каолинит формируется в цементе кварцевых песчаников и алевролитов, полевошпатово-кварцевых и аркозовых пород аллювиального и озерного генезиса в ассоциации с халцедоном и вторичным кварцем. Появление катагенетического каолинитового цемента в песчаниках нефтеносных отложений Западной Сибири ведет к улучшению их коллекторских свойств. В глинах на стадии катагенеза каолинит присутствует как новообразование и как реликтовый минерал, унаследованный от диагенеза. При позднем катагенезе, как показал в 1968 г. Н. В. Логвиненко, появляются ассоциации, характеризующиеся постепенным исчезновением каолинита и заметным увеличением количества гидрослюда и хлорита. Изменения каолинита при катагенезе тонштейнов пласта угля l_3 в карбоне Донецкого бассейна, образовавшихся в условиях кислой восстановительной среды каменноугольного торфяника, рассмотрены Л. Г. Рекшинской [36]. В тонштейнах длиннопламенных углей, образованных тонкодисперсным материалом каолинитового состава и органическим веществом, встречаются крупные червеобразные кристаллы каолинита. В тонштейнах газовых углей растет содержание червеобразных кристаллов каолинита, хаотично расположенных в мелкозернистой массе. Степень кристалличности снижается в связи с преобразова-

Таблица 12

личных материнских породах и минералах. По В. П. Петрову

Волянь (УССР)	о-в Хайнань (КНР)	Кыштым (Челябинская обл.)	Ковдорский р-н (Мурманская обл.)
Каолинит			Охра, сунгулит
Гиббсит, монт-мориллонит	Гиббсит, галлаузит	Вермикулит, гидрослюда	
Габбро	Базальт	Флогопит в граните	Флогопит в серпентинитах

нием органического вещества. В тонштейнах жирных и коксово-отошенно-спекающихся углей растет количество ориентированных червеобразных сростков каолинита, появляются новообразования гидрослюда и хлорита. В тонштейнах антрацитов (стадия метатенеза) развиты тонкодисперсные новообразования слюды мусковитового и парагонитового рядов и хлорита. Каолинит сохраняется в виде останцов с нечеткими контурами. В. Д. Шутов в 1975 г. в каолинитовых глинах и песчаниках с устойчивыми обломками пород описал замещение на этапе позднего катагенеза каолинита в замкнутых поровых участках диккитом. В зоне метатенеза каолинит и диккит замещаются пиррофиллитом.

В морских и океанских отложениях, по данным А. П. Лисицына, каолинит имеет главным образом аллотигенное происхождение. Его источником являются тропические и экваториальные коры выветривания. Кристаллы и «друзы» аутигенного каолинита были отмечены в 1975 г. А. Г. Коссовской в пелагических органогенно-глинистых породах. Их образование совместно с пиритом было обусловлено кислой средой в участках разложения органического вещества. Аналогичный генезис каолинита установили В. Д. Шутов в некоторых древних довольно глубоководных осадках открытого моря ордовика Южной Прибалтики и Г. В. Бутузова в колонках современных илов Черного моря.

Как показали исследования И. Н. Ушатинского и П. К. Бабицина, структурные и морфологические особенности каолинита в различных типах пород по разрезу Западно-Сибирской низменности зависят не от глубины залегания пород, а от фациальных и геохимических условий его образования. Для аллотигенного каолинита континентальных и морских глин характерно наименьшее совершенство структуры и морфологии: моноклинность ячейки, пестрый период *c*, обломочность частиц. Для катагенетического аутигенного каолинита в цементе песчаников свойственно наибольшее совершенство структуры и морфологии: наличие триклинной ячейки, строгий период *c*, крупные шестигранные кристаллы с углами, близкими к 120° .

Диккит. $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,566-1,568$; $n_m=1,562-1,563$; $n_p=1,560-1,561$; $n_g-n_p=0,006-0,007$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=50-80^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=76-70^\circ$; $aNm=14-20^\circ$; $NgIib$. Удлинение положительное. Спайность по (001) совершенная. Плотность $2,62 \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3. По химическому составу идентичен каолиниту.

Элементарная ячейка состоит из двух слоев каолинитового типа. В отличие от каолинита, где все слои имеют одинаковую ориентировку, в дикките слои последовательно развернуты на $\pm 120^\circ$.

Диккит раскристаллизован лучше, чем каолинит, и нередко наблюдается в более или менее хорошо образованных бесцветных пластинчатых кристалликах гексагонального облика размером 0,1—1,0 мм. Он встречается также в чешуйчатых агрегатах и зем-

листых массах. Это бесцветный либо белый минерал с буроватым, желтоватым или зеленоватым оттенком. В шлифах он бесцветный. Для него характерны агрегаты в виде стопочек тонких пластинок. От каолинита и накрита диккит отличается большим углом погасания. Надежным методом диагностики является рентгеновский анализ.

Диккит менее распространен, чем каолинит. А. В. Копелиович в 1965 г. установил его эпигенетическую (катагенетическую) разновидность в аркозовых песчаниках юго-запада Восточно-Европейской платформы. Диккит в сростании с каолинитом замещает гидрослюда, хлорит, биотит, плагиоклазы. Н. В. Логвиненко в 1968 г. отметил диккит в ассоциации с кварцем как метагенетическое новообразование мономинеральных кварцевых песчаников. В. Т. Лукьянова, Н. П. Голубева и А. Б. Халезов в 1982 г. обнаружили его в вулканогенно-осадочных толщах мезозойских впадин Урало-Тургайской области, где он, по-видимому, образовывался за счет фумарольно-сульфатарной и гидротермальной деятельности в зонах разломов. Р. Я. Поляк и А. А. Никитин в это же время показали, что диккит в кварцевых и олигомиктовых кварцито-кварцевых песчаниках визейских нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины имеет глубинно-катагенетическое и гидротермальное происхождение. Глубинно-катагенетическая его разновидность развита регионально, а на глубинах 4—4,5 км он является преобладающим минералом цемента. Гидротермальный диккит, развитый локально, не зависит от глубины и зон регионального катагенеза. М. Ф. Соколовой и Г. Н. Перрозио в 1974 г. диккит установлен в ряде опорных разрезов Западно-Сибирской низменности в отложениях тюменской свиты. Наряду с каолинитом он развивается по полевым шпатам в поровом пространстве крупнозернистых песчаников. Признаки замещения каолинита диккитом отсутствуют.

Накрит. $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,563-1,566$; $n_m=1,562-1,563$; $n_p=1,557-1,560$; $n_g-n_p=0,006$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=40-90^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=80-78^\circ$; $aNm=10-12^\circ$; $NgIb$. Удлинение положительное. Спайность по (001) совершенная, по (010) и (110) хорошая. Плотность $2,58 \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3.

По химическому составу накрит идентичен каолиниту и диккиту. Элементарная ячейка состоит из шести слоев каолинитового типа. Структура в отличие от диккита и особенно каолинита полностью упорядочена, а слои последовательно развернуты на $\pm 60^\circ$.

Накрит встречается в более крупных (до 5 мм в диаметре) пластинчатых кристаллах гексагонального облика, радиально-пластинчатых агрегатах, тонкочешуйчатых и плотных массах. Он бесцветный или белый с желтоватым оттенком. В шлифах бесцветен. От каолинита и диккита отличается углом aNm . В тонкозернистых агрегатах надежным методом его диагностики является рентгенов-

ский анализ. Накрит встречается в тех же условиях, что и диксит, но более редок. Он установлен вместе с дикситом и каолинитом в гидротермально измененных породах месторождений цветных металлов [10].

Подгруппа галлуазита

Галлуазит. $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_m = 1,47-1,54$, у высушенного $1,55-1,57$; $n_g - n_p \leq 0,02$. Плотность $(2,1-2,6) \cdot 10^3$. Твердость 1-2,5.

Г. Бриндли, а также У. Дир, Р. Хауи и Дж. Зусман относят галлуазит к минералам каолининовой группы. В свете современных структурных представлений он является самостоятельным диоктаэдрическим минеральным видом, отдельные члены которого, по данным Ф. В. Чухрова, Б. Б. Звягина, Е. С. Рудницкой и др., характеризуются различной, обычно высокой степенью неупорядоченности. Структура близка к каолининовой. Период повторяемости в два слоя обусловлен попеременным смещением на $\pm a/3$ слоев с одинаковой азимутальной ориентировкой. Согласно рекомендации АИРЕА [50] галлуазитом $\approx 1,0$ нм называется многоводный минерал, галлуазитом $\approx 0,7$ нм — маловодный минерал. Обе формы образуют смеси, поэтому содержание H_2O колеблется в разных образцах.

Галлуазит встречается в плотных гелеподобных полупрозрачных с восковым блеском массах. Это белый минерал с желтоватым, буроватым, красноватым, голубоватым или зеленоватым оттенком. Он бывает плотным или рыхлым. Рыхлые разности внешне не отличаются от каолинита. Плотный галлуазит, высыхая на воздухе, необратимо обезвоживается, растрескивается и рассыпается на мелкие угловатые обломки метagalлуазита. В отличие от каолинита он растворяется в холодной HCl .

В шлифах галлуазит бесцветный. Вследствие того, что двупреломление его не превышает 0,002, нередко он кажется изотропным. От каолинита отличается меньшим показателем преломления. Под электронным микроскопом имеет вид удлинённых полигональных призм с многоугольными и округлыми поперечными сечениями и игл. Часто встречается в виде характерных трубчатых кристаллов цилиндрического облика. По данным С. С. Чекина [48], при выветривании олигоклаза вначале появляется галлуазит в виде плоских или пластинчатых кристалликов, затем пластинчатые частицы или участки пластинчатых сростков отрываются от подложки, изгибаются и слои растут по спирально-цилиндрической поверхности, что приводит к образованию трубчатых кристаллов. Особенности спирального роста кристаллов обуславливают различные вариации галлуазита по степени «упорядоченности». Кристаллы галлуазита с полигональным поперечным сечением образуются при деформации вследствие дегидратации при переходе галлуазита $\approx 1,0$ нм в галлуазит $\approx 0,7$ нм.

Галлуазит наиболее широко распространен в корях выветривания на карбонатных породах, среди карстовых отложений, в почвах по вулканическим пеплам. Он присутствует в смесях с гиббситом и аллофаном. Н. В. Логвиненко в 1968 г. отметил его новообразование в ассоциации с каолинитом в глинистых породах на этапе позднего катагенеза. Развитию галлуазита благоприятствуют менее стерильные среды. Такие условия, считает М. Ф. Соколова, могут появиться при быстром разложении исходных пород, богатых сильными основаниями, при отсутствии интенсивного дренажа или в результате привноса щелочных и щелочно-земельных элементов за счет разложения легко разлагающихся, например карбонатных, пород. Не исключено, что существует рН-барьер сред образования каолинита и галлуазита.

Подгруппа серпентина

В структурном отношении все серпентины представляют собой триоктаэдрические аналоги каолинита. Среди них по морфологическим и структурным признакам выделяют три основные модификации: хризотил, антигорит и лизардит. По мнению В. А. Дрица и А. Г. Коссовской [10], они не являются политипами, а могут рассматриваться как полиморфы. Г. В. Бриндли в 1965 г. показал, что хризотил представляет собой тонковолокнистую форму серпентина. Отдельные волокна его, наблюдаемые в электронном микроскопе, имеют вид цилиндров или рулонов. Лизардит представляет собой однослойную ортогональную структуру. Она характеризуется различной степенью упорядоченности. Шестислойные ортогональные структуры образует антигорит. Плотные скрытокристаллические скопления серпентинов носят название серпофит.

Все минералы серпентиновой группы имеют формулу $Mg_3[Si_2O_5] \cdot (OH)_4$. При этом Si может замещаться Al, а Mg — Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ni может выполнять функцию Mg и приводить к образованию гарниерита — никелевого серпентина. В небольших количествах встречаются Cr, Cu, Pt.

Среди минералов подгруппы серпентина широко распространены хризотилы и лизардиты и менее распространены антигориты. В. А. Дриц и А. Г. Коссовская объясняют это тем, что первые две разновидности могут формироваться в метастабильном состоянии и для них легко осуществляется процесс зародышеобразования. Хризотилы кристаллизуются преимущественно из гелей и насыщенных растворов, потому обычно локализуются в жилах. Лизардиты легко образуются по механизму топотаксических реакций. Сложная структура антигорита предполагает его появление в равновесных условиях при более высоких температурах, чем хризотил и лизардит. Для возникновения того или иного серпентинового минерала, по-видимому, важен химизм замещаемых минералов: за счет оливина образуется хризотил, за счет энстатита — антигорит. Антигорит образуется также за счет хризотила в усло-

виях ориентированного давления. Эксперименты М. Ф. Соколовой по синтезу серпентиновых минералов при повышенных температурах и давлении показали, что при достаточном снабжении системы магнием, независимо от состава и структуры исходных веществ, конечным продуктом изменения являются серпентиновые минералы. При отношении в реагентах $Si/Al=7-2,5$ формируется однослойный политип. В области $Si/Al=2,5-0,85$ существуют однослойный и шестислойный поли типы, в интервале $0,85-0,5$ присутствует лишь шестислойный политип. В случаях, когда образуются оба поли типа, первым всегда появляется шестислойный серпентин. Реакции идут при температурах около 473 К. В природе, где время является существенным фактором, они могут осуществляться и при более низких температурах.

Серпентины — это породообразующие минералы океанических и континентальных офиолитовых комплексов, в которых они образуются при серпентинизации ультраосновных пород [10]. В зоне усиленной глинизации монтмориллонит-каолинит-охристого профиля выветривания их количество сокращается [11]. Н. Т. Воскресенская, Х. Кольязо, Л. Г. Рекшинская, И. И. Плюснина, М. Бирке [23] среди серпентиновых минералов никеленосных кор выветривания Кубы, ГДР и СССР отметили смеси хризотила и лизардита при полном отсутствии антигорита. Т. Н. Соколова [37] описала седиментационно-диагенетический серпентиновый минерал в соленосной толще купола Индер. Гидратированные тальк и серпентин рассматриваются как минералы-индикаторы стадии садки калийно-магниевого солей.

Аллотигенные серпентины встречаются в виде угловатых, окатанных или неправильных частиц тонкочешуйчатого, листоватого, скрестокристаллического или аморфного сложения. В обстановке переноса они неустойчивы; встречаются почти исключительно в современных россыпях. И. Н. Ушатинский и П. К. Бабицын в 1970 г. обнаружили пластинчатые лизардиты и волокнистые хризотилы в юрских и меловых глинах и песчаниках Западной Сибири. Особенно ими обогащены глинистые породы Нижневартовского района. Лизардит и хризотил имеют аллотигенное происхождение и являются, скорее всего, обломками серпентинизированных пород.

Продукты гипергенного изменения серпентинов, по описанию И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой, разнообразны: феррибейделлит, ферримонтмориллонит, нонтронит, магнезит, доломит, опал, халцедон, кварц, сепиолит, непуит, гидраты и основные карбонаты магния, гидроксиды железа.

Хризотил. $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$. Моноклинный. Оптические свойства хризотила = γ : $n_g=1,545-1,561$; $n_p=1,532-1,552$; $n_g-n_p=0,009-0,013$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=10-90^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel a$. Удлинение положительное. Оптические свойства хризотила = α : $n_g=1,546-1,567$; $n_p=1,538-1,560$; $n_g-n_p=0,008-0,007$, Двуос-

ный, оптически отрицательный: $-2V=30-35^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np\parallel a$. Удлинение отрицательное. Спайность хризотила по (011) плохая, под углом 59° . Плотность $(2,51-2,55) \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3.

Хризотил встречается в волокнистых и скрытокристаллических агрегатах. Хризотил= γ выполняет параллельные поперечно-волокнистые прожилки в серпентинитах, хризотил= α в виде петель образует псевдоморфозы по оливину в ультрабазитах. Его цвет желтый, белый, серый, зеленый. В шлифах он почти бесцветный, до светло-зеленого. Слабоплеохроичен. Во многих случаях, по данным У. Дири, Р. Хауи, Дж. Зусмана, в совершенно однородном сплошном агрегате серпентина с анализатором обнаруживается петельчатая структура. Она создается решеткой поперечно-волокнистого строения, включающей почти изотропные участки. Ядра агрегатов имеют отрицательное удлинение волокон, а ободки и прожилки—положительное. Иногда хризотил образует агрегаты разноориентированных волокон типа «песочных часов». В серпентинитах Кимперсайского массива он совместно с лизардитом слагает сетчато-ячеистые агрегаты. Ячейки сложены скрытокристаллическим с точечно-агрегативным двупреломлением хризотилом, обрамляющая их сетка состоит из ясно двупреломляющих удлиненных пластинчатых чешуек с неясно выраженной спайностью лизардита.

Лизардит. $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,546-1,560$; $n_m=1,546-1,560$; $n_p=1,538-1,550$; $n_g-n_p=0,008-0,010$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V$ очень мал. Часто одноосный, оптически отрицательный. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=90^\circ$; $Nm\parallel b$; $aNg=0^\circ$. Удлинение положительное. Спайность по (001) совершенная. Плотность $(2,53-2,55) \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3.

Лизардит образует очень тонкозернистые зеленые массивные агрегаты и мелкие белые чешуйки. В шлифах он бесцветный, редко бледно-зеленоватый. Часто образует смеси с хризотилом. Иногда в шлифах различается в сетчатых образованиях по периферии тонкоагрегатного хризотила. Ориентированной псевдоморфозой лизардита по ортопироксену является бастит. Никелевый аналог лизардита носит название непунит. По В. Е. Трегеру [43], лизардит встречается только в массивных серпентинитах.

Антигорит. $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,552-1,572$; $n_m=1,551-1,571$; $n_p=1,546-1,568$; $n_g-n_p=0,006-0,004$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=27-60^\circ$; $r>v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp\approx 90^\circ$; $Nm\parallel b$; $aNg=0^\circ$. Удлинение положительное. Спайность по (001) совершенная. Плотность $(2,56-2,6) \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3,5.

Антигорит образует чешуйчатые и скорлуповатые агрегаты зеленого, зеленовато-голубого и белого цвета, в шлифах почти бесцветный. Наблюдается в виде табличек, параллельных (001), чешуек, грубых волокон (рис. 32). Отдельные пластинки имеют пря-

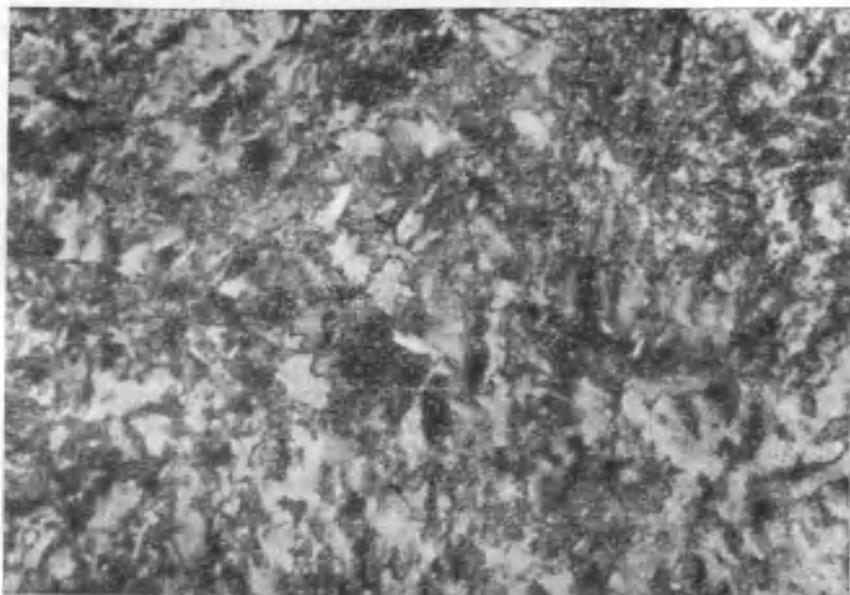


Рис. 32. Антигорит в выщелоченном серпентините. Месторождение Рогожинское. Уфалейский массив. Челябинская обл. Ув. 35, с анализатором, По Г. Р. Капусткину.

Черное — магнетит (?)

моугольные очертания, обусловленные спайностью по (010) и (100). Иногда проявляются простые двойники и тройники. Монокристаллическая псевдоморфоза по энстатиту носит название «бастит».

Подгруппа бертьерина

Бертьерин. $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_{2-3}(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Моноклинный, гексагональный. Оптические свойства: $n_m = 1,570-1,690$; $n_g - n_p = 0,003-0,009$. Двуосный, оптически отрицательный. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $3,2 \cdot 10^3$. Твердость 3.

По данным Г. Бриндли, бертьерин представляет собой триоктаэдрический минерал слоистой структуры каолинитового или серпентинитового типа. Ранее он выделялся как шамозит $= 0,7$ нм. В соответствии с решением IUPAC [50] за шамозитом $= 0,7$ нм структуры типа 1:1 утверждено название бертьерин. За 1,4 нм минералом структуры 2:1 оставлено название шамозит, он отнесен к хлоритам.

Бертьерин образует мелкие стяжения и конкреции, выполняет прожилки, поры и пустоты, отдельные линзы и прослои в бокситах и латеритах. Иногда он встречается в перекрывающих бокси-

ты черных и темно-зеленых бертьериновых глинах и аргиллитах. Цвет минерала: от голубовато-серого и темно-зеленого до черного блестящего и матового смолоподобного. В шлифах наблюдается в виде агрегатов мелких чешуек и скрытокристаллических агрегатов, бесцветных, светло- и темно-зеленых. Примесь гётита, по-видимому, способна придать бертьерину буроватый оттенок. Плеохроизм отсутствует. У скрытокристаллического метаколлоидного бертьерина двупреломление уменьшается до 0,003, часто он наблюдается изотропным. Для бертьерина любой окраски и степени кристалличности характерны рельеф и шагреневая поверхность VI группы.

Бертьерин является распространенным вторичным минералом бокситов. А. П. Никитина, обнаружившая его в 1968 г. в бокситах и железных рудах КМА, позднее отметила, что этот минерал содержится почти во всех бокситах. Он образуется при заболачивании бокситов. При этом активную роль играло органическое вещество, которое способствовало при появлении бертьерина редукции железа, обесцвечиванию бурых бокситов, частично выносу железа в нижние горизонты кор выветривания. А. П. Никитина [27] выделяет два этапа образования бертьерина: лагунно-болотный и катагенетический. Первому этапу соответствует наиболее распространенная гипергенно-метасоматическая форма выделений, псевдоморфно замещающая минералы латеритной коры выветривания. Второму — инфильтрационная по трещинам, пустотам, порам и сланцеватости пород. Г. В. Карпова в 1972 г. отметила шамозит $= 0,7$ нм (бертьерин — В. Н.) в ассоциации с сидеритом и гётитом как диагенетический минерал. А. Ииджима и Р. Матсумого [10] изучали бертьерин из каолинит-сидеритовых глинистых пород палеогеновых и триасовых угленосных формаций Японии. Его появление они объясняют катагенетическим преобразованием пород при температуре 338—423 К во время погружения на глубину до 3 км. Высокое содержание Mg в октаэдрах характерно при образовании бертьеринов по сидеритам, высокое содержание Al в тетраэдрах и октаэдрах — при замещении каолинитов. Ni-аналог бертьерина носит название бриндлеит.

Амезит. $(Mg_2Al)(Si, Al)O_5(OH)_4$. Гексагональный. Оптические свойства яснокристаллического амезита: $n_g = 1,612—1,615$; $n_m = 1,597—1,600$; $n_p = 1,597$; $n_g - n_p = 0,015—0,018$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 10—14^\circ$. Оптические свойства скрытокристаллического амезита: $n_g = 1,640$; $n_p = 1,632$; $n_g - n_p = 0,008$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 3—4^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $aNp = 20^\circ$. Плотность $2,8 \cdot 10^3$. Твердость 2,5.

По данным У. Дира, Р. Хауи, Дж. Зусмана, амезит представляет собой триоктаэдрический минерал, в котором гексагональная элементарная ячейка содержит по два слоя каолинитового типа. Неупорядоченность обусловлена беспорядочным смещением слоев на $\pm 60^\circ$. Толщина каждого слоя составляет 0,7 нм.

Амезит образует светло-зеленые и зеленые листочки и их агрегаты, напоминающие тальк. В шлифах он бесцветен. В ассоциации с бёмитом и диаспором амезит входит в состав оолитов и тонкочешуйчатой массы девонских бокситов Урала, Салаира и других районов; известен на месторождении Честер (США) с корундом и диаспором, а также присутствует в почвах [22].

Группа пиррофиллит-талька

Подгруппа пиррофиллита

Пиррофиллит. $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,596-1,601$; $n_m=1,586-1,589$; $n_p=1,534-1,556$; $n_g-n_p=0,050$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=53-62^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm\|a$; $Ng\|b$. Удлинение положительное. Спайность по (001) совершенная. Плотность $(2,65-2,90) \cdot 10^3$. Твердость 1-2. Жирный на ощупь.

Пиррофиллит представляет собой диоктаэдрический филлосиликат, в котором, как и в слюдах, слой, состоящий из ионов Al, в октаэдрической позиции располагается между двумя слоями связанных тетраэдров SiO_4 . Основная политипная модификация $2M_1$ имеет двуслойную ячейку. Отмечают незначительные замещения Si на Al и Al в октаэдрической позиции на Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} . Располагающиеся между слоями Ca, Na, K могут компенсировать электрический заряд при небольших Si-Al замещениях. Они же указывают на некоторую смесимость между пиррофиллитом и мусковит-парагонитовыми слюдами. Рентгенограммы указывают на высокую степень разупорядоченности кристаллической структуры.

Пиррофиллит образует мелкие листоватые пластинки с пластинчатой спайностью, радиально-лучистые кристаллы и иглы, плотные сферолитовые агрегаты мелких кристаллов. Цвет минерала белый, желтый, светло-голубой, сероватый или буровато-зеленый. В шлифах он бесцветный. Абсорбция по схеме: $Np < Nm \approx Ng$.

За счет каолинита в мономинеральных кварцевых породах на стадии метатеза при недостатке или отсутствии калия в растворах появляется пиррофиллит. Он образуется при температурах более 548 К при низких рН. От талька отличается реакцией на алюминий.

Подгруппа талька

Тальк. $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Моноклинный или триклинный. Оптические свойства: $n_g=1,589-1,600$; $n_m=1,589-1,594$; $n_p=1,539-1,550$; $n_g-n_p=0,05$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=0-30^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm\|a$; $Ng\|b$. Удлинение положительное. Спайность совершенная по (001). Плотность $(2,58-2,83) \cdot 10^3$. Твердость 1.

Тальк является триоктаэдрическим аналогом пиррофиллита и отличается от последнего тем, что в октаэдрических позициях вместо алюминия находится магний, свободные октаэдры отсутствуют. Кремний в тальке иногда замещается небольшими количествами алюминия, титана и магния или железа, марганца и алюминия. Между слоями могут находиться Са и щелочи. Тальк, в котором магний почти полностью замещен железом, называется миннесотаитом.

Тальк встречается в виде листочков и чешуек мелкозернистых и скрытокристаллических (стеатит) агрегатов. В природе он имеет белый цвет с зеленоватым, желтоватым и буроватым оттенками, а в шлифах бесцветный.

Как реликтовый минерал тальк прослеживается во всех зонах коры выветривания серпентинитов. Гипергенный тальк, образовавшийся по церусситу, отмечен В. Н. Дубининой в 1962 г. в зоне окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Аутигенный тальк является одним из обычных минералов глинистого нерастворимого остатка каменных солей [9]. По данным Т. Н. Соколовой [37], тальк характеризуется наличием разбухающих слоев; совместно с серпентином предлагается рассматривать его как седиментационно-диагенетический минерал-индикатор стадии садки калийно-магниевых солей. Я. К. Писарчик обнаружила диагенетический тальк с помощью электроннографического анализа в глинистой фракции доломитов и ангидрито-доломитов фаций повышенной и высокой солености хемогенных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Заметные количества диагенетического талька были обнаружены Дж. Кейлто в 1979 г. в докембрийских отложениях серий Шабы в Заире. Возможно, что вначале осаждался сепиолит. Присутствие больших количеств магния в растворе приводило к образованию по нему талька, высвобождению свободного кремнезема, полной доломитизации осадков. Тальк отмечен Г. Ю. Бутузовой в составе металлоносных осадков впадины Атлантик — II Красного моря [4].

Тальк обладает устойчивостью к процессам изменения. При окремнении продуктов выветривания он может замещаться халцедоном. Структурно близок к тальку керолит [50].

Группа смектита

Минералы группы смектита имеют структуру типа 2:1. Они характеризуются широкими изоморфными замещениями катионов в октаэдрических сетках, вследствие чего среди них выделяются следующие виды: 1) диоктаэдрические — монтмориллонит, бейделлит (высокоалюминиевый монтмориллонит), нонтронит (железистый монтмориллонит), волконскоит (хромовый монтмориллонит); 2) триоктаэдрические — сапонит (магниевый монтмориллонит), ферриоксисапонит (высокожелезистый сапонит), соконит (цинковый монтмориллонит), гекторит (литиевый монтмориллонит).

В группе смектита могут существовать промежуточные члены, обладающие свойствами двух или нескольких минералов, что предопределяет вероятное существование непрерывной серии монтмориллонита — бейделлита — нонтронита.

Подгруппа диоктаэдрического смектита

Монтмориллонит. $\text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4\{(\text{Al}_{1,67}\text{Mg}_{0,33})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \times (\text{OH})_2\}^{0,33}$ -. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,516-1,527$; $n_m=1,516-1,526$; $n_p=1,493-1,503$; $n_g-n_p=0,023-0,024$. Двусосный, оптически отрицательный: $-2V \approx 7-25^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=90^\circ$; $aNg \approx 0^\circ$; $Nm \parallel b$. Удлинение положительное. Погасание почти прямое. Спайность по (001) совершенная, по (110) ясная, под углом 63° к предыдущей. Плотность $\sim 2 \cdot 10^3$. Твердость 1—2.

В монтмориллонитах трехслойные силикатные слои типа 2:1 разделены межслоевыми промежутками, заполненными обменными катионами и молекулами воды. В Na-монтмориллонитах с $d_{001} = 1,24$ нм имеется один мономолекулярный слой воды, в Ca-монтмориллонитах с $d_{001} = 1,54$ нм — два слоя. При насыщении образцов этиленгликолем или глицерином происходит замещение этих слоев и увеличение межплоскостных расстояний до 1,7—1,78 нм. При нагревании межслоевая вода удаляется и расстояние между силикатными слоями уменьшается до 0,95—0,98 нм. Обработка монтмориллонита однонормальным раствором КОН приводит к появлению в структуре набухающих слоев. Возникают неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования. При насыщении их органическими наполнителями они также расширяются, но до меньших значений. В межслоевые промежутки в монтмориллонитах могут входить, кроме воды и обменных катионов, органические катионы и различные органические жидкости.

В сухом состоянии монтмориллонит плотный матовый, с неровным изломом. На воздухе он теряет воду и становится порошковатым, а в воде сильно набухает, образуя студенистую массу. Цвет белый с сероватым, зеленоватым или синеватым оттенком, иногда розоватый.

В шлифах монтмориллонит бесцветный, бледно-зеленый, зеленовато-желтоватый. Обычно наблюдаются мельчайшие червеобразные, чешуйчатые, сферолитовые, реже псевдогексагональные, волокнистые и скрытокристаллические агрегаты. Показатель преломления типичного материала из Монтмориллона (Франция) отчетливо второй группы. Однако ввиду изоморфных замещений в серии монтмориллонит — бейделлит — нонтронит он может увеличиться. При этом растет значение двупреломления. В суспензии под электронным микроскопом монтмориллонит наблюдается в крупных хлопьевидных агрегатах с резкими линиями завихрений. Под сканирующим микроскопом хорошо видно его чешуйчатое строение.

Для диагностики монтмориллонита, как и других минералов группы в целом, не всегда достаточно одних оптических методов, необходимы термический и рентгеноструктурный анализы, причем рентгенограммы, учитывая способность минералов к разбуханию, следует делать для естественного, прокаленного и насыщенного глицерином или этиленгликолем материала. Иногда для определения монтмориллонита применяют окрашивание органическими красителями, например бензидином или хризоидином. Первый окрашивает монтмориллонит в голубой цвет, второй — в кирпично-красный. Однако в случае механических смесей глинистых минералов и смешанослойных образований этот метод однозначного решения не дает.

В осадочных породах монтмориллонит имеет обломочное и аутигенное происхождение. Аутигенный монтмориллонит рождается в щелочной ($\text{pH}=7-8,5$) среде, богатой основаниями, особенно магнием, при отсутствии заметных количеств калия. Особо благоприятные условия для образования монтмориллонита создаются при выветривании основных пород, содержащих много Mg и Ca, в условиях сухого и полусухого умеренного или теплого климата. На кислых магматических породах он возникает при умеренном и слабом дренаже. При диагенезе образуется в почвах, водоемах аридного типа, морской среде путем замещения слюд, гидрослюд и других минералов. Наиболее распространен монтмориллонит, образовавшийся при разложении пеплового материала любого состава (рис. 33) в различных условиях, но особенно морских. При катагенезе он встречается в парагенезах аутигенных минералов кварцевых песчаников и алевролитов, в полевошпатово-кварцевых и аркозовых породах, породах грауваккового состава, а также в глинах раннего этапа катагенеза, где часть его унаследована от стадии диагенеза. Ю. П. Казанский, Г. Н. Перрозио и М. Ф. Соколова в 1960 г. отметили раннекатагенетический монтмориллонит в песчано-глинистых континентальных отложениях мезозоя Западно-Сибирской низменности. Он приурочен к зоне гидроробонатно-натриевых грунтовых вод и замещает биотит, хлорит, роговую обманку, глауконит, растительные остатки.

В Мировом океане часть монтмориллонита имеет аллотигенный генезис, она связана, как показал в 1978 г. А. П. Лисицын, с корами выветривания и почвами водосборов. Другая часть связана с разложением пирокластики. В экваториальной зоне максимальное содержание монтмориллонита отмечено в речных отложениях и во взвеси, а также в отложениях дельт, где он составляет 46—53 % всех глинистых минералов. По мере удаления от дельт его концентрация уменьшается до менее 10 %.

Как минеральный вид монтмориллонит в разрезах терригенно-глинистых и вулканогенных комплексов исчезает в зоне позднего катагенеза. Л. Г. Рекшинская [36] изучила изменения монтмориллонита — продукта преобразования пирокластики кислого состава в каменной свите среднего карбона Донецкого бассейна. В зоне развития углей Д широко развит монтмориллонит и смешанослой-

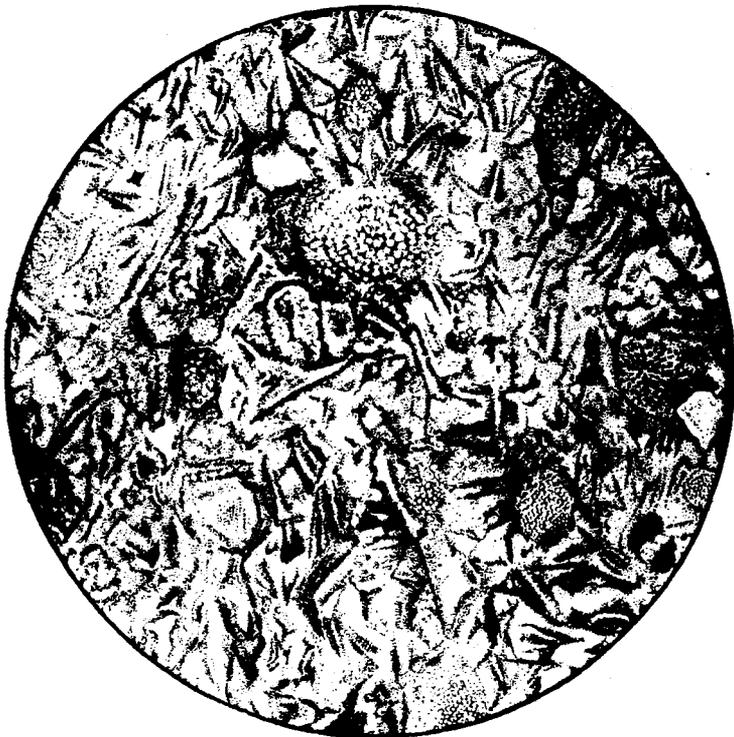


Рис. 33. Реликтовая пепловая структура глины. Верхний мел. Груз. ССР. Ув. 14, без анализатора. По М. Ф. Викуловой.

Глина светло-серая (гумбрин) монтмориллонитовая. На фоне тонкодисперсного глинистого вещества, состоящего из монтмориллонита, выделяются не полностью разложившиеся пепловые частицы и опаловые остатки радиолярий

ные структуры ряда монтмориллонит — гидрослюда с количеством разбухающей фазы более 70 %. В зоне Г резко уменьшается содержание монтмориллонита, в зоне Ж он уже не встречен, но параллельно увеличивается количество смешанослойных образований. Начиная от зоны Ж до зоны А наблюдается уменьшение разбухающей фазы, и в зоне А породы состоят в основном из слабогидратированной гидрослюды и хлорита. Изменения монтмориллонита, образовавшегося по вулканическому стеклу в базальтовых туфах корвунчанской серии Тунгусского бассейна, изучены автором совместно с С. И. Клименко. Общий ряд изменений: диоктаэдрический смектит → диоктаэдрический и триоктаэдрический смектит — триоктаэдрический смектит (сапонит) → триоктаэдрический смешанослойный минерал в два смектитовых слоя → триоктаэдрический неупорядоченный смешанослойный минерал смектит-хлорит с преобладанием смектитовых пакетов → корренситоподобный минерал → корренсин → хлорит Ia → хлорит IIв (97°). При наличии в отложениях источников калия (калишпаты в туфопесча-

никах) на конечных этапах вместо хлорита преобразуется в гидрослюдю.

Бейделлит. $(\text{Ca}, \text{Na})_{0,3}(\text{H}_2\text{O})_4\{[\text{Al}_2\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}^{0,5-}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,536-1,565$; $n_m=1,535-1,564$; $n_p=1,494-1,559$; $n_g-n_p=0,030-0,040$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V$ малый. Ориентировка оптической индикатрисы аналогична монтмориллониту. Плотность $2,6 \cdot 10^3$. Твердость 1—2.

Существование бейделлита как самостоятельного минерального вида У. Дир, Р. Хауи и Дж. Зусман ставят под сомнение. К настоящему времени накоплено достаточное количество чистого материала, позволяющего рассматривать этот минерал в качестве самостоятельного члена смектитовой группы. Как показал в 1965 г. Д. М. К. Мак-Юан, для бейделлитов характерно отношение Si/Al 3:2 и отсутствие атомов магния. Граница между монтмориллонитами и бейделлитами проходит через минерал с отношением Si/Al 2:1. Серия монтмориллонит — бейделлит содержит до одного атома железа на элементарную ячейку, серия нонtronита не менее двух. Вероятно существование непрерывной серии монтмориллонит — бейделлит — нонtronит.

Бейделлит встречается в виде плотных матовых с неровным изломом масс белого, желтого, красного или бурого цвета. В шлифах — в виде бесцветных чешуек и пластин. Он наблюдается в коре выветривания основных и ультраосновных пород, совместно с монтмориллонитом является одним из основных компонентов бентонитовых глин, встречается в лёссах и почвах на них.

Для установления бейделлита фракцию менее 1 мкм насыщают катионами Li и нагревают до 573 К. В этих условиях монтмориллонит сжимается необратимо и теряет способность разбухать при насыщении глицерином, а бейделлит разбухает до 1,77 нм.

Нонtronит. $\text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4\{\text{Fe}_2[\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}^{0,33-}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,585-1,655$; $n_m=1,585-1,650$; $n_p=1,560-1,625$; $n_g-n_p=0,030-0,045$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=25-68^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы, погасание, удлинение и спайность аналогичны монтмориллониту. Плотность $(2,08-2,50) \cdot 10^3$. Твердость 1—2.

Нонtronит известен как богатый железом аналог монтмориллонита. Если серия монтмориллонит — бейделлит содержит до одного атома железа на элементарную ячейку, то нонtronит — не менее двух.

Нонtronит встречается в землистых скрытокристаллических агрегатах, иногда в плотных опаловидных массах. Его цвет зеленовато-желтый, фиштакново-зеленый и буровато-зеленый, а при нагревании он становится красновато-коричневым. В шлифах окрашен и плеохроирует: по Np — желтоватый, по Nm — желто-зеленый, темно-коричневый; по Ng — оливково-зеленый, светло-коричневый. Схема абсорбции: $Np < Nm < Ng$ или $Np < Ng < Nm$. Имеет волокнистый и чешуйчатый облик. Нередко наблюдается на фоне

реликтовой структуры исходных образований. Иногда отмечается удлиненная брусковидная форма частиц.

В 1951 г. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова отметили, что нонтронит образуется по самым различным минералам и породам, однако наиболее мощные его залежи связаны с выветриванием ультрабазитов и серпентинитов. В кровле таких нонтронитов располагаются каолинит-гидрогётитовые породы, часто содержащие никель и железные руды. В результате изменения нонтронита образуются опал, халцедон, оксиды железа, иногда галлуазит.

Главными компонентами красных пелагических глин и глинистой составляющей биогенных пород являются железисто-алюминиевые и железистые смектиты (нонтрониты) [10]. При этом первые — это продукты разложения базальтового субстрата, а вторые — синтетические образования, связанные с гидротермальными растворами тектонически активных участков дна. Г. Ю. Бутузова [4] описывает железистые смектиты в составе металлоносных осадков Красного моря. В. А. Дриц, Л. Г. Дайняк, Д. И. Кудрявцев, М. В. Слонимская в 1984 г. установили широкое развитие нонтронита в континентальных базальтах лавового поля Тунгусской синеклизы, присутствующего в виде крупночешуйчатых агрегатов неправильной формы в интерстициях или в виде ложных миндалин. Он возникает за счет низкотемпературного преобразования ранее существовавшего триоктаэдрического оксисмектита под действием фильтрующихся вод. В отличие от океанического нонтронита основным межслоевым катионом в нем является Са, иногда Na.

Подгруппа триоктаэдрического смектита

Сапонит. $(0,5 \text{ Са, Na})_{0,33} (\text{H}_2\text{O})_4 \{ \text{Mg}_{3-2,25} \text{Fe}_{0-0,75} \}_3 [\text{Al}_{0,33} \times \text{Si}_{3,67} \times \text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \}^{0,33-}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,50-1,59$; $n_p = 1,48-1,53$; $n_g - n_p = 0,01-0,036$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V = 20-30^\circ$; $r < v$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $(2,2-2,3) \cdot 10^3$. Твердость до 2,5.

Цвет минерала от неопределенного желтовато-зеленовато-серого до зеленовато-бурого. В шлифах он бледно-зеленый, желтовато-зеленоватый, зеленый. Плеохроирует в зеленоватых и зеленовато-желтых тонах. Двупреломление обычно небольшое, зависит от степени кристалличности. Как продукт прямого замещения вулканического стекла и трансформации диоктаэдрического монтмориллонита — тонкоагрегатный; синтетический в выполнениях мелких пор и трещинок — пластинчатый и радиально-пластинчатый.

Сапонит является продуктом изменения базальтового вулканического стекла. Широкое развитие его по сравнению с диоктаэдрическим монтмориллонитом установлено автором совместно с С. И. Клименко в базальтовых туфах корвунчанской серии Тунгусской синеклизы. Ранее, в 1975 г., В. Ю. и Г. В. Ивенсен описали сапонит как один из продуктов замещения вулканогенного материала основного состава в нижнетриасовых отложениях Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции.

Аутигенный триоктаэдрический Mg-монтмориллонит выявлен Т. Н. Соколовой [37] в отложениях разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Восточно-Европейской платформы. Формирование его происходило за счет пеплового материала Уральской геантиклинали.

Под названием боулингит сапонит известен как продукт замещения оливина и пироксена в основных интрузивных породах. Он имеет волокнистое строение, зеленый цвет, плеохроизм в зеленых тонах. Ю. И. Дмитриев в 1963 г. отмечал, что боулингит, развивающийся по оливину, ориентирован удлинением волокон перпендикулярно к длинной оси псевдоморфозы. Замещающая моноклинный пироксен, боулингит, наоборот, длинной стороной волокон располагается параллельно оси с пироксена.

В. И. Кудряшова установила сапонит в выстиланиях стенок пустот и миндалинах шаровых лав Тунгусской синеклизы, где он находится в виде отдельных чешуек, сферолитов чешуйчатых агрегатов, глиноподобных землистых масс. Цвет минерала светлый зеленовато-серый, зеленовато-бурый, буровато-коричневый, желтовато-бурый. Размер чешуек не более 0,5 мм.

В океанических базальтах сапониты располагаются в трещинках и центральных, реже внешних, частях везикул. Вслед за ними идут железистые фазы [10]. Сапонит совместно с хлоритом, амфиболом, тальком содержится в отдельных прослоях металлоносных осадков Красного моря, отличающихся высокими содержаниями магния. Новой его минеральной разновидностью являются ферриосапониты.

Гекторит. $\text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4\{(\text{Mg}, \text{Li})_3[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH}, \text{F})_2\}^{0,33}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,505-1,516$; $n_p = 1,485$; $n_g - n_p = 0,020-0,031$. Двусный, оптически отрицательный $-2V$ малый.

Д. М. Мак-Юан относит гекторит к триоктаэдрическим Al—Mg-монтмориллонитам. Этот минерал не содержит Al, и для него возможны замещения Mg на Li.

В массе он землистый. В шлифах напоминает некоторые серпентины. Состоит из широких удлиненных по оси *a* пластинок с базальной плоскостью. Под электронным микроскопом ступчатый с бахромчатыми краями.

Гекторит из месторождения Гектор, шт. Калифорния (США), образовался при изменении клиноптилолита, который в свою очередь обусловлен гидротермальными изменениями туфа с высоким изменением стекла. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова считают его аналогом уральского β -керолита, который в виде цемента связывает обломки и гальки дунитов, серпентинитов и пироксенов в конгломератах и развивается в коре выветривания этих пород. Он имеет чешуйчатую форму кристаллов.

Сокопит. $(0,5 \text{ Ca}, \text{Na})(\text{H}_2\text{O})_4\{(\text{Zn}, \text{Mg})_3[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_{10}\}(\text{OH})_2^{0,x}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,572-1,615$; $n_p = 1,527-1,575$; $n_g - n_p = 0,03-0,04$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V$ малый.

Сокоцит является триоктаэдрической разновидностью, аналогичной сапониту, но в нем вместо октаэдрического Mg^{2+} присутствует Zn^{2+} .

Это глиноподобный скрытокристаллический минерал белого, желтовато-белого, желтого, буровато-желтого, бурого и красновато-бурого цвета. Как гипергенное образование он встречается в зоне окисления сфалеритовых руд.

Группа вермикулита

Вермикулит. $Mg_x(H_2O)_4\{Mg_{3-x}[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,545-1,581$; $n_m=1,545-1,581$; $n_p=1,525-1,561$; $n_g-n_p=0,02-0,03$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=0-8^\circ$; $r \leq v$. Ориентировка оптической индикатрицы: $aNp=88-89^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg=1-2^\circ$. Погасание почти прямое. Удлинение положительное. Спайность по (001) совершенная. Плотность $2,3 \cdot 10^3$. Твердость 1,5. При нагревании набухает вследствие расслоения.

Структура вермикулита состоит, как показал в 1965 г. Г. Уокер, из слюдоподобных слоев, разделенных мономолекулярными слоями воды. Вода в количестве до 20 % находится в двух формах: связанной и несвязанной. В гидратированных вермикулитах молекулы воды группируются вокруг межпакетных ионов Mg^{2+} .

Межслоевые катионы замещения могут быть представлены Mg, Ca, Na, K, Rb, Sc, Ba, Li, H, $(NH)_4^+$. Октаэдрические положения заняты в основном Mg и Fe^{2+} , но имеет место замещение этих ионов на Al и Fe^{3+} , в небольших количествах на Ti, Li, Cr, Ni и другие ионы. Обменная способность высокая. Наиболее распространена триоктаэдрическая разновидность вермикулита.

Вермикулит встречается в виде мельчайших чешуек или крупных пластинок. Последние являются продуктом изменения крупных кристаллов биотита. Цвет минерала бурый, зеленый, желтый, иногда бесцветный. В шлифах он бурый, зеленоватый, желтоватый или почти бесцветный. Плеохроизм слабый: по Np — почти бесцветный, по Nm — бледно-зеленовато-желтый, бледно-оливково-зеленый; по Ng — бледно-зелено-желтый, бледно-оливково-зеленый. Схема абсорбции: $Np < Nm \approx Ng$.

Вермикулит образуется при выветривании биотита, флогопита, серпентина, вулканогенного материала, хлорита, роговой обманки. Наиболее часто он встречается как продукт выветривания биотита, на что указывает высокое содержание в нем железа. Как компонент входит в состав «гидробиотита» — смешанослойную смесь вермикулита и биотита. Встречается в самых разных осадочных образованиях и почвах.

Оптические свойства вермикулитов близки монтмориллонитам, и различие этих минералов в шлифах, как указали Б. М. Михайлов и Г. В. Куликова в 1977 г., не всегда возможно. Надежными диагностическими признаками его определения являются вспучиваемость при нагревании и эндотермический эффект в интервале

473—573 К. Рентгенометрически вермикулиты легко определяются в чешуйках крупнее 0,01 мм. Фиксирование тонкодисперсных вермикулитов затруднительно вследствие способности их к быстрой, в несколько секунд, регидратации после прокаливания и одинаковым с монтмориллонитом разбуханием.

Группа слюдоподобных глинистых минералов

Слюдоподобные минералы глин — наиболее распространенные тонкодисперсные минералы в осадочных породах. Несмотря на большое число описываемых в литературе разновидностей, с уверенностью в этой группе выделяются только гидрослюда и глаукониты. В зарубежной литературе вместо общего термина «гидрослюда» более распространен термин «иллит». Относимые ранее к этой группе гидробиотит и гидромусковит не являются гидрослюдами. Гидробиотит состоит из смеси биотита и вермикулита; гидромусковит же представляет собой мусковитовые слюды, частично замещенные каолинитом.

Гидрослюда. $\{Al_{2-x}(OH)_2[Si, Al]_2O_5\}_2 \cdot K_{<1}(H_2O)$. Моноклинная. Оптические свойства: $n_g = 1,57—1,61$; $n_m = 1,57—1,61$; $n_p = 1,54—1,57$; $n_g - n_p \approx 0,030$. Двуосная, оптически отрицательная: $-2V$ обычно меньше 10° . Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \sim \perp (001)$. Спайность по (001) совершенная. Погасание прямое. Плотность $(2,6—2,9) \cdot 10^3$. Твердость 1—2.

В. А. Дриц и А. Г. Коссовская [10] относят гидрослюду к группе диоктаэдрических алюминиевых слюд. Содержание межслоевых катионов несколько меньше, чем у мусковита, вследствие чего силы, действующие между слоями, оказываются слабее и приводят к менее упорядоченному наложению слоев. Наиболее распространенная политипная модификация 1Md обладает неупорядоченной однослойной моноклинной элементарной ячейкой. Установлены также политипные модификации 1M, 2M₁, 2M₂ и 3T. Гидрослюды обладают малой емкостью катионного обмена, обусловленной присутствием большого количества межслоевых ионов калия, которые препятствуют вхождению в структуру воды, органических жидкостей, других катионов.

Гидрослюда имеет белый или бледных оттенков цвет, однако окраска гидрослюдистых пород вследствие примесей может быть самой разнообразной: белесой, зеленой, бурой, черной. В шлифах она бесцветна. В присутствии тонкорассеянных оксидов и гидроксидов железа приобретает желтоватый, зеленоватый и буроватый оттенки и слабо плеохроирует.

На электронно-микроскопических снимках устанавливается две морфологические разновидности диоктаэдрической гидрослюды: удлиненно- и изометрично-пластинчатая. Частицы первой имеют резко удлиненную форму. Линии ограничения их совершенно четкие, но встречаются и нечеткие. Удлиненно-пластинчатую гидрослюду всегда считают аутигенной. Вторая морфологическая разновидность состоит из частиц, лишенных правильных кристаллогра-

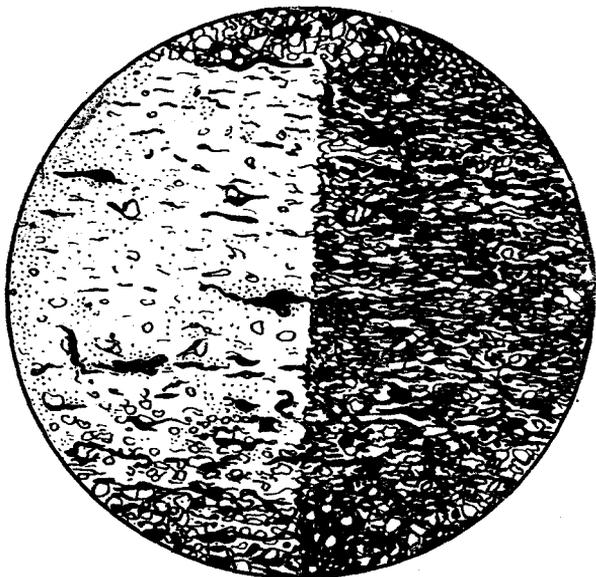


Рис. 34. Глина полимиктовая, в основном гидрослюдистая в шлифе. Юра, нижний байос. Дагестан. Ув. 75, слева — без анализатора, справа — с анализатором. По В. Т. Фролову.

Небольшая примесь представлена хлоритом, монтмориллонитом (?), органическим веществом, обломочным алевроитовым материалом

фических очертаний. Они имеют изометричную или близкую к ней форму. От каолинита отличаются, как правило, неровной плотностью: к периферии становятся тоньше (светлее). Плотность увеличивается ступенчато, возможно, это связано с выкальванием по спайности. Линии ограничения четкие. Единичные пластинки имеют размытые очертания. Принято считать, что корродированная форма частиц и угловатость очертаний указывают на терригенный генезис гидрослюды. Судя по конкретным описаниям пород, обе морфологические разновидности хорошо выделяются в шлифах (рис. 34).

Показатели преломления гидрослюды несколько ниже, чем у мусковита, и выше, чем у каолинита. Двупреломление, как у мусковита, но вследствие очень малой толщины частиц обычно наблюдаются не красные и фиолетовые цвета интерференции третьего порядка, а желтые, оранжевые и красные — первого порядка и лишь иногда синие — второго порядка.

Результаты экспериментов по синтезу слюды мусковитового состава позволили Х. Иодеру и Х. Югстеру в 1955 г. зафиксировать последовательную смену модификаций $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$. Авторы предполагали, что структура $1M$ устойчива при низких температурах, превращение $1Md \rightarrow 1M$ зависит от скорости протекания реакции. Модификация $2M_1$ стабильна при температурах выше

473—623 К. Х. Иодер и Х. Югстер связывали переход $1M-2M_1$ с прогрессивным метаморфизмом осадков. Выводы из этой работы широко используются в литологии при интерпретации генезиса гидрослюд. Принято считать, что политипы $1Md$ и $1M$ свидетельствуют об аутигенном генезисе, а превращение $1Md \rightarrow 1M$ происходит при эпигенезе. Присутствие политипа $2M_1$ приписывается аллотигенному генезису. Новообразование политипа $2M_1$ связывается со стадией раннего метабенеза, а массовое развитие $2M_1$ со стадией позднего метабенеза. Г. В. Карлова в 1972 г. предположила также и изоморфную трансформацию диоктаэдрических слоистых силикатов: $1Md(Mg-Fe-Al) \rightarrow 1M(Mg-Fe-Al) \rightarrow 1M \times (Al) \rightarrow 2M_1$ (гидрослюда) $\rightarrow 2M_1$ (слюда).

Однако в природных минералах политип $1M$ встречается чрезвычайно редко. Ж. Хауер и Т. Моут в 1966 г., а также Д. Максвелл и Ж. Хауер в 1967 г. установили лишь модификации $1Md$ и $2M_1$. Увеличение доли $2M_1$ не сопровождалось появлением структуры $1M$, что ставит под сомнение вероятность появления модификации $2M_1$ за счет преобразования $1M$. В 1974 г. М. Ф. Соколова указала на возможность образования неупорядоченных структур вследствие разупорядочения структуры $2M_1$ при транспортировке из области сноса. Необходимо учитывать и другое: все гидрослюды осадочных пород калиевые. Однако при выветривании некоторых калиевых минералов, таких, как микроклин и мусковит, непосредственно возникает каолинит без каких-либо промежуточных продуктов. На этом основывается предположение М. Ф. Соколовой о том, что основная масса гидрослюдистых минералов, поступающих в осадки при размыве коры выветривания, — это не продукт гипергенеза, а остаточный гидрослюдистый или слюдистый компонент исходных пород, который при транспортировке в область сноса мог еще испытывать измельчение и разупорядочение. О. В. Андреева, В. А. Головин и Б. И. Омеляненко [1] по совокупности экспериментальных и расчетных данных и результатам наблюдений современного минералообразования в областях активного вулканизма также показали невозможность формирования диоктаэдрических калиевых гидрослюд из холодных, менее 373 К, растворов, в связи с чем их появление нельзя объяснять процессами корообразования. По данным М. А. Ратеева и А. П. Лисицына, гидрослюды — самые распространенные аллотигенные минералы донных осадков озерных, морских и океанских бассейнов всех климатических зон.

Как аутигенный вид гидрослюда появляется в условиях регионального катагенеза осадочных монтмориллонитсодержащих пород, широкое развитие она получает на стадии метабенеза. Переход монтмориллонита в гидрослюду осуществляется через серию смешанослойных образований. Они обладают следующими особенностями [10]. При диагенезе и раннем эпигенезе (катагенезе) наблюдаются: низкий тетраэдрический заряд (0,2—0,6) вследствие высокого содержания Si в тетраэдрах; политипные структуры $1Md$, отличающиеся слабой упорядоченностью разбухающих слоев в

структуре; высокое содержание Mg, Fe²⁺ и Fe³⁺. В условиях глубинного эпигенеза: увеличение (0,55—0,90) тетраэдрического заряда; появление упорядоченных структур — вначале 1M, далее 2M₁; исчезновение разбухающих межслоевых промежутков. При переходе к метаморфическим породам мусковиты относятся только к политу типу 2M₁, отличаются высоким (не менее 0,8) зарядом, не содержат в октаэдрах оксидного железа и магнезия и характеризуются некоторыми другими особенностями.

Глауконит. K(Fe³⁺, Al, Fe²⁺, Mg)₂[AlSi₃O₁₀](OH)₂. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,614—1,644$; $n_m=1,613—1,643$; $n_p=1,592—1,612$; $n_g-n_p=0,022—0,032$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=10—24^\circ$; $r>v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=87^\circ$; $Nm\parallel b$; $aNg=3^\circ$. Удлинение положительное. Спайность совершенная по (001). Плотность (2,7—2,8) · 10³. Твердость 2.

Глаукониты относятся к диоктаэдрической разновидности слюдopodobных глинистых минералов. Структура их, как показал в 1964 г. Б. Б. Звягин, отвечает модификациям 1Md и 1M. Многие исследователи относят к глауконитам также серию смешанослойных глауконит-монтмориллонитовых минералов с широкими вариациями в содержании разбухающих слоев. Согласно С. В. Бейли [50], глаукониты — это однофазные, не смешанослойные образования. Разновидности с разбухающими слоями должны описываться как беспорядочные смешанослойные глауконит-сметиты. Различие минералов внутри группы глауконита ведется по преобладающему минерало-образующему катиону [28]: железистые (Fe³⁺) — *глауконит*, глиноземистые — *сколит*, магнезиальные — *булайинит*. В этих минералах имеет место прямая корреляция Mg и Fe²⁺, отношение которых составляет приблизительно 3 : 1. Гидротермальные глаукониты, называемые *селадонитами*, содержат двухвалентные катионы, связанные обратной зависимостью. В глауконитах иногда отмечается высокое содержание воды, в том числе адсорбированной. Характерной особенностью является способность к обмену оснований.

Форма большинства зерен глауконита (рис. 35) указывает на его образование путем стяжения вещества из окружающего илового осадка с захватом тонких механических примесей. Известны выделения глауконита в раковинах фораминифер и гастропод. Часто отмечается развитие его по спикулам губок, скелетам радиолярий, растительной ткани, замещение алюмосиликатов, особенно пластинок биотита, обволакивание зерен кварца. Описано замещение глауконитом калиевого полевого шпата и плагиоклаза в элювии кристаллических пород. Его цвет варьирует в широких пределах — от буровато- и темно-зеленого до желтовато-зеленого, бледно-зеленого и редко до почти бесцветного. В одном образце могут присутствовать зерна разной окраски.

В шлифах глауконит наблюдают обычно в виде округлых часто лапчатых очертаний зерен, иногда отдельных пластинок и пластинчатых агрегатов. Он окрашен и плеохроирует: по Np — темно-сине-

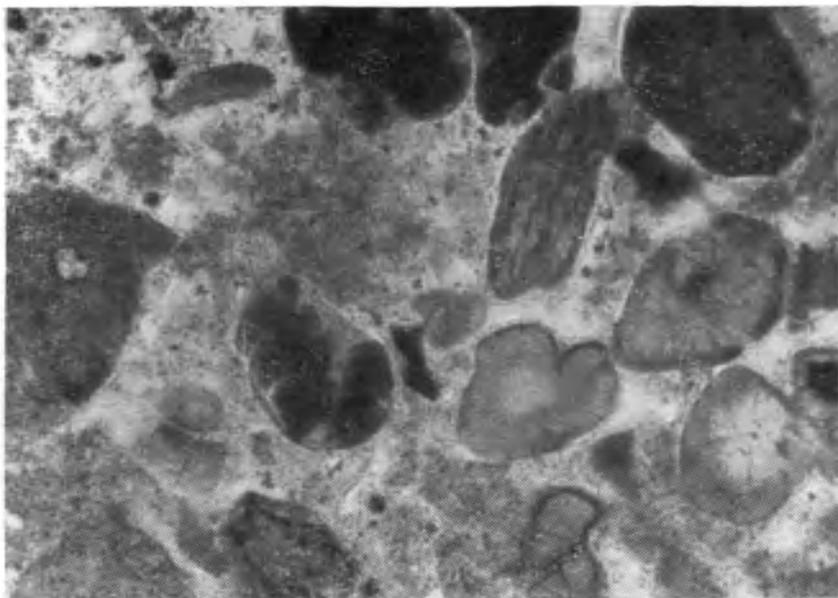


Рис. 35. Зерна глауконита среди фосфатного вещества в желваковом фосфорите. Егорьевское месторождение. Восточно-Европейская платформа. Ув. 70, без анализатора. По Ю. Н. Заннуну

зеленый, светло-желто-зеленый, зеленовато-желтый; по Nm — коричневатожелтый, темно-оливково-зеленый, сине-зеленый; по Ng — коричнево-желтый, темно-оливково-зеленый, сине-зеленый. Схема абсорбции: $Np < Nm \approx Ng$, редко $Np > Nm \approx Ng$. С анализатором глауконит агрегатно поляризует, обнаруживая в одном зерне тонкое чешуйчатое, зернистое или пластинчатое строение. Цвет поляризации не в состоянии изменить зеленую окраску минерала. Под электронным микроскопом в суспензии он имеет щепковидную форму частиц, более широкую и менее удлиненную, чем у селадонита.

Включения свободного кремнезема в глауконитах представлены тонкодисперсным кварцем, халцедоном и опалом. Последний нередко образует оболочки на зернах. В зернах глауконита наблюдаются также включения органического вещества, пирита, кварца, слюд. Обычным спутником глауконита является фосфат типа коллофана, нередко карбонаты кальция и железа.

Физико-химические и фациальные условия образования глауконита выяснены недостаточно. По данным И. В. Николаевой, глауконит приурочен к районам шельфа и материкового склона, имеющим достаточно мощную редукционную зону, и появляется в среде, переходной от окислительной (с гидроксидами железа и марганца) к восстановительной (с сульфидами железа). В эпиконтиненталь-

ных морях фанерозоя редукционная зона и минералы глауконита приурочены к окраинным частям бассейнов.

В. Д. Шутов, В. А. Дриц, М. Я. Кац и другие в 1983 г. при изучении глауконитов кампанского флиша Северо-Западного Кавказа пришли к выводу о неприменимости для флишевого бассейна схемы диагенетического образования глауконита. Источником гелевидного вещества для его появления были продукты гидротермальной деятельности. Концепцию гидротермального происхождения глауконита из железисто-кремнистого геля в глауконитово-кремнистых формациях Восточно-Европейской платформы развивает В. И. Муравьев [25]. А. В. Ван в 1984 г. также пришел к выводу о подводном вулканическом образовании глауконита, но за источник его принят обсидиан. Процесс гидратации обсидиана с последующим замещением глауконитом аналогичен процессу палагонитизации сидеромелана. М. Ф. Соколова в 1974 г. экспериментально показала, что в низкотемпературных гидротермальных условиях нонтронит легко переходит в глауконит с упорядоченной структурой 1М, без способности к набуханию. Селадониты были обнаружены Г. Ю. Бутузовой, В. А. Дрицем, Н. А. Лисицыной и другими в рудоносных осадках рифтовых областей Красного моря и Галапагосской зоны и В. И. Кудряшовой в шаровых лавах р. Нижней Тунгуски. В преобразованных океанических базальтах выявлена вся гамма твердых растворов — от типичных селадонитов до глауконитов [10]. По мнению В. А. Дрица и А. Г. Коссовской, это опровергает традиционную точку зрения, что селадониты имеют гидротермальное происхождение, а глаукониты — только осадочное.

Группа хлорита

Структура хлоритов однотипна и состоит из последовательно чередующихся слюдистых и гидроксидных октаэдрических слоев. Сочетание этих слоев и главным образом изоморфные замещения в них определяют наличие триоктаэдрических, диоктаэдрических и переходных разновидностей хлоритов. В диоктаэдрических хлоритах диоктаэдричен и слой 2:1, и межслой. Ди-триоктаэдрический хлорит диоктаэдричен в слое 2:1 и триоктаэдричен в межслой. Триоктаэдрический хлорит триоктаэдричен в слое 2:1 и межслой. В 1978 г. IAPEA принял предложение С. Бейли об упрощении номенклатуры хлоритов. Триоктаэдрические хлориты нужно называть согласно преобладающему двухвалентному катиону в октаэдрах. Рекомендуемые специальные названия: клинохлор — для хлоритов с преобладанием Mg, конечный член $(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$; шамозит — для хлоритов с преобладанием Fe^{2+} , конечный член $(Fe_5^{2+}Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$; нимит — для Ni-содержащих, конечный член $(Ni_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$; пеннантит — для Mn-содержащих, конечный член $(Mn_5^{2+}Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$. Все другие специальные названия излишни: произвольное деление по составу октаэдров и тетраэдров не имеет структурного значения.

Подгруппа диоктаэдрического хлорита

Донбассит. $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot Al_2(OH)_3$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,581-1,596$; $n_m = 1,569-1,582$; $n_p = 1,563-1,578$; $n_g - n_p = 0,014-0,018$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 52-76^\circ$. Ориентировка оптической индикатриссы: \perp к (001); $Ng = 6-8^\circ$ либо к (001). Спайность совершенная. Удлинение отрицательное. Плотность $2,6 \cdot 10^3$. Твердость 2—2,5.

Структурные исследования В. А. Дрица, В. А. Александровой и Е. К. Лазаренко в 1969 г. показали, что донбассит является диоктаэдрическим хлоритом, имеющим рациональную серию отражений с d , кратными 1,4 нм. Элементарная ячейка моноклинная, с периодом повторяемости в два хлоритовых пакета. Хлоритовые пакеты либо развернуты относительно друг друга на 120° и одновременно смещены попеременно на $\pm b/3$ вдоль оси b , либо смещены попеременно на $\pm b/3$.

Образует чешуйчатые и радиально-листоватые агрегаты. Цвет светло-зеленый, зеленовато-белый с жирным блеском. В шлифах бесцветный. Совместно с диккитом обнаружен в кварц-кальцитовых жилах, отмечен в глинистых сланцах.

Подгруппа ди-триоктаэдрического хлорита

Судоит. $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 Al_2(OH)_6$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,570-1,587$; $n_m = 1,575-1,584$; $n_p = 1,567-1,574$; $n_g - n_p = 0,003-0,013$. Двуосный, оптически положительный: $+2V$ малый.

Судоит состоит из диоктаэдрического трехэтажного слоя и триоктаэдрического гидроксидного октаэдрического слоя. В. В. Власов и В. А. Дриц в 1967 г. показали, что энергетическая стабильность структуры судоита определяются высокими зарядами слоев, возникающими в результате замещения алюминием кремния в слое 2:1 (отрицательный заряд) и двухвалентных катионов в гидроксидном слое (положительный заряд). Иногда в межслое присутствует кальций, участвующий в выравнивании общего заряда слоя.

Светло-зеленые, желтоватые и белые чешуйчатые агрегаты внешне похожи на серицит и магнезиальный хлорит. Под микроскопом наблюдаются в виде бесцветных со слабой псевдоабсорбцией тонкочешуйчатых, мозаичных и розеткоподобных агрегатов, червеобразных стростков и гексагональных пластинок.

По данным, полученным Э. И. Алышевой, Л. Н. Хетчикова и Х. Х. Лайпанова в 1981 г., судоит широко распространен в хлоритовых породах колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая и Кавказа. Он образуется за счет гидротермально-метасоматических процессов в рудовмещающих, в том числе вулканогенно-осадочных, породах. М. Фрей в 1967 г. отметил, что алюминиевый хлорит и иллит-1M появляются на стадии начального метаморфизма пород, содержащих смешанослойные иллит-монтмориллониты.

В дальнейшем они превращаются в фенгит 2M₁. В. А. Франк-Каме-нецкий и Н. В. Котов в 1975 г. экспериментально получили алюми-ниевый хлорит через ряд промежуточных фаз в процессе преоб-разования каолинита при повышенных p — T условиях: каолинит — монтмориллонит — смешанослойные минералы — алюминиевый хло-рит. В. А. Дриц и В. Д. Шутов в 1986 г. обнаружили судоит среди диккит-накритовых жилок в породах угленосной толщии Караганды.

Кукцит. $Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot LiAl_2(OH)_6$. Моноклинный. Оптиче-ские свойства: $n_g = 1,600$; $n_m = 1,584$; $n_p = 1,575$; $n_g - n_p = 0,025$. Дву-осный, оптически положительный: $+2V = 55^\circ$. $N_g \perp$ к плоскости спайности. Спайность совершенная по (001). Плотность $(2,6—2,7) \times 10^3$. Твердость 2,5—3,5.

Кукцит имеет Al_2 в октаэдрах диоктаэдрического слоя типа 2 : 1 и $LiAl_2$ в гидроксидном октаэдрическом слое. Он образует плотные чешуйчатые агрегаты белого, серо- и желтовато-зеленого цвета. В шлифах наблюдается в виде изометричных ксеноморфных пла-стинок размером $\sim 0,1$ мм. Встречается в пегматитовых жилах как продукт изменения турмалина и лепидолита. Интересен высоким содержанием глинозема.

Подгруппа триоктаэдрического хлорита

Триоктаэдрические хлориты наиболее распространены в приро-де. По соотношению в их структуре двухвалентных катионов выде-ляют железистые, железомagneзиальные и магнезиальные разно-сти. В глинистых породах наряду с железистыми часто присут-ствуют железомagneзиальные, реже — магнезиальные хлориты. С. Бейли и Б. Браун в 1962 г. и Дж. Хейс в 1970 г. выполнили теоретический анализ возможных политипов среди хлоритовых ми-нералов. Из шести возможных политипов в природных образцах оказалось четыре: Ia ($\beta = 97^\circ$), Ib ($\beta = 97^\circ$), Ib ($\beta = 90^\circ$), IIb ($\beta = 97^\circ$). Дж. Хейс, кроме того, предложил выделять неупорядоченный хло-рит Ib (α). Он не обнаружил взаимосвязи между структурой и со-ставом хлоритов. В связи с этим С. Бейли в 1975 г. предложил для Fe—Mg-хлоритов сохранить только два наименования: клинохлор и шамозит.

Хлоритовые политипы фиксируют приуроченность к определен-ным геологическим обстановкам. Анализ показал, что хлориты типа I являются в большинстве аутигенными. По относительной стабильности они располагаются в ряд: $Ib_\alpha \rightarrow Ib (\beta = 97^\circ) \rightarrow Ib (\beta = 90^\circ)$. Политип II характерен для метаморфических и магматиче-ских пород. В осадочных породах он считается аллотигенным. Предполагается, что превращение $Ib (\beta = 90^\circ) \rightarrow IIb$ осуществляется при температурах около 423—473 К. При выветривании возможен переход: $Ib (\beta = 90^\circ) \rightarrow Ia$. Г. В. Карпова показала, что постседи-ментационный ряд триоктаэдрических слоистых силикатов в терри-генных породах выглядит следующим образом: 0,7-нм Fe-шамозит \rightarrow 1,4-нм Fe-хлорит, $Ib (\beta = 90^\circ) \rightarrow$ 1,4-нм Mg—Fe-хлорит, IIb

($\beta = 97^\circ$) \rightarrow 1,4-нм Fe—Mg-хлорит, *Ib* ($\beta = 97^\circ$). Из них 0,7-нм шамозит (бертьерин — *B. H.*) в ассоциации с сидеритом и гётитом является диагенетическим, а 1,4-нм Fe-хлорит, цементирующий шамозитовые оолиты, формировался в слабощелочных условиях начального катагенеза. Политип *Ib* характерен для глубинного катагенеза и метагенеза, а также для метаморфических и гидротермальных образований. Механизм перехода *Ib* ($\beta = 90^\circ$) \rightarrow *IIb* ($\beta = 90^\circ$) неясен.

Аутигенный хлорит может быть хорошо раскристаллизован. Обломочный хлорит, по наблюдениям М. Ф. Викуловой, обычно деградирован и дает на рентгенограммах широкие и менее многочисленные отражения по сравнению с мусковитом. В осадочном чехле хлориты приурочены к грауваккам и другим обломочным породам, обогащенным фемическими компонентами [10]. В океанах А. П. Лисицын в 1978 г. выделил три генетические группы обломочных хлоритов, связанных с деятельностью разных факторов. Появление хлоритов в одних случаях (в донных осадках) связано с распространением морских льдов и айсбергов, в других — с развитием кор выветривания и почв на континентах. Нахождение хлоритов к востоку от Австралии объясняют их выносом западными ветрами и накоплением в пределах контуров площадей распространения каолинита. Аутигенные хлориты в океанах редки. Они встречаются в зеленосланцевых породах зон трансформных разломов.

Клинохлор. $(\text{Mg}, \text{Al})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{OH}_2 \cdot \text{Mg}_3(\text{OH})_6$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,571-1,596$; $n_m = 1,571-1,585$; $n_p = 1,569-1,582$; $n_g - n_p = 0,002-0,014$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 0-70^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp = 0-2,5^\circ$; $Nm \parallel b$; $cNg = 5-7^\circ$. Спайность весьма совершенная по (001). Удлинение отрицательное. Погасание относительно спайности косое. Плотность $(2,65-2,78) \cdot 10^3$. Твердость 2—2,5.

Минерал встречается в виде гексагональных пластинок, таблиц, редко призматических и бочонковидных кристаллов. Клинохлор часто образует чешуйчатые агрегаты от травяно-зеленого до бледно-зеленого, желтого, иногда белого (лейхтенбергит) цвета с сероватым, розоватым, фиолетовым оттенками. В шлифах он зеленый, зелено-желтый до бесцветного. Плеохроизм очень слабый: по *Np* — бесцветный, синевато-зеленый; по *Nm* — светло-зелено-желтый; по *Ng* — светло-желто-зеленый, желтый. С анализатором часто наблюдаются тонкие полисинтетические двойники.

Шамозит. $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot (\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{O}, \text{OH})_6$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,632-1,660$; $n_m = 1,632-1,660$; $n_p = 1,627-1,654$; $n_g - n_p = 0,005-0,006$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 0^\circ$, до очень небольшого. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp \approx 90^\circ$; $aNm \approx 0^\circ$; $Ng \parallel b$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $3,19 \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3.

Образует оолитовые стяжения с концентрически-зональным строением, сгустки, мелкочешуйчатые или скрытокристаллические землистые агрегаты, входит в состав промежуточной массы осадоч-

ных железных руд. Цвет желтый, зеленовато-серый или зеленовато-бурый до черного. В шлифах желтовато-зеленый, плеохроичный: по *Np* — желтоватый, бесцветный; по *Nm* — бледно-зеленый; по *Ng* — бледно-зеленый. С анализатором характерна аномальная лавандово-синяя интерференционная окраска.

Смешанослойные образования

Смешанослойные минералы были выявлены Ж. Грунером в 1934 г. Они привлекли внимание геологов в 1956 г. после работ М. Уивера, который показал, что из 6000 изученных им образцов глин разного возраста 70 % содержат смешанослойные минералы. Последующие исследования позволили установить широкое распространение этих образований в почвах, корах выветривания, современных и древних отложениях, гидротермальных системах.

Смешанослойные образования представляют собой глинистые минералы, в которых отдельные кристаллы сложены элементарными слоями двух и более типов. По характеру распределения слоев в смеси Д. М. К. Мак-Юан, А. Руиз Амиль, Г. Браун в 1965 г. выделили три группы: упорядоченные, неупорядоченные и зональные. Последняя характеризуется тем, что зоны состоят из большого числа пакетов одного минерала, чередующихся с единичными или многочисленными пакетами другого минерала.

А. Г. Коссовская в 1966 г. упорядоченные и неупорядоченные смешанослойные образования разделила на две группы: триоктаэдрическую и диоктаэдрическую. В триоктаэдрической группе она выделила два семейства: вермикулитовое и корренситовое. Вермикулитовое семейство состоит из смешанослойных минералов: биотит — хлорит, биотит — вермикулит, биотит — разбухающий хлорит. Они встречаются в почвах и корах выветривания, развитых на основных породах, реже в осадочных, обогащенных биотитом породах стадии начального катагенеза.

Корренситовое семейство состоит, как правило, из разнообразных неупорядоченных фаз: хлорит — вермикулит, хлорит — разбухающий хлорит, хлорит — монтмориллонит, вермикулит — монтмориллонит. Корренситами называют 2,8-нм смешанослойные минералы, состоящие из упорядоченного чередования хлоритовых и смектитовых пакетов, 2,8-нм смешанослойные минералы с «подвижным» типом пакетов. А. Г. Коссовская и В. А. Дриц предлагают называть корренситоподобными минералами. Те и другие являются пороодообразующими и рассматриваются как предшественники хлоритов, которые образуются в близких обстановках, но при более высоких температурах или больших содержаниях Mg и Fe²⁺ в растворе. Если межслои в той или иной паре индивидуальных минералов будут обладать общими свойствами, например способствовать сближению или разбуханию слоев при насыщении органическими жидкостями, то такие 2,8-нм упорядоченные смешанослойные минералы следует относить к сангаритам. А. Г. Коссовская и В. А. Дриц в 1985 г. выделили три генетические группы корренси-

тов и родственных им минералов: 1) магнезиальные седиментационно-диагенетические корренситы эвапоритовых терригенно-хемогенных и карбонатных формаций и гидротермально преобразованных пород доломитово-гипсовых комплексов; 2) магнезиально-железистые корренситы из мощных толщ кластогенных вулканогенно-осадочных или осадочных пород, преобразованных при региональном эпигенезе; 3) железомagneзиальные корренситы, формирующиеся при постмагматических преобразованиях основных и средних магматических пород в наземных и подводных условиях.

В диоктаэдрической группе смешанослойных минералов также выделяются два семейства: алевардитовое и тосудитовое. Алевардитовое семейство объединяет упорядоченные и неупорядоченные минералы, в которых подвижные межслоевые промежутки монтмориллонитового типа чередуются с промежутками, заполненными К в неупорядоченных смешанослойных минералах или К, Na и Са в алевардитах. Образования этого типа связаны с гидрослюдизацией монтмориллонита в начальном и глубинном катагенезе. Тосудитовое семейство представлено хлорит-монтмориллонитовыми минералами, преимущественно из гидротермальных образований. В. А. Дриц и Б. А. Сахаров в 1974 г. выявили смешанослойный минерал каолинит-монтмориллонит.

Несмотря на широкое распространение и особое значение для индикации постседиментационных процессов, рассмотренные минералы диагностируются исключительно на основе рентгеновского изучения препаратов, подвергнутых различным обработкам: насыщению органическими жидкостями, обменными катионами, нагреванию и т. д. В шлифах эти минералы не могут быть определены. Для них свойствен переходный характер оптических свойств между входящими в их состав компонентами.

Группа сепиолита-пальгорскита

В эту группу входят ленточно-слоистые силикаты — пальгорскит и сепиолит. Кристаллическую решетку составляют ленты структурного типа 2:1, чередующиеся с каналами, содержащими воду [22]. Тетраэдрические слои непрерывны, но при переходе от блока к блоку ориентировка тетраэдров меняется на противоположную. Октаэдрические слои непрерывны только вдоль оси *c*. В пальгорскитах ленты амфиболового типа состоят из двух цепочек тетраэдров, в сепиолитах — из трех. В химическом отношении пальгорскиты обладают высоким содержанием Al при диоктаэдрическом заполнении октаэдрических позиций, сепиолиты содержат двухвалентные катионы, среди которых преобладает Mg [10]. Оба минерала характеризуются близкими оптическими свойствами и волокнистым строением, хорошо наблюдаемым под электронным микроскопом, но не являющимся критерием для различия пальгорскитов и сепиолитов. Достоверная диагностика этих минералов требует применения термограмм и дифрактометрического рентгеновского анализа.

Для образования палыгорскита и сепиолита необходима щелочная среда, активность Si—Mg растворов и участие (при образовании палыгорскитов) алюминия. Их основными генетическими типами являются [20]: 1) терригенно-обломочный тип, имеющий ограниченное распространение в осадках континентальных и океанических регионов; 2) хемогенно-эвапоритовый тип карбонатно-доломитовых формаций и почв континентальных бассейнов аридных зон; 3) камуфлированный вулканогенно-осадочный тип палыгорскитов, мощно проявленный в Восточной Атлантике и выявленный в Черкасском месторождении (вулканогенно-гидротермальный подтип выявлен в Восточной Атлантике); 4) гидротермальный или трещинно-гипергенный тип серпентиновых массивов и гидротермальный рудных месторождений типа Талнахского.

Палыгорскит. $Al_{2x}Mg_{5-3x-y}(H_2O)_4\{(OH)_2[Si_8O_{20}]\} \cdot Ca_y(H_2O)_4$, где $0,13 < x < 0,7$; y обычно ~ 0 . Ромбический или моноклинный. $n_g = 1,527—1,550$; $n_m = (?)$; $n_p = 1,512—1,530$; $n_g - n_p = 0,006—0,020$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V$ небольшой до среднего. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNg = 0^\circ$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $(1—2,3) \cdot 10^3$. Твердость 3.

Агрегаты имеют спутанно-волокнутое строение и оригинальные физические свойства, отразившиеся в старых названиях минерала: горная кожа, горная пробка, горное дерево и др. Это белый минерал, иногда с желтоватым оттенком или серый с желтоватым или буроватым оттенком. Он обладает пористостью и плавает в воде.

В шлифах палыгорскит бесцветный, розоватый или слегка желтоватый. Наблюдаются спутанно-волокнустая структура, местами узкие расплывчатые пластинки минерала. Светопреломление и дупреломление обычно низкие.

Сепиолит. $\{Mg_{8-3x}Fe_{2x}(H_2O)_4(OH)_4[Si_{12}O_{30}]\} \cdot (H_2O)_4$. Ромбический. Оптические свойства α -сепиолита: $n_g = 1,525—1,529$; $n_m = (?)$; $n_p = 1,515—1,520$; $n_g - n_p = 0,008—0,022$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 0—74^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNg = 0^\circ$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $2 \cdot 10^3$. Твердость 2,2. Оптические свойства β -сепиолита: $n = 1,505—1,517$. Аморфный.

Агрегаты спутанно-волокнуемые, несколько жирные на ощупь. Они пористые, в сухом состоянии плавают в воде. Цвет белый с сероватым, желтоватым и красноватым оттенком.

В шлифах агрегат бесцветный, тонковолокнистый. К α -сепиолиту обычно примешан аморфный материал β -сепиолит. Светопреломление и дупреломление нередко низкие.

Рентгеновская диагностика глинистых минералов

Рентгеновская диагностика является одним из главных методов исследования глинистых минералов. Для изучения используются максимально разориентированные и максимально ориентированные

препараты. Последние применяются чаще всего: большинство глинистых минералов имеют совершенную спайность по (001) и способны текстурироваться вдоль этой плоскости. При подготовке препаратов задача состоит в том, чтобы в процессе выделения фракции необходимой размерности не изменить природный минеральный состав и структуру глинистых минералов. Подробно методика приготовления и изучения препаратов изложена в книге «Рентгеновские методы анализа основных типов породообразующих минералов» под редакцией В. А. Франк-Каменецкого за 1983 г. Для приготовления препарата необходимо не менее 30 г исходного вещества породы, которое дробится до размерности 0,25—0,5 мм. Карбонаты удаляются 10 %-ной муравьиной кислотой, гипс и ангидрит — нагретой до 313 К дистиллированной водой. В 1983 г. Л. К. Танкаев, Л. Г. Рекшинская и Б. Б. Звягин предложили метод удаления карбонатов, а также свободных оксидов железа и алюминия 1,0 н холодной HCl. Из обработанного порошка растиранием готовится стойкая суспензия, при медленном осаждении которой на предметное стекло получается ориентированный препарат. Дифракционная картина представляет собой набор рентгеновских отражений всех минералов, присутствующих в препарате. Каждый минерал имеет свой набор отражений, характеризующийся численным значением межплоскостных расстояний и интенсивностью. По степени информативности и сложности результатов исследования анализ глинистых минералов делится на три этапа: групповая диагностика, определение минерального вида, полнопрофильный анализ.

Первый этап — групповая диагностика по анализу рентгеновских отражений от базальных плоскостей (001). Для надежного определения группы или подгруппы минералов используется стандартный набор обработок препаратов: изучаются дифракционные картины воздушно-сухого (ВС), насыщенного органическими жидкостями (глицерином или этиленгликолем — ЭГ, диметилсульфоксидом — ДМС) и прокаленного при температуре 823 К препаратов (табл. 13).

Подгруппа каолинита (каолинит, диккит, накрит) идентифицируется по серии базальных отражений 0,716; 0,358; 0,238 нм. Минералы подгруппы не реагируют с этиленгликолем, разрушаются при прокаливании и с диметилсульфоксидом образуют органический комплекс: d_{001} увеличивается от 0,716 до 1,12 нм. Этот диагностический признак позволяет однозначно выявить минералы подгруппы каолинита в присутствии других глинистых минералов. Подгруппы родственных каолиниту минералов (серпентины, амезит, бертьерин) выявляют подобной серией базальных отражений, однако они не реагируют с диметилсульфоксидом и их однозначно определяют на втором этапе рентгеновского изучения. Каолинит имеет диоктаэдрический мотив заполнения октаэдров структуры, минералы родственных групп — триоктаэдрический.

Группа смектита (монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, сапонит, соконит) идентифицируется по сериям базальных отраже-

Групповая диагностика глинистых минералов

Группа или подгруппа минералов		Основные межплоскостные расстояния базальных рефлексов от различно обработанных препаратов, нм			
		BC	ЭГ	ДМС	823К
Каолинита		0,716; 0,358; 0,238	Не изменяется	1,12	Разрушается
Смектита		1,2—1,5	1,686	1,89	0,96—1,0
Слюдоподобных глинистых минералов		1,0; 0,5; 0,333; 0,250	Не изменяется	Не изменяется	Не изменяется
Хлорита		1,42; 0,710; 0,474; 0,353; 0,285	То же	"	"
Вермикулита		1,42; 0,71; 0,474; 0,353; 0,285	"	1,7	1,0
Пальгорскита		1,04	—	—	—
Сепиолита		1,20	Не изменяется	Не изменяется	0,9
Смешанослойных	корренсита	Серия от 2,8—2,9 нм	Серия от 3,1 нм	Серия от 3,3 нм	Серия от 2,4 нм
	ректораита	Серия от 2,4—2,5 нм	Серия от 2,7 нм	Серия от 2,9 нм	Серия от 2,0 нм

ний: в воздушно-сухом состоянии от 1,2—1,5 нм, в комплексе с этиленгликолем от 1,686 нм, в комплексе с диметилсульфоксидом — 1,89 нм, после прокаливания при температуре 823 К от 1,0 нм. Для диагностики обязательны обработка этиленгликолем и прокаливание.

Группу слюдоподобных глинистых минералов определяют по серии базальных отражений от 1,0 нм, которая не изменяется при различных обработках. Группа хлорита идентифицируется по серии базальных отражений от 1,4 нм, которая не изменяется при обработке органическими жидкостями, после прокаливания остается один интенсивный пик 1,38—1,4 нм. Группа вермикулита имеет серию базальных отражений от 1,4 нм, не реагирует с этиленгликолем, с диметилсульфоксидом образует комплекс от 1,7 нм, при прокаливании дает серию отражений от 1,0 нм. Диагностику сепиолита и пальгорскита лучше проводить на разориентированных препаратах. Для достоверного определения смешанослойных минералов необходимы все виды обработок, поскольку диагностика их достаточно сложна. Она значительно упрощается, если такой минерал состоит из двух типов пакетов, с содержанием 50 : 50, и чередуются они упорядоченно. Если межплоскостные расстояния несут информацию о размерах элементарной ячейки, то интенсивно-

сти дифракционных максимумов могут быть использованы при изучении изоморфных замещений.

Второй этап — определение ди- и триоктаэдрического характера заселения октаэдров структуры, политипии и относительной степени трехмерной упорядоченности. Для этого осуществляется регистрация небазальных рентгеновских отражений (рефлексов общего положения) по методике «рентгеновских косых текстур», предложенной в 1975 г. Г. Кринами. Все диоктаэдрические минералы независимо от группы имеют значение диагностического рефлекса от (060) в интервале $d_{060}=0,148-0,151$ нм, триоктаэдрические — $d_{060}=0,153-0,157$ нм. В интервале $d_{060}=1,51-1,53$ нм расположены значения рефлексов минералов, имеющих промежуточный мотив заполнения октаэдров — ди- и триоктаэдрический.

Полиптипы гидрослюд определяют по межплоскостным расстояниям с индексами 11 ± 1 , хлоритов — 20 ± 1 . На этом этапе исследования выявляют полиптипы в группе каолинита: каолинит 3Т, диккит, $2M_1$ и накрит $2M_2$. Кроме этого определяют структурную группу каолинита. Для смектитов возможно нахождение относительной степени трехмерной упорядоченности для серии образцов, когда определяются плохо, средне и хорошо упорядоченные смектиты.

Третий этап — анализ с целью определения тонких структурных особенностей и дефектности структуры глинистого минерала.

Происхождение глинистых минералов

В соответствии с представлениями Ж. Люки, Ж. Милло, А. Г. Коссовской, С. Г. Саркисяна, Д. Д. Котельникова, Г. В. Карповой, М. Ф. Викуловой, И. Д. Зхуса различают три основных пути формирования глинистых минералов: обломочное унаследование, трансформацию и новообразование.

ОБЛОМОЧНОЕ УНАСЛЕДОВАНИЕ

Анализ современных озерных, морских и океанических осадков указывает на терригенную природу в них большинства глинистых минералов. Как показали в 1976 г. В. Б. Курносоев и А. М. Короткий, в современных осадках оз. Ханка (Приморье) присутствуют монтмориллонит и гидрослюда (85—95 %), а также хлорит, каолинит, вермикулит и смешанослойные минералы (10 %). Они идентичны составу глинистых минералов из наилков выпадающих в озеро рек, а также абрадируемых неогеновых песчано-глинистых отложений и красноцветных кор выветривания. М. А. Ратеев в 1964 г. отметил в осадках южной части оз. Байкал преобладание гидрослюды с тем или иным количеством разбухающих слоев, заимствованных из почв Прибайкалья. Например, монтмориллонит тесно связан с осадками, выносимыми р. Селенгой.

В составе взвесей, вносимых реками, и донных осадков Черного моря преобладает гидрослюда, существенным компонентом является монтмориллонит, присутствует хлорит, у батумского побережья и вблизи устья Днепра установлен каолинит. Их идентичность и отсутствие связи с фациальными типами осадков указывают, по мнению М. А. Ратева, на аллотигенную природу глинистых минералов Черного моря.

Ю. П. Хрусталева, Д. С. Туровский, С. А. Резников, А. Б. Щеко в 1976 г. установили, что в северной и восточной частях Аральского моря ведущими являются гидрослюда и хлорит, в меньших количествах встречаются монтмориллонит и смешанослойные минералы. Для придельтовых областей Амударьи и Сырдарьи характерно присутствие до 20 % каолинита. В донных отложениях взморья вблизи Амударьи преобладает гидрослюда (70 %), встречаются хлорит и монтмориллонит. В центральной и западной впадинах в равных количествах присутствуют гидрослюда, монтмориллонит, смешанослойные минералы. Характерно повсеместное распространение 10—20 % палыгорскита. В западной впадине Аральского моря первостепенное значение имеет хлорит.

В Аравийском море, как показала в 1966 г. З. Н. Горбунова, большую часть глинистых минералов выносят реки Западной Индии, главным образом р. Инд. Иллит составляет 50 %, хлорита и монтмориллонита меньше. Значительная часть минералов иллитовой, хлоритовой и палыгорскитовой групп, как показал в 1975 г. А. П. Лисицын, поступает эоловым путем из пустынь Аравии и северо-восточной Африки.

В современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана комплексы с преобладанием гидрослюды Б. В. Курносов и И. О. Мурдмаа в 1976 г. связали с выносом крупнейших рек Китая. Тропические коры выветривания на островах Малайского архипелага поставляют монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит, в меньшей степени хлорит или гидрослюду. В результате размыва осадочных и вулканогенно-осадочных пород Японии, Приморья и п-ова Корея в Японское море поступают хлорит, гидрослюда, монтмориллонит.

Глинистые осадки поверхностного слоя на профиле через Тихий океан изучены в 1977 г. Г. Ю. Бутузовой, Н. А. Лисицыной, Б. П. Градусовым. Терригенное происхождение имеют монтмориллонит (20—75 %), гидрослюда (20—65 %), хлорит и каолинит (5—25 %). Локально развиты каолинит-сметтит, слабокристаллизованный сметтит, ферримонтмориллонит. Следствием терригенной седиментации является отсутствие связи состава глинистой фазы осадков с их литолого-фациальными типами. Изотопный возраст глинистых отложений поверхностного слоя разных литолого-фациальных зон подтвердил терригенную природу большей части глинистых минералов, показав значения в 100—150 млн. лет.

Верхние горизонты красных глубоководных глин северной части Тихого океана по составу монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые или хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые без цеолитов.

Главные компоненты их, как установили в 1978 г. Н. В. Логвиненко, В. М. Лазуркин и В. Н. Герасимов, имеют терригенное происхождение и большая часть материала занесена ветром с суши и островов. Однако ниже 30—60 или 100—110 см, иногда 200—280 см наблюдается резкое, до 60—70 %, увеличение содержания монтмориллонита; появляются цеолиты, достигающие содержания 20 %; уменьшается количество гидрослюд и вулканического стекла. Высокая концентрация монтмориллонита в нижних горизонтах океанических глин свидетельствует об их интенсивном аутигенезе. Вероятно, именно такой (диагенетический) генезис имеют океанические железистый смектит, близкий по составу к продуктам гальмиролитического разложения базальтов, и палыгорскит, образующийся по гиалокластике щелочного состава. Локально встречающийся хорошо раскристаллизованный океанический аутигенный каолинит, по-видимому, тесно связан с кислой средой разложения органического вещества.

В Норвежском бассейне Атлантического океана Н. В. Ренгартен, М. А. Ратеев, Б. Д. Шутов и В. А. Дриц в 1979 г. установили две серии глинистых образований. Первая представлена терригенными глинистыми минералами, поставка которых вместе с обломочным материалом в плейстоцене была обусловлена плавающим льдом: гидрослюда политипов *1Md* и *1M*, широкий ряд смешанослойных минералов от вермикулита до монтмориллонита, хлорит, К-монтмориллонит. Вторая серия сложена пелагическими глинами. Ферримонтмориллонит сформировался за счет гиалокластики и пирокластики толеитовых базальтов. При движении сверху вниз по разрезу серии наблюдается некоторое уменьшение железистости и увеличение глиноземистости и общей суммы щелочей.

Распределение глауконитов в донных осадках морей и океанов и их изотопный возраст подтверждают мнение Н. В. Логвиненко и И. В. Николаевой [24] о распространении терригенного глауконита.

Обломочное унаследование глинистых минералов можно определить степенью устойчивости их в корях выветривания, при переносе и в осадках. Минералы каолинитового типа являются конечными продуктами преобразования силикатов в гидрослюдисто-каолинитовом профиле выветривания. За редким исключением они стабильны в гидросфере, почвах или осадках. Гидрослюда устойчива только в нижних горизонтах профиля выветривания. При выносе щелочей и кремнезема кристаллическая решетка разрушается, за счет освободившихся оксидов алюминия и кремния возникают минералы группы каолинита. Гидрослюда устойчива в слабопромываемых почвах и в осадках, имеющих щелочную среду, а хлориты — в монтмориллонит-каолинит-охристом профиле до зоны полоторных оксидов, где содержание их уменьшается. В профиле каолинитового типа железистые хлориты разрушаются в гидрослюдистой зоне кислого профиля выветривания. Вначале имеет место переход двухвалентного железа в трехвалентное, в дальнейшем они разлагаются до оксидов железа, кремния и алюминия; за счет

их возникают оксиды и гидроксиды железа, глинистые минералы типа железомagneзиальных хлоритов, гидрослюда. Аналогичный характер изменения имеет глауконит. В железомagneзиальных хлоритах быстро разрушается железистый компонент, остаток обогащается магнезиальной составляющей. Клинохлор устойчив в гидрослюдистой зоне. Он начинает переходить в гидroxлорит и затем каолинит-галлуазит в следующей — гидрослюдисто-каолинитовой зоне. Устойчивость хлоритов в почвах и осадках Ж. Милло в 1968 г. приравняет к устойчивости гидрослюда. Монтмориллонит устойчив в профиле выветривания и водной среде щелочного типа и разрушается в кислой и нейтральной обстановках с преобразованием его в гидрослуду и гидрослюдисто-каолинитовый агрегат. Смешанослойные минералы и вермикулиты устойчивы в щелочной среде, но деградируют в обстановке интенсивного выщелачивания и разложения. Палыгорскиты и сепиолиты устойчивы в щелочной среде, богатой кремнеземом и магнием, и неустойчивы в обстановке выщелачивания, в частности в почвах, где нередко преобразуются в монтмориллонит.

Изменения глинистых минералов при переносе ограничиваются их механическим измельчением и некоторым растворением, а также замещением одних катионов другими и выносом части их из обменных позиций кристаллической структуры минералов. В наибольшей степени катионному обмену подвергаются глинистые минералы при переносе и отложении в морских бассейнах. Если на континенте при переносе в пресной воде происходит вынос K^+ из гидрослуд и Mg^{2+} из хлоритов, то в морской среде вследствие высокой концентрации этих катионов идет обратный процесс, в результате чего некоторые глинистые минералы восстанавливают свои свойства. Более существенные изменения испытывает монтмориллонит. Нормальные содержания в морской среде K^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} при вхождении их в обменные позиции минерала как бы сохраняют его неизменным. При высоком содержании Mg^{2+} и K^+ в морской воде они проникают в межпакетные промежутки и способствуют формированию хлорита и смешанослойных минералов монтмориллонит-гидрослюдистого типа с большим количеством разбухающих слоев. Каолинит в пресноводных условиях в продуктах переотложения теряет характерную для него псевдогексагональную форму и ухудшает раскристаллизованность. В морской среде в результате механической дифференциации он быстро агрегирует и осаждается вблизи береговой линии, обогащая более грубые осадки. Часть мелких кристаллов выносятся в удаленные зоны бассейна. Каолинит в меньшей степени, чем другие глинистые минералы, подвержен действию катионного обмена и потому сохраняется в морской среде.

ТРАНСФОРМАЦИЯ

Ж. Люка в 1962 г. определил трансформацию как переход одного минерального вида в другой, связанный с изменением состава

и количества ионов в межслоевых позициях, тетраэдрических и октаэдрических слоях без изменения типа структуры. Она имеет место на всех этапах литогенеза: выветривании, почвообразовании, диагенезе и катагенезе. К трансформированным принадлежит большинство смешанослойных минералов. Ж. Люка предложил различать отрицательный (деградация) и положительный (аградация) типы трансформаций. Первый характеризуется сокращением количества ионов в межслоевых промежутках, второй — обратным явлением. Аградация происходит в присутствии насыщенных растворов, отвечающих условиям глубинного ката- и метагенеза, или в эвапоритовых бассейнах. А. Г. Коссовская в 1966 г. отметила несколько типичных процессов в пределах серийных деградационных изменений, где большую роль играют смешанослойные фазы на пути преобразования одних стабильных минералов в другие: 1) биотит → биотит — хлорит → биотит — вермикулит → биотит — набухающий хлорит → биотит — монтмориллонит; 2) хлорит → хлорит — вермикулит → хлорит — набухающий хлорит → хлорит — монтмориллонит — вермикулит — монтмориллонит → монтмориллонит; 3) мусковит → мусковит — Al-хлорит → мусковит — Al-вермикулит → мусковит — Al-набухающий хлорит → мусковит — монтмориллонит → монтмориллонит; 4) Al-хлорит — Al-вермикулит → Al-хлорит — набухающий Al-хлорит → хлорит — монтмориллонит. Изменения в структуре биотита связаны с процессом окисления железа, толчком для изменений в сериях 3 и 4, вероятно, послужило выщелачивание калия из структуры мусковита.

А. Г. Коссовская считает, что термин «трансформация» может быть применен и к процессам полиморфных преобразований. Примером положительной полиморфной трансформации, характеризующей рост совершенства структуры минералов при переходе от начального катагенеза к метагенезу, является ряд: несовершенный каолинит — совершенный каолинит — дикит, накрит. Аналогичные ряды предполагаются Г. В. Карповой для гидрослюд и хлоритов, однако они встречают и определенные возражения со стороны М. Ф. Соколовой.

При диагенезе и катагенезе в глинистых породах широко проявляются ряды аградаций обломочного и аутигенного монтмориллонита: монтмориллонит — смешанослойные минералы — диоктаэдрическая слюда; монтмориллонит — триоктаэдрический вермикулит (или разбухающий хлорит) — хлорит. Динамика перехода монтмориллонита в гидрослюду при региональном катагенезе рассмотрена В. Д. Шутовым, В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым в 1971 г. на примере монтмориллонитов, возникших по кислой пирокластике угленосной формации Карагандинского бассейна. Преобразование шло стадийно. Промежуточная фаза представлена ректоритом. Ведущим началом стадийного формирования гидрослюды явилось закономерное вхождение катиона калия, образующегося при разрушении биотита в структуру исходного монтмориллонита. Калий приводил к более глубоким структурным изменениям минералов, связанным с частичным замещением Si на Al и возникновением в те-

траэдрических слоях отрицательного заряда. Размеры тетраэдрической сетки увеличивались, создавались возможности для октаэдрического окружения калия и его жесткого закрепления.

Экспериментальное изучение кристаллохимии превращений каолинита, монтмориллонита, палыгорскита и сепиолита для условий катагенеза — метагенеза проведено В. А. Франк-Каменецким, Н. В. Котовым и Э. А. Гойло [45]. Установлено, что общей чертой процессов структурных и фазовых преобразований каолинита при различных давлениях H_2O и температурных параметрах с добавками хлоридов K, Na, Ca, Mg является стадийное изменение исходного материала. В первую очередь образуется Al-монтмориллонит (бейделлит) с разной степенью Al—Si-тетраэдрических замещений. Далее, в зависимости от типа катионных добавок Al-монтмориллонит трансформируется в промежуточные упорядоченные или частично упорядоченные смешанослойные фазы, например, слюда-монтмориллонит (с K и Na), ректорит (с Ca), тосудит (с Mg). С увеличением экспозиции опытов и температуры они трансформируются в стабильные образования — слюды, хлориты и др. Ведущим процессом изменения диоктаэдрического (Al, Mg, Fe)-содержащего монтмориллонита является переход его с повышением температуры в ди- и триоктаэдрические монтмориллониты. Их последующая история различна. Диоктаэдрический монтмориллонит трансформируется в белые слюды и полевые шпаты, триоктаэдрический преобразуется в хлорит и тальк через промежуточные метастабильные смешанослойные фазы. В присутствии добавок солей магния имеет место переход исходного монтмориллонита в триоктаэдрическую разновидность и далее с сохранением трехэтажного пакета в хлорит или тальк. В Mg-карбонатной среде при повышенной концентрации Mg образуется (Mg, Al)-серпентин. Структура его при повышенной температуре служит основой для формирования хлорита и ряда неслоистых фаз.

Л. Г. Рекшинская [36] показала влияние генезиса глинистых пород каменноугольного возраста Донецкого бассейна на изменение глинистых минералов на этапах катагенеза — начального метагенеза. Оказалось, что по сравнению с морскими глинами, преобразования глинистых минералов запаздывают для древних почв и в более значительной степени для пепловых прослоев в морских глинах. Для глинистых минералов с трехэтажными слоями общая направленность изменений имеет аградационный характер, для каолинита — деградационный.

В последние годы в связи с изучением коллекторов нефти и газа на больших глубинах установлены случаи слабого изменения глинистого вещества и, следовательно, возможность существования пород-покрышек на больших глубинах. Этому явлению дают разные объяснения. Так, например, И. Д. Зхус в 1980 г. объяснял присутствие диоктаэдрического монтмориллонита в пропластках бентонитов на глубинах около 6000 м и при температуре ~ 473 K в палеогеновых отложениях Ферганской впадины отсутствием органического вещества в вулканогенно-осадочных породах. Скважиной

Булла-море в продуктивной свите Азербайджана (плиоцен) на глубине 6026 м вскрыта пачка глин, сложенная неизменным монтмориллонитом. Она содержит много органического вещества. Причину сохранности монтмориллонита И. Д. Зхус видит здесь в другом — в низкой температуре (в забое 364 К) вследствие глубокого, не менее 20 км, залегания фундамента. В 1980 г. В. Ю. Ивенсен, Г. В. Ивенсен, А. Ф. Сафронов и Д. П. Сидоров объяснили сохранность разбухающих минералов на глубинах более 4 км в туфах и ортотуфитах нижнего триаса Вилюйской синеклизы большим количеством глинистого материала, низким содержанием калия в глинах и невозможностью его поступления извне для гидрослюдизации монтмориллонита, высоким зарядом, который обусловлен повышенным содержанием Al в тетраэдрах и Fe²⁺ в октаэдрах. Глины песчаных пород имеют меньший заряд (меньше Al и Fe²⁺), их гидрослюдизация за счет калия внутрислойного растворения обломков идет быстрее.

НОВООБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Новообразования глинистых минералов имеют место на разных стадиях литогенеза: при формировании коры выветривания и почвообразования, диагенезе и катагенезе. Их примеры даны при описании глинистых минералов.

Минеральный состав новообразований в коре выветривания и почвах зависит от климата, состава исходных пород и степени тектонической активности региона. Гумидный климат на континенте способствует образованию каолинита — минерала, свойственного кислой среде при интенсивном выщелачивании. Появление в небольшом количестве монтмориллонита и содержащих его смешанослойных фаз указывает, по мнению И. Д. Зхуса, на некоторую активизацию тектонического режима. Нередко монтмориллонит является продуктом выветривания базальтового вулканического стекла. В аридном климате при умеренном дренаже и щелочной среде на континенте формируются монтмориллонит и содержащие его смешанослойные минералы. При активности Si-Mg растворов и участии Al образуются палыгорскит и сепиолит.

На стадии диагенеза образование каолинита, по мнению Ж. Милло, является следствием фильтрации кислых вод через пористые осадки. Галлуазит формируется при выщелачивании водами, фильтрующимися в подстилающие карстовые полости. В морских условиях за счет пирокластики кислого и основного состава образуется монтмориллонит. Тальк, по данным Т. Н. Соколовой, является индикатором садки и диагенеза калийно-магниевого солей.

Новообразования на этапе катагенеза связаны в основном с песчано-алевритовыми и другими пористо-трещиноватыми породами. Объясняется это тем, что вторичный глинистый цемент песчано-алевритовых пород образуется при раскristаллизации коллоидов, выжимаемых из глин, а также коллоидов, отложенных грун-

товыми водами. Степень совершенства кристаллической структуры новообразований увеличивается по мере усиления катагенетического изменения пород. Например, аутигенная гидрослюда приобретает более крупные размеры, удлиненные частицы ее ограничены пирамидальными окончаниями. Важно отметить, что новообразования подобного типа приурочены к сильноизмененным породам с высоким содержанием MgO и K_2O . Четко выраженный идиоморфизм хлорита также проявляется только в цементе сильноизмененных песчано-алевритовых пород.

МИНЕРАЛЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО АУТИГЕННОГО ГЕНЕЗИСА

Аутигенные минералы, стадии и зоны осадочного процесса

Аутигенными называются минералы, сформировавшиеся в коре выветривания, осадке или осадочной породе на всех этапах ее образования и преобразования. Они слагают основную массу осадочных пород химического и биохимического происхождения: аллитов, железистых, марганцовистых, кремнистых, фосфоритов, карбонатных и сульфатно-галогенных пород. Аутигенные минералы являются отражением физико-химических условий отдельных этапов осадочного процесса. Количество этапов и их содержание разными исследователями понимаются по-разному [34, 39, 40].

Образованию любой осадочной породы предшествует стадия выветривания ранее существовавших материнских пород, или гипергенез. Он начинается механическим разрушением исходной породы и заканчивается формированием охр, железняков и латеритов в коре выветривания. Химический состав исходных пород определяет два основных типа профилей выветривания: кислый — каолинитовый и основной — монтмориллонитовый [11] с характерным составом минеральных новообразований и распределением реликтовых минералов. В зависимости от местных условий гипергенез может остановиться на одном из промежуточных этапов.

В морской обстановке широко распространено подводное выветривание [46]. Продукты его представлены каменистыми развалами и горизонтами конденсации в физическом элювии, ихнитолитами — в биологическом и гальмиролититами в химическом элювии.

Перенос осадочного материала и его накопление составляют суть стадии седиментогенеза, в которой Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко [40] различают два последовательных этапа: 1) водосборный — склоново-долинно-дельтовый седиментогенез и 2) бассейновый седиментогенез. Результаты первого этапа часто полностью уничтожаются последующими процессами, поэтому среди осадочных образований чаще всего наблюдаются продукты бассейнового седиментогенеза.

Как показал в 1982—1986 гг. А. П. Лисицын, основная масса осадочного вещества Земли (примерно 90 %) на современном этапе седиментогенеза и в геологическом прошлом концентрируется не в огромных по площади пелагиалях океанов и морей, а в узких, часто разрозненных, участках по их периферии на окраинах континентов — областях лавинной седиментации (дельтах, эстуариях, подводных конусах выноса, глубоководных желобах). Крупнейшие скопления осадочного вещества в виде различных типов гравититов (подводные оползни и обвалы, подводные сели, пастообразные потоки, турбидиты, контуриты и др.) образуются подводными конусами выноса. Лавинное накопление осадков гигантской мощности, до 10—15 км и более, ведет к изостатическому прогибанию земной коры и формированию осадочно-породных бассейнов с особыми термобарическими условиями. С отложениями этого уровня лавинной седиментации, обеспечивающими сохранность органического вещества, связаны перспективы на нефть и газ.

Явления стадии диagenеза обусловлены процессами физико-химического уравнивания первоначально неравновесной системы осадка. Согласно Н. М. Страхову [40], явления редукции, растворения, десорбции и разложения при активном участии бактерий приводят к насыщению илового раствора теми или иными компонентами. В морских и океанических осадках, в зависимости от значений E_h , обусловленных содержанием органического вещества, происходит формирование аутигенных раннедиагенетических фаз: железомарганцевых конкреций, цеолитов и монтмориллонита; сидерита, лептохлоритов, фосфатов, глауконита; сульфидов Fe, Pb, Zn, Cu и других тяжелых металлов. В пресноводно-озерных осадках с разным содержанием органики образуются фации с остаточным гидротетитом и гематитом либо карбонаты железа, лептохлориты, вивианит и редко пирит. Формы выделений минералов — относительно равномерно рассеянные мельчайшие сгустки, зерна, оолиты и для железомарганцевых конкреций — собственно конкреции, глыбы и корки.

В осадках, изолированных от среды отложения более молодыми образованиями, имеет место унаследованная под влиянием жизнедеятельности бактерий и катионного обмена неоднородность E_h , pH, концентрации отдельных элементов и газовых фаз в грунтовых растворах разных участков осадка. Она приводит к перераспределению рассеянного аутигенного материала и появлению отдельных кристаллов, конкреций, конкреционных прослоев и более или менее крупных зацементированных участков карбонатного, сульфидного, сульфатного, фосфатного, кремнистого и другого состава.

Судя по имеющимся наблюдениям, механизм диагенетического минералообразования одинаков в морских и континентальных субэразальных отложениях. Так, Е. В. Рухина в 1973 г. отметила в моренах широкое распространение диагенетических железистых, марганцевистых, кремнистых и в карбонатных моренах — карбонатных стяжений. Железистые новообразования представлены конкреция-

ми, пленками на кварцевых и других зернах, в виде корочек вокруг корней растений, бобовин, а также в виде цемента. А. В. Македонов, изучавший в 1966 г. современные конкреции в осадках и почвах, установил, что отличительными признаками диагенеза субаэральных отложений являются отчетливо выраженная географическая зональность распределения новообразований, их преимущественное раннедиагенетическое происхождение, преобладание среди них оксидно-железистых, марганцево-железистых и известковистых конкреций.

Весьма специфичен диагенез океанических отложений. Так, М. А. Левитан и Н. В. Логвиненко в 1981 г. установили, что в первом слое океанической коры преобладают осадки, т. е. процесс диагенеза не завершен. Только в основании этого слоя появляются полуконсолидированные и консолидированные осадки — осадочные породы. Как правило, осадочные породы формируются в более древних отложениях, по периферии океанических бассейнов, в рифтах срединных хребтов и зонах разломов. По убыванию скорости постседиментационных изменений осадков можно наметить следующий ряд: карбонатные осадки зоны литорали и мелководного шельфа — приконтинентальные терригенные глинистые илы — приконтинентальные карбонатные илы — пелагические карбонатные илы — пелагические терригенные глинистые илы — радиоляриевые илы — диатомовые илы. Это приводит к тому, что в разрезах и на площади океанических отложений имеет место чередование осадков, находящихся на разных стадиях диагенеза.

В первом слое океанической коры (неконсолидированные осадки) зону диагенеза выделяют: 1) в терригенных, карбонатных и кремнистых осадках ложа океана; 2) кремнистых осадках приконтинентальной области и окраинных морей в мел-четвертичных отложениях. Мощность зоны составляет от 200 до 1000 м. В приконтинентальной области в терригенных и карбонатных осадках, а также в районах высокого теплового потока и в глубоководных желобах во всех типах осадков мощность зоны 100—200 м, по возрасту они не выходят за пределы неогена. На континентах зона диагенеза включает осадки озер и внутренних морей и четвертичные, реже неогеновые, наземные осадочные образования мощностью от десятков до первых сотен метров [19].

При диагенезе не всегда происходит заметная литификация осадка. По мнению Г. Ф. Крашенинникова, осадок следует считать породой в том случае, если он, перекрываясь новыми отложениями, теряет связь с породившей его средой. Поэтому граница между осадком и породой условная.

При погружении породы в более глубокие горизонты имеет место стадия катагенеза — вторичного изменения осадочных пород. Явления катагенеза определяются, с одной стороны, термодинамическими условиями нахождения породы, которые, по мнению Н. М. Страхова и Н. В. Логвиненко, приближенно характеризуются следующими параметрами: давлением порядка от нескольких до 196 МПа и температурой от близкой к поверхностной до

473 К, с другой стороны — первичным составом осадка, фаціальными условиями его накопления, составом подземных вод. Интенсивность катагенетических изменений возрастает с глубиной, в отдельных бассейнах она имеет отчетливо выраженную региональную зональность, обусловленную региональными тектоническими напряжениями и процессами магматизма. При катагенезе нарастает гравитационное уплотнение пород, растворяются или замещаются неустойчивые фемические минералы, происходят частичное растворение и регенерация зерен кварца, полевых шпатов, обломков пород, замещение цемента. Вещество глин подвергается гидрослюдизации и хлоритизации, начинается перекристаллизация карбонатов и образование в них стилолитов; угли изменяются от бурых при раннем катагенезе до отощенно-спекающихся в условиях позднего катагенеза. В результате к концу стадии катагенеза облик и свойства пород изменяются, но они еще остаются осадочными образованиями: песчаниками, аргиллитами, известняками, мергелями, бурыми и слабометаморфизованными каменными углями и др. Стадия катагенеза разными исследователями делится на два-три этапа, объем и границы их дискуссионны.

В. Н. Холодов [47] обратил внимание на необходимость тесной увязки механизма катагенетических превращений с гидрохимией подземных вод, выделив три группы осадочно-породных бассейнов и соответствующих им катагенетических процессов: инфильтрационные, гравитационно-рассольные и элизионные. К первым двум принадлежат области прогибания в пределах тектонически устойчивых регионов, главным образом на древних платформах. Элизионные бассейны связаны с молодыми тектоническими впадинами платформ и предгорными прогибами альпийского типа. Для них характерно длительное прогибание и накопление осадков мощностью до 10 км.

В инфильтрационных бассейнах пласты-коллекторы — песчаники и карбонатные породы являются главной ареной аутигенного катагенетического минералообразования. Оно располагается между областями питания и разгрузки подземных вод и не обязательно определяется глубиной залегания пород. Гравитационно-рассольный процесс, или галокатагенез, связан с рапой солеродных толщ, которая, отделяясь от соленосных залежей, проникает в нижележащие глинистые и песчаные отложения и вступает с ними в ионообменные реакции. «Фоном» гравитационно-рассольных процессов является катагенетическая доломитизация, особенно в карбонатной части разреза. В элизионных бассейнах вследствие резкого прогибания выходы пластов-коллекторов на поверхность в краевых частях депрессий отсутствуют. Источниками газоводных флюидов становятся сами песчано-глинистые толщи по мере их погружения. В результате в элизионных бассейнах возникают аномально высокие пластовые давления (АВПД), а гидрохимическая зональность вследствие разбавления вод имеет с глубиной обратный характер: минерализация уменьшается сверху вниз. Отжимающиеся флюиды в отличие от инфильтрационных бассейнов мигри-

руют от центра к периферии бассейна. Этому способствуют высокие геотермические градиенты, создающие температуру до 373 К на глубинах 2—3 км. Фоном элизионных процессов является гидрослюдизация монтмориллонита и хлоритизация глинистого вещества, на который накладываются вторичная карбонатизация, битуминизация, сульфидизация и окремнение зон повышенной трещиноватости и проницаемых пород-коллекторов.

Каждому типу бассейнов и катагенетических процессов соответствует, по В. Н. Холодову, определенная группа полезных ископаемых. Инфильтрационный катагенез приводит к образованию урановых и урано-селено-ванадиево-битумных месторождений, месторождений самородной серы, целестина, волконскоита, марипозита, возможно, месторождений типа «медистых песчаников и сланцев». Гравитационно-рассольный катагенез формирует жильные рудопроявления флюорита, галенита, сфалерита и другой сульфидной минерализации и стимулирует образование металлоносных хлоридных растворов, содержащих Cu, Pb, Zn, Li и другие металлы. Элизионный катагенез в песчано-глинистых толщах благоприятствует возникновению промышленных залежей нефти и газа, месторождений железных и марганцевых руд, залежей магнетитов, возможно, жильных урано-битумных рудопроявлений.

В осадочных образованиях континентов зона катагенеза наблюдается в отложениях от неогена до эокембрия, или синия [19]. На платформах ее мощность изменяется от нескольких сотен метров до первых километров, а в геосинклиналях и передовых прогибах она составляет 6—8 км и более. В океанах явления катагенеза имеют место в низах первого и верхах второго слоя океанической коры в отложениях мела и юры ложа океанов, в приконтинентальной области, районах высокого теплового потока и глубоководных желобах в отложениях от юры до неогена. Мощность зоны от первых сотен до 500—700 м.

Значительные изменения осадочных пород происходят на следующей стадии, которую А. Г. Коссовская, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутов в 1957 г. назвали стадией начального метаморфизма, или метагенеза. Метагенетические процессы имеют место в нижней части наиболее мощных зон земной коры либо в зонах, сопряженных с региональными тектоническими напряжениями и процессами магматизма. Минералообразование, близкое по условиям к начальным стадиям регионального метаморфизма, идет при давлениях свыше 196 МПа и температурах более 473 К в присутствии горячих интерстициальных растворов. Ведущая роль принадлежит стрессовому давлению, создающему в породах многочисленные новые пути миграции растворов. Процессы направленной коррозии, кристаллизации, перекристаллизации и метасоматоза приводят к глубоким структурно-минералогическим преобразованиям осадочных пород и появлению кварцитовидных песчаников, кварцито-песчаников, кварцитов, глинистых, аспидных и филлитоподобных сланцев, мраморизованных известняков и доломитов, тощих углей и антрацитов.

На континентах зона метагенеза охватывает отложения от мела до эокембрия в геосинклиналях, на платформах — в докембрийском фундаменте платформ [19]. Мощность зоны изменяется от первых километров в эвгеосинклиналях от 8—10 км в миогеосинклиналях и передовых прогибах. Нижняя часть зоны коррелируется с мусковит-хлоритовой субфацией, переходя к низу в фацию зеленых сланцев регионального метаморфизма. В океанах признаки метагенеза имеют место в низах первого слоя вблизи интрузий.

Н. Б. Вассоевич [39] явления, свойственные метагенезу, относил под названием «апокатагенез» к стадии катагенеза, а понятие «метагенез» сопоставлял с региональным метаморфизмом. Г. Ф. Крашенинников метагенез не включает в состав стадий литогенеза на том основании, что процессы его ведут не к становлению, а к ликвидации осадочных пород.

Как показали в 1973 г. Н. В. Логвиненко и В. Н. Шванов, объективным критерием начала собственно метаморфизма следует считать появление в качестве главных породообразующих минералов мусковита, альбита и эпидота, массовое развитие грано-, лепидо- и фибробластовых структур в зернистых, глинистых и вулканогенно-осадочных образованиях, перекристаллизацию и появление двойникованного кальцита в карбонатных породах.

Аутигенные минералы появляются на всех этапах осадочного процесса. Многие из них могут использоваться как качественные показатели условий осадконакопления, породообразования и последующих изменений осадочных пород. Г. И. Теодорович, развивая понятие Л. В. Пустовалова о геохимических фациях, предложил в 1947—1958 гг. выделять геохимические, или, точнее, минералогеохимические фации, отражающие обстановку субаквальных осадков, в которой протекают процессы диагенеза. В качестве координат при выделении геохимических фаций использован профиль окислительно-восстановительного потенциала, устанавливаемый по характерным минералам-индикаторам, и обобщенные значения рН осадка (табл. 14).

На состав аутигенных минералов, возникающих на последующих стадиях литогенеза, прежде всего влияет первичный минеральный состав осадочных образований. Как показал в 1975 г. В. В. Воронцов, в кварцевых песчаниках обычным новообразованием является регенерационный кварц, встречаются волокнистые разновидности кварца. В олигомиктовых кварц-полевошпатовых породах помимо кварца в качестве новообразований присутствуют альбит, олигоклаз, иногда щелочные полевые шпаты. В полимиктовых песчаниках встречаются хлориты, гидрослюда, карбонаты, халцедон, кварц, цеолиты, минералы группы эпидота и др. В глинистых породах обычными являются гидрослюда, хлорит, реже титанистые минералы и минералы кремнезема. В карбонатных породах при наличии заметных количеств песчаных зерен и глинистого материала возникают аутигенные альбит, кварц, гидрослюда, хлорит.

Т. Т. Клубова, Е. П. Ермолова и Г. И. Суркова [17], изучая аутигенное минералообразование в терригенных и карбонатных

Геохимические фации субаквальных отложений и их минералы-индикаторы. По Г. И. Теодоровичу, с изменениями

Типы по профилю окислительно-восстановительного потенциала	Типы по pH осадка						
	Резко щелочная (содовых и т. п. озер)	Щелочная	Слабощелочная		Нейтральная	Слабокислая	Кислая (болот, заболоченных озер и рек)
			осолоненных лагун	морей, озер и др.			
pH > 9,0	pH = 9,0 ... 8,0 (7,8)	pH = 8,0 (7,8) ... 7,2		pH = 7,2 ... 6,6	pH = 6,6 ... 5,5 (5,0)	pH = 5,5 (5,0) ... 3,0	
Окислительная (оксиды и гидроксиды железа) Eh > +0,6	<i>Содовая фация</i> Сода, магнезит, доломит, кальцит, Самонтмориллонит [Оксиды Fe]	<i>Известковая окислительная фация</i> Кальцит, доломит замещения [Примесь оксидов и гидроксидов Fe]	<i>Галогенная фация</i> Гипс, ангидрит, галлит, Mg-монтмориллонит [Оксиды Fe]	<i>Окислительная фация доломитов и силицитов замещения, оксидных руд Mn и Fe</i> Доломит и кремнезем замещения; пиролюзит, псиломелан, вернадит [Гидроксиды Fe]	<i>Окислительная марганцево-железисто-кремнистая фация</i> <i>Марганцево-железистая подфация</i> pH 6,6 > 6,0 Оксиды Mn и Si, кремнезем [Оксиды и гидроксиды Fe]	<i>Железистая подфация</i> pH < 6,0 Кремнезем, гидрогётит, галлуазит, аллофан, каолинит [Оксиды и гидроксиды Fe]	Иногда каолинит [Примесь гидроксидов Fe]
Слабоокислительная (глауконитовая и оксикерченитовая)	<i>Содовая фация</i> Сода, магнезит	<i>Известковая глауконитсо-держащая фация</i>	<i>Галогенная фация</i> Гипс, ангидрит, галлит, Mg-	Фосфоритоглауконитовая	<i>Глауконитовая фация</i> Кремнисто-глауконитовая	<i>Галлуазитобокситокремнистая фация с переотложениями</i>	Каолинит, торф, керченит

<p>товая): окислительно-восстановительный раздел проходит заметно ниже поверхности осадка $Eh = +0,3 \dots +0,6$</p>	<p>незит, доломит, кальцит, Са-монтмориллонит</p>	<p>Кальцит, глауконит, доломит замещения, в глубоких горизонтах органогенных пород — незначительное содержание пирита [Нередко глауконит]</p>	<p>монтмориллонит</p>	<p>подфация Глауконит, фосфаты, доломит, протоглауконит, иногда манганит</p>	<p>подфация Глауконит, кремнезем, фосфаты, протоглауконит, оксиды Al, оксидный лептохлорит; иногда манганит, оксикерченит</p>	<p><i>женным глауконитом</i> Глауконит, кремнезем, галлуазит, аллофан, каолинит; оксиды Al; торф с оксикерченитом [Переотложенный глауконит; иногда оксикерченит]</p>	<p>[Оксикерченит]</p>
<p>Нейтральная (лептохлоритовая и керченитовая — Ферхлориты оксидные): окислительно-восстановительный раздел проходит немного ниже поверхности осадка $Eh = 0 \dots +0,3$</p>	<p>То же</p>		<p>То же</p>	<p><i>Лептохлоритовая фация</i> Mg-монтмориллонит, лептохлорит, доломит, сидерит, фосфаты, глауконит; иногда манганит, магнетит, керчениты низинных торфяников [Оксидные лептохлориты, иногда сидерит]</p>	<p><i>Бокситовая (аллофан-галлуазитовая) фация</i> Оксиды алюминия, галлуазит, аллофан, каолинит; кремнезем; торф с керченитами [Иногда керчениты]</p>		<p>Каолинит; торф, керченит [Иногда керчениты]</p>

Типы по профилю окислительно-восстановительного потенциала	Типы по pH осадка						
	Резко щелочная (содовых и т. п. озер)	Щелочная	Слабощелочная		Нейтральная	Слабокислая	Кислая (болот, заболоченных озер и рек)
			осолоненных лагун	морей, озер и др.			
pH > 9,0	pH = 9,0 ... 8,0 (7,8)	pH = 8,0 (7,8) ... 7,2		pH = 7,2 ... 6,6	pH = 6,6 ... 5,5 (5,0)	pH = 5,5 (5,0) ... 3,0	
Слабовосстановительная (сидеритовая и вивианитовая): окислительно-восстановительный раздел совпадает с поверхностью осадка Eh = 0 ... -0,2	<i>Содовая фация</i> То же [Карбонаты Fe, отчасти сульфиды Fe]	<i>Известковая анкеритсодержащая фация</i> Кальцит, доломит замещения, монтмориллонит, анкерит, Fe-кальцит, иногда Mn-кальцит, манганокальцит или олигонит [Карбонаты Fe, отчасти сульфиды Fe]	<i>Галогенная фация</i> Гипс, ангидрит, галлит, Mg-монтмориллонит [Карбонаты Fe, отчасти сульфиды Fe]	<i>Сидеритовая фация</i> Mg-монтмориллонит, сидерит, анкерит, доломит; шамозит; фосфаты, доломит; родохрозит; торф, вивианит [Сидерит, анкерит, родохрозит, иногда пирит; шамозит; иногда вивианит]	Mg-монтмориллонит, сидерит, шамозит; оксиды Al; родохрозит; кремнезем, фосфаты; торф, вивианит	<i>Галлуазитобокситокремнистая фация</i> Аллофан, галлуазит, каолинит, оксиды Al; кремнезем; торф, вивианит [Небольшое содержание пирита или халькозина, нередко вивианит]	Каолинит, небольшое содержание сульфидов; торф [Небольшое содержание сульфидов]
Восстановительная (карбонатов и сульфидов Fe;	<i>Содовая фация</i> То же [Карбонаты Fe]	<i>Известковая сульфиданкеритсодержащая фация</i>	То же [Карбонаты и сульфиды Fe]	<i>Сульфидно-сидеритовая (сидеритовая со значительным количеством пирита) фация</i>	Галлуазит, аллофан, каолинит, кремнезем, оксиды	Каолинит, торф [Сульфиды]	

<p>окислительно-восстановительный раздел чуть выше поверхности осадка $Eh = -0,2 \dots -0,4$</p>	<p>ты и сульфиды Fe]</p>	<p>Кальцит, доломит замещения, монтмориллонит, анкерит, Fe-кальцит, пирит, органическое вещество [Рассеянные анкерит, Fe-кальцит, пирит]</p>		<p>Mg-монтмориллонит, сидерит, анкерит, доломит, пирит, шамозит [Рассеянные сидерит, анкерит, пирит]</p>	<p>Mg-монтмориллонит, сидерит, шамозит, пирит, кремнезем, оксиды [Рассеянные сидерит, анкерит, пирит]</p>	<p>Al, органическое вещество [Пирит, халькозин, халькопирит]</p>
<p>Сильновосстановительная или сероводородная (сульфидная) $Eh = < -0,4$</p>	<p>То же [Сульфиды Fe]</p>	<p><i>Известковая сероводородная фация</i> Кальцит, доломит замещения, монтмориллонит, высокое содержание органического вещества Пирит, алабандин</p>	<p>То же [Пирит]</p>	<p><i>Фация доломита замещения с пиритом</i> Доломит замещения, кальцит, органическое вещество, Mg-монтмориллонит [Пирит, иногда халькозин, халькопирит, изредка алабандин]</p>	<p><i>Колчеданно-боксито-кремнистая фация</i> Mg-монтмориллонит, бейделлит, галлуазит, ферригаллуазит Кремнезем, оксиды Al, сульфиды, высокое содержание органического вещества [Пирит, халькозин, халькопирит]</p>	<p><i>Каолиновая фация</i> Каолинит, сульфиды [Халькозин и другие сульфиды]</p>

Примечание. В квадратных скобках минералы, характеризующие окислительно-восстановительные условия.

Постадийное распределение аутигенных минералов в терригенных и карбонатных коллекторах каменноугольного возраста восточной части Восточно-Европейской платформы.
 По Т. Т. Клубовой, Е. П. Ермоловой, Г. И. Сурковой

Стадия существования пород	Минеральные новообразования	
	Карбонатные коллекторы	Терригенные коллекторы
Седиментогенез	Кальцит тонко- и микрозернистый Гидроксиды железа I генерации	Кальцит тонко- и микрозернистый
Диагенез (ранний)	Фосфаты кальция Анаказ Глауконит I генерации Пирит I генерации	Фосфаты кальция Анаказ Пирит (в глинистом цементе песчаника)
Диагенез	Растворение карбонатного материала (первый этап) Доломит I генерации Кальцит I генерации	
Диагенез (поздний) или катагенез ранний)	Полевые шпаты Каолинит Кварц и халцедон I генерации	Сидерит Полевые шпаты Каолинит Кварц
Катагенез	Пирит II генерации Гидроксиды железа II генерации Растворение известкового материала (второй этап) Кальцит II генерации Доломит II генерации Гидрослюды Глауконит II генерации Сепиолит Пальгорскит Флюорит Барит Ангидрит Кварц и халцедон II генерации Гипс Растворение карбонатного и сульфидного материала (третий этап) Нефть	Пирит Анкерит Кальцит Доломит Барит Ангидрит Гипс Кварц Нефть Растворение кальцитового и сульфатного цемента

коллекторах каменноугольного возраста восточной части Восточно-Европейской платформы, несмотря на указанные выше отличия, обнаружили в литологически разных типах пород большое сходство в *качественном* составе комплекса новообразованных минералов и почти полную *тождественность* в последовательности их выделения (табл. 15). Одинаковый характер аутигенного минералообразования при постседиментационных преобразованиях разных литологических типов пород, имеющих различное происхождение (морское, прибрежно-морское, континентальное), объясняется одинаковой направленностью изменения минерализации пластовых вод и качественного состава растворенных в них солей с течением времени.

А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов в 1971 г. при выделении фаций регионального эпигенеза в петрографически разнородных типах терригенных пород также обратили внимание на уменьшение зависимости характера новообразований от первичной минералогии исходных пород, начиная со стадии глубинного эпигенеза (катагенеза). Выравнивание состава новообразований объясняется массовым растворением обломочных минералов и появлением вследствие этого интерстициальных растворов, богатых породообразующими химическими элементами. Таким образом, качественный и количественный состав аутигенных минералов при постседиментационных преобразованиях отражает физико-химическую обстановку вмещающих пород, а последовательность выделения минералов — изменение этих обстановок с течением времени [17].

Неблагоприятна для аутигенного минералообразования безводная нефтяная среда в породах-коллекторах. Нефть всегда моложе находящихся в ней аутигенных минералов. Исключение составляет пирит, который в пористых песчаниках отдельных месторождений образуется по окисленной нефти.

Аутигенные минералы — продукты морского галогенеза — могут использоваться как индикаторы солёности. Как показал Н. М. Страхов в 1963 г., в интервале солёности от 3,5 до 13—14 % осаждаются кальцит карбонатных пород, затем — очень скоро — доломит. При минерализации от 14 до приблизительно 26—27 % накапливаются гипсы и ангидриты (последние — продукты дегидратации гипса в катагенезе). В интервале солёности 26—30—32 % наступает садка галита, при солёности свыше 30—32 % накапливаются К-Mg соли. Садка К-Mg солей продолжается до эвтонической точки, т. е. до полного высыхания раствора.

Выделение стадий постседиментационного изменения осадочных пород

Выделение стадий постседиментационного изменения осадочных пород, преимущественно ката- и метагенеза, производится по разным признакам: парагенезам аутигенных минералов в петрографически разнородных типах пород, фациям регионального эпигенеза,

минералам-индикаторам постседиментационных изменений, шкалам изменения ископаемых углей.

Парагенезы аутигенных минералов и фации регионального эпигенеза характеризуются ассоциациями новообразованных минералов, возникающих при определенном составе пород и на определенных уровнях постседиментационных изменений (табл. 16). С глубиной состав ассоциаций упрощается: новообразования все меньше зависят от минералогии исходных пород, определяясь главным образом их химизмом. Для каждого этапа постседиментационных изменений характерны свои аутигенные минералы-индикаторы (табл. 17).

При наличии в разрезе прослоев углей применяется «углема-рочная» шкала ката- и метагенеза (табл. 18). Однако следует иметь в виду, что одна и та же марка углей может образоваться при разных температурах и на разных глубинах в зависимости от фактора воздействия. Значительно чаще в породах присутствует рассеянное органическое вещество (РОВ). Определение степени постседиментационного изменения пород, содержащих РОВ, Н. Б. Вассоевич, М. К. Калинин, С. Г. Неручев и др. [39] предлагают вести на основе учета изменений элементного состава и оптических свойств преобладающего мацерала — витринита. Обе шкалы углефикации сопоставимы между собой (см. табл. 18).

При оценке степени постседиментационных изменений и выделении той или иной стадии и зоны литогенеза следует учитывать не только регионально действующие факторы ката- и метагенеза, но и причины седиментационного характера, такие, как состав пород, их мощность, объем реакционноспособной поверхности зерен, пористость, состав и количество цемента. Вследствие различного проявления этих факторов Н. В. Логвиненко и В. Н. Шванов в 1973 г. наметили следующий ряд пород по степени их устойчивости к полной структурной перестройке: грубообломочные породы, песчано-карбонатные, песчано-глинистые, карбонатные и глинистые породы, песчаники, лавы, пепловые туфы. В толщах пере-слаивания границы между ката- и метагенезом, метагенезом и метаморфизмом представляют собой зоны разной мощности в зависимости от пород, участвующих в их сложении.

Имеет значение и генезис отдельных типов отложений. П. П. Тимофеев [41] показал, что отражательная способность рассеянной гелефицированной древесины (геленито-телинита) увеличивается от русловых, дельтовых и озерно-болотных (гравелиты, песчаник) отложений к озерно-болотным (алевролиты, аргиллиты) фациям и максимальна у концентрированного органического вещества (угли) болотных фаций. Иногда наблюдается перекрытие одной стадии углефикации органического вещества другой в зависимости от фациальных типов осадков. Например, у органического вещества из озерно-болотных отложений Ткварчельского угольного месторождения (Закавказье) меньший показатель отражательной способности не только у залегающего рядом жирного угля, но и у газового угля Ткибульского месторождения (Закавказье).

Главнейшие семейства терригенных пород и фации регионального эпигенеза.
По А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову

Стадия	Кварц-каолиновые породы	Литокласты	Кислые аркозы	Средние и основные аркозы	Граувакки
Начальный эпигенез (катагенез)	Фация обломочного вещества унаследованного состава	Гейландит-анальцимовая			
		фация вермикулитоподобных образований и реликтов фемических минералов			
Глубинный эпигенез (катагенез)	Кварц-диккитовая	Гидрохлоридно-хлоритовая	Ломонтитовая		
Ранний метагенез	Кварц-пиррофиллитовая	Мусковит-хлоритовая	Пренит-мусковит-хлоритовая		
Поздний метагенез		Эпидот-мусковит-хлорит-стильпномелановая			
Региональный метаморфизм	Кианитовая	Биотитовая			

Минералого-петрографическая характеристика стадий и этапов изменения осадочных пород.
По Н. В. Логвиненко

Стадии	Этапы	Минералы аутигенные	Структуры
Катагенез	Ранний	Каолинит Гидрослюда $1M$, $1Md$ Монтмориллонит	Осадочные неизмененные
	Средний	Смешанослойные фазы Хлориты 0,7-нм Анальцим, гейландит	
	Поздний	Каолинит Гидрослюда $1M$ (появление $2M_1$) Монтмориллонит Смешанослойные фазы Хлориты 1,4-нм Ломонтит, сколецит	Появление регенерационных и микростилолитовых
Метагенез	Ранний	Реликты каолинита, монтмориллонита Гидрослюда $2M_1$, реликты $1M$ Диккит, пумпеллиит Хлориты 1,4-нм магнезиально-железистые Альбит, эпидот (мало)	Регенерационные, мозаичные
	Поздний	Гидрослюда $2M_1$, серицит-мусковит $2M_1$ Парагонит Пирофиллит Хлориты 1,4-нм железисто-магнезиальные Альбит-эпидот Стильпомелан (появление) Графит (появление)	Мозаичные и сегрегационные, кливаж течения и разрыва, бордатые зерна

Отклонения от общей схемы увеличения степени постседиментационных преобразований с глубиной залегания пород показаны Л. Г. Рекшинской [36] для глинистых минералов каменноугольных глинистых пород Донецкого бассейна. Они зависят от генезиса пород и запаздывают для глинистых минералов из древних почвенных горизонтов и прослоев вулканогенного материала. П. П. Тимофеев на основе анализа разреза торфяника и подстилающих аллювиальных отложений Набадского месторождения торфа Колхид-

ской изменности пришел к выводу, что направленность и интенсивность переработки глинистых минералов контролируются фациальными типами осадков, содержащих различное количество реакционноспособного растительного материала, степенью его разложения и ботаническим составом болотных генераций.

Аномалии степени постседиментационных изменений с глубиной важны с точки зрения сохранения коллекторских свойств пород на больших глубинах. Так, Б. К. Прошляков, Ю. Г. Пименов, Т. И. Гальянова и С. М. Рахман [13] показали, что соленосная толща Кунгурского яруса Центрально-Прикаспийской депрессии в процессе геологического развития оказывала положительное влияние на сохранность емкостных и фильтрационных свойств разнофациальных терригенных и карбонатных подсолевых пород. В песчано-алевритовых породах на глубинах 4,5—5 км развиты преимущественно точечные, а не конформные контакты вследствие меньшего литостатического давления толщи каменной соли и аномально высоких пластовых давлений под соляными отложениями. Соленосная толща является хорошим проводником тепла, поэтому температура в подсолевых отложениях и, следовательно, скорость роста аутигенных фаз, в частности кальцита, в терригенных отложениях ниже, чем в отложениях на той же глубине в межкупольных зонах. Отражательная способность витринита РОВ по той же причине в подсолевых отложениях соответствует ранней и средней стадиям катагенеза (МК₁—МК₃) углей, хотя породы, содержащие их, залегают в интервале глубин 1680—5980 м.

Исследования М. Б. Хеирова, Э. А. Даидбекова, Ф. М. Курбанова, С. С. Ибрагимова [13], посвященные причинам сохранения коллекторских свойств на больших глубинах в пределах Нижнекуринской впадины Бакинского архипелага и Апшероно-Прибалханской тектонической зоны, показали, что коллекторы приурочены к областям развития АВПД, имеют большую толщину и заключены между мощными высокопластичными породами. Они остаются без заметных катагенетических изменений на глубинах более 5 км. На отдельных участках емкостные свойства могут сохраняться на глубинах до 7—8 км, так как здесь распространены пластичные глины, в тонкопелитовой фракции которых преобладает монтмориллонит.

Геологические признаки аутигенных минералов

Аутигенные минералы полигенетичны: одни и те же минералы могут образоваться на разных стадиях осадочного процесса. Так, например, хлориты и кварц появляются почти при всех экзогенных процессах минералообразования. Полигенетичны полевые шпаты, глинистые минералы, карбонаты, цеолиты. Даже такие минералы магматических и метаморфических пород, как титанит, рутил и турмалин, встречаются в качестве осадочных новообразований.

По времени образования аутигенные минералы подразделяются на гипергенные, седиментационные, диа-, ката- и метагенетические.

Соотношение стадий углефикации с грациями литогенеза

Стадии изменения углей		Содержание углерода (C), %	Выход летучих (V ^r), %	Ограждение в масле (R _м ^o), %	Ориентировочные глубины	
					от	до
Торф	Торфогенный слой					
	Остальная часть торфяника					
	Погребенный торфяник	60	63	0,25		
Мягкий — Б ₁	Бурые угли	0	67	56	0,3	
Матовый — Б ₂		71	50	0,4	1	3
Блестящий — Б ₃		75	44	0,5		
Длиннопламенный — Д	I	77	40	0,65		
Газовый — Г	II	81	37	0,85		
Жирный — Ж	III	86	31	1,55	2	6
Коксовый — К	IV	89	21	1,55		
Отощенно-спекающийся — ОС	V	90	14	2,0		
Тощий — Т	VI	91	8	2,5	3	9
Полуантрацит — ПА	VII	93,5	4	3,5		
Антрацит — А	VIII	96,5	1,5		4	12
Графит		100	0	11,0	5	15

Максимальная температура, К	Максимальное давление, МПа	Стадии литогенеза	Градации	Процессы во вмещающих породах (по Г. А. Иванову и В. В. Воронцову)	
		(по Н. Б. Вассовичу, М. К. Калининко и др.)			
—	—	Диагенез	ДГ	Осадкообразование	
				Диагенез	ранний поздний
Близка к поверхностным	2,9—4,9	Протокатагенез ПК	ПК ₁	Катагенез	ранний
			ПК ₂		
			ПК ₃		
373	99	Мезокатагенез МК	МК ₁	Катагенез	средний
473	196		МК ₂		
			МК ₃		
			МК ₄		поздний
			МК ₅		
573	294	Апокатагенез АК	АК ₁	Метагенез	ранний
			АК ₂		
			АК ₃		поздний
			АК ₅		
723	392	Метагенез (региональный метаморфизм)		Метаморфизм	

Признаки их распознавания различны. В этом случае следует прибегнуть к геологическому принципу определения времени формирования аутигенных фаз. Частным случаем этого принципа является изучение конкреций. П. В. Зарицкий и А. В. Македонов в 1977 г. показали, что диагенетические конкреции сохраняют свои вещественные и структурные особенности не только в катагенезе, но и в метагенезе. Геологический принцип успешно использован Д. Г. Сапожниковым в 1972 г. для определения стадий образования месторождений осадочных руд.

Гипергенные минералы возникают вследствие поверхностного изменения горных пород и минералов в зоне интенсивного водообмена — в коре выветривания и зоне окисления полиметаллических месторождений. Кора выветривания при благоприятных условиях имеет зональное строение. В основании залегает зона дезинтеграции, переходящая в неизменные материнские породы. Замещение минералов субстрата гипергенными новообразованиями происходит псевдоморфно, с сохранением структурно-текстурных особенностей исходных пород.

Седиментационные минералы образуются на стадии накопления осадка путем осаждения растворенных веществ из воды. Способы осаждения различны: выпадение твердых фаз из истинных растворов вследствие обменных реакций и пересыщения при испарении, коагуляция коллоидов, сорбция и соосаждение веществ. Характерной особенностью седиментационных минералов является устойчивое содержание в породах. Изменение их содержаний происходит постепенно и на фоне общего изменения фаций. Для хемогенных пород, где седиментационные минералы являются основным породообразующим компонентом, типична слоистая и тонкослоистая текстура. Форма седиментационных тел: пластообразная — для морских и озерных отложений, линзовидная — для мелких озер, изометричная — для накоплений в карстовых воронках, полосообразные залежи и линзы — в случае приуроченности их к толще аллювиального и делювиально-пролювиального происхождения.

Диагенетические минералы образуются в процессе физико-химического уравнивания системы осадка и перераспределения рассеянного аутигенного материала. В осадках, сохраняющих связь со средой отложения, диагенетические минералы относительно равномерно рассеяны в породе. Для полного обоснования их происхождения требуется анализ закономерностей аутигенного минералообразования в породе. Так, аутигенная диагенетическая природа глауконита устанавливается по следующему набору признаков [28]: 1) ненарушенная глобулярная микроконкреционная форма зерен и приуроченность их к редукционной зоне осадков, что отражается в практически постоянном отношении $Fe^{2+}/Mg \approx 1:3$; 2) приуроченность к определенному типу пород в разрезе и в связи с этим постоянная ассоциация аутигенных минералов; 3) выдержанные на значительной площади размеры, форма, цвет, химиче-

ский и минеральный состав зерен в однотипных монофациальных разновозрастных породах; 4) близкий химический состав минералов в разных агрегатах в породах одного состава и возраста; 5) определенное положение минералов группы глауконита на палеогеографическом профиле от берега в глубь моря: шамозит — минералы группы глауконита — смектит; изменение формы, размера, минерального и химического состава, цвета и трещиноватости глауконитсодержащих зерен в связи с палеогеографической зональностью.

В осадках, изолированных от среды отложения, имеет место перераспределение аутигенных фаз и образование конкреций и конкреционных агрегатов. Причинами их появления служат дегазация осадка, разные рН и Eh в соседних участках осадка, влияние сил кристаллизации. Так как конкреции возникают в еще нелитифицированном осадке, они содержат компоненты вмещающих отложений, недеформированные органические остатки, сохраняют первичные текстурные особенности, в частности слоистость и в некоторой степени мощность слоев, осадка. На позднем этапе диагенеза при синерезисе в отдельных конкрециях появляются трещины сокращения, после заполнения которых новыми минералами формируются септарии. При уплотнении вмещающих отложений иногда появляется вторичный эффект обтекания конкреций слоистостью. Границы конкреционных тел могут пересекать слоистость внутри слоя, но за его пределы не выходят.

Катагенетические минералы формируются в глубинной зоне земной коры при повышенных температурах и давлении. Вследствие этого многие из них хорошо раскристаллизованы. Показателен характер новообразований: замещение отдельных участков основной массы, обломков и цемента породы, регенерации зерен, выполнение пор и открытых полостей, самостоятельные рудные тела. Последние представляют собой гнезда, линзы небольших размеров, вытянутые залежи, залегающие в соответствии с текстурными особенностями вмещающих пород, или залежи неправильной формы, тяготеющие к зонам разрывных нарушений, где имеются благоприятные условия перехода подземных вод из одного пласта в другой. Границы катагенетических тел могут пересекать слоистость не только в пределах слоя, но и целого пласта и переходить из одного пласта в другой.

Метагенетические минералы возникают в обстановке глубокого преобразования осадочных пород под влиянием высоких температур, стресса и минералообразующих растворов. Для метагенетических минералов [18] характерны зернистые агрегаты, сочленения зерен зазубренные и волнистые. Массовым развитием пользуются секущие кварцевые и кремнистые прожилки, кливаж течения и кливаж разрыва. Циркон, турмалин, титанит и минералы группы эпидота образуют каемки регенерации на обломочных зернах. Турмалин, эпидот и титанит образуют также отдельные кристаллы и скопления. В глинистых породах и цементе зернистых пород получает развитие гидрослюда $2M_1$, близкая к серициту, в

цементе обломочных пород, обогащенных фемическими компонентами, — хлорит.

Характеристика наиболее распространенных аутигенных минералов дана по кристаллохимическим группам. Глинистые минералы рассмотрены в предыдущем разделе. Часть новообразований описана ранее совместно с минералами преимущественно аллотигенного генезиса.

Описание аутигенных минералов

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Сера самородная. S. Полиморфные модификации: ромбическая α -сера, устойчивая в природных условиях, при температуре 368 К переходит в моноклинные β -серу и γ -серу (β -сера устойчива при атмосферном давлении, γ -сера неустойчива). Оптические свойства ромбической α -серы: $n_g=2,245$; $n_m=2,038$; $n_p=1,959$; $n_g-n_p=0,287$. Двуосная, оптически положительная: $+2V=68^\circ 58'$; $r < v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Np \parallel a$. Спайность по (001), (110) и (111) несовершенная. Погасание прямое. Удлинение положительное. Плотность $2,08 \cdot 10^3$. Твердость 1—2.

Кристаллы α -серы дипирамидального, усеченно-дипирамидального, иногда пинакоидального, ромботетраэдрического вида. Часто встречаются в виде зернистых, реже порошковатых, почковидных и шаровых агрегатов, налетов и корочек. Цвет кристаллов серожелтый, красноватый, бурый, черный. Они легко растворяются в сероуглероде, керосине, но не разлагаются в HCl и H₂SO₄. При сгорании α -серы выделяет SO₂. В шлифах она бесцветна. Светопреломление и двупреломление высокие.

Самородная сера образуется при вулканических процессах, разложении сульфидов, гипса и ангидрита, а также биохимическим путем в лагунных бассейнах с сероводородным брожением. Она часто сопутствует битумам, сульфатно-карбонатным и карбонатным породам, известна среди глинистых обломочных пород. Многие крупные месторождения серы генетически связаны с месторождениями нефти и возникают в результате разрушения сульфатов битумами, по-видимому, при активном участии бактерий; β - и γ -серы встречается в отложениях фумарол и сольфатар.

И. Джедвард в 1980 г. наблюдал серу в составе ультрамикроскопической взвеси из пелагических зон Мирового океана.

ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ

Лед. H₂O. Гексагональный. Оптические свойства: $n_o=1,3091$; $n_e=1,3105$; $n_e-n_o=0,0014$. Одноосный, оптически положительный. Спайность по (0001) неясная. Плотность $0,9175 \cdot 10^3$. Твердость 1,5.

Встречается в виде кристаллов, соединенных в шестилучевые

звездочки, гексагональных кристаллов, скелетных гексагональных призм, столбчатых сильно вытянутых кристаллов, кристаллически-зернистых агрегатов. Лед имеет бледно-голубой цвет до зеленовато-голубого и белого. В тонких срезах прозрачный, бесцветный.

С петрографической точки зрения подземные ледяные породы В. И. Соломатин [38] подразделил на три группы: 1) седиментогенные (погребенные) льды, отличающиеся редуцированными структурами поверхностных льдов; 2) метаморфизованные льды (жильный и режелационно-сегрегационный лед), имеющие катакластические структуры; 3) конжеляционные льды, образующиеся из жидкой фазы (сегрегационный лед, лед-цемент, инъекционный лед, пещерный и трещинный лед), отличаются гипидиоморфно-зернистым, аллотриоморфно-зернистым, призматически-зернистым строением.

В районах развития многолетнемерзлых пород широко развиты тонкие линзы и жилы льда. С ними на золоторудных месторождениях связано самородное золото в мелких кристалликах в кальците и пирите во льду и листовое в виде тонких пленок на поверхности ледяных линз размером до 10 см². Появление его в линзах льда С. Л. Шварцев в 1976 г. объяснил катодными реакциями на границе раздела раствор — твердая фаза (лед).

Вода. H₂O. Плотность свободной воды $1 \cdot 10^3$, связанной — $1,4 \times 10^3$. В молекуле воды атом кислорода связан с двумя атомами водорода. Каждая молекула в состоянии образовать четыре водородные связи. Угол связи Н—О—Н равен 104,5°, по этой причине молекулу воды можно уподобить тетраэдру, два угла которого заряжены положительно, два — отрицательно: вода является электрическим диполем. Благодаря наличию водородных связей в расположении ее молекул отмечена высокая степень упорядоченности, сближающая ее с твердым телом, а одновременное присутствие многочисленных пустот делает воду очень рыхлой. Все это объясняет аномалии физических свойств воды [29]. Жидкая фаза состоит из льдоподобных ассоциатов — групп молекул с водородными связями и одиночными молекулами, лишенными этих связей. Соотношение их зависит в основном от температуры. Лед отличается тем, что все молекулы характеризуются водородными связями. Ионы, растворенные в воде, действуют на нее либо разупорядочивающе — повышают ее структурную температуру, либо стабилизируют ее структуру. По мере увеличения солености воды уменьшается ее диэлектрическая проницаемость. В горных породах различают несколько типов воды. В. П. Зверев и Е. В. Пиннекер установили следующие соотношения между стадиями осадочного цикла и контролирующими их типами природных вод:

- 1) мобилизация вещества — атмосферные осадки, поверхностные воды, подземные воды зоны интенсивного водообмена;
- 2) перенос и осаждение вещества (седиментогенез) воды временных водотоков и конечных водоемов стока;
- 3) диагенез — иловые воды и поровые растворы;

4) катагенез — физически и химически связанные воды, подземные воды зон замедленного и пассивного водообмена;

5) метагенез — химически связанная вода, газовые растворы.

На всех стадиях осадочного процесса (от мобилизации вещества до метагенеза) твердое вещество осадочных пород постоянно взаимодействует с различными типами природных вод. Особо следует отметить физические свойства связанной воды, термодинамическая неустойчивость которой определяет ее активность на стадиях ката- и метагенеза. А. М. Блох в 1970 г. показал, что поверхностные силы минеральных систем влияют на свойства связанной воды в том же направлении, что и повышение температуры. Поверхностная температура ее всегда выше реальной температуры окружающей среды, что определяет высокую способность связанной воды к растворению соединений с преобладанием ковалентной связи (многие соединения металлов) и их перемещению в процессах литогенеза.

Кварц. Аутигенный кварц появляется на разных стадиях осадочного процесса. В зоне окисления рудных месторождений гипергенный кварц образует корочки на различных минералах и «кварцевые каркасы» одновременно с лимонитом, церруситом, малахитом и другими минералами. В древних корах выветривания ультраосновных пород — призматические кристаллики, зерна и их агрегаты, сплошные выделения. Как показали Ж. Милло в 1968 г., И. И. Симанович в 1978 г., с явлением гипергенного окварцевания связано возникновение вторичных кварцитов, образующих экранирующие плоскости на водоразделах. В условиях аридного климата окварцевание сопровождается образованием в значительной мере опала и халцедона, в условиях семиаридных и гумидных зон с кратковременными сухими периодами исключительно широко развит только вторичный кварц.

Кварц вместе с халцедоном, люссатитом, опалом при диагенезе преобразуется в песчаники, часто именуемые «кварцитовидными» [25]. При этом на границе обломочного зерна и регенерационной каймы наблюдается четкая полоска Бекке, обусловленная присутствием пленки, разделяющей обломочный и новообразованный кварц. Применение СЭМ позволило выявить, что внутренняя часть пленки состоит из глобулярного опала, а во внешней появляются кристаллики кристобалита. Нарастающий на раздельтельную пленку кварц сохраняет опалитическую ориентировку зерна, в чем обнаруживается эффект дальнего действия кристаллической структуры ядра на новообразование.

Во многих случаях аутигенный кварц появляется на стадии катагенеза. Он создает пленки регенераций на обломочном кварце; выполняет поры между обломками в песчаниках и алевролитах; образует псевдоморфозы по терригенным компонентам; в виде правильных ограниченных кристаллов встречается в известняках и доломитах, а также выполняет в них трещины и метасоматически развивается по кальциту; в идиоморфных кристалликах приурочен к сульфатно-карбонатно-глинистым включениям между кристал-

лами каменной соли, а также свободно «плавает» в галите; совместно с микрокриптокристаллическим кремнеземом, агрегатами халцедона и кварца входит в состав кремней; встречается в жёлодах сидеритовых и кальцитовых конкреций и продольных пустотках фосфоритовых конкреций; образует иногда разрастания обломочных зерен кварца в ядрах карбонатных оолитов. На стадии метagenеза широко представлен прожилковидный кварц.

Среди перечисленных форм наиболее распространены регенерационный кварц и кварц, выполняющий поры между обломками или замещающий обломки. Первый, по наблюдениям И. М. Симановича, появляется, по-видимому, в условиях свободного роста, образует каемки шириной в доли миллиметра вокруг обломочного кварца, отделяясь от него включениями минералообразующей среды либо оксидов железа и глинистых минералов. Иногда включения отсутствуют и тогда обломочные контуры регенерированных кварцевых зерен неразличимы под обычным поляризационным микроскопом.

Кварц поровых пространств и замещения других минералов, по наблюдениям А. В. Копелиовича в 1965 г., морфологически разнообразен. В крупных свободных порах образует крупнозернистый (0,05—0,20 мм) роговиковый агрегат с правильными ограничениями кристаллов, шиповатым обликом и ромбоэдрическими вершинками. Довольно часто встречаются тонкозернистые (0,04—0,10, реже 0,15—0,20 мм) роговиковые мозаично-бластовые агрегаты неправильной, несколько удлиненной формы с лапчатыми, реже правильными ограничениями; они сохраняют реликты корродированных и регенерированных обломков кварца и полевых шпатов. Наконец, в порах с глинистым веществом образуется наиболее тонкий (0,006—0,660 мм) агрегат с неправильными, обычно лапчатыми ограничениями зерен, такой кварц содержит включения мелких, до дисперсного размера, глинистых частиц и гидроксидов железа.

Общие особенности оптической диагностики кварца в шлифах рассмотрены ранее, в разделе «Минералы преимущественно аллотипного генезиса».

Волокнистые разновидности кварца — халцедон, кварцин и сопровождающий его в небольших количествах лютецит — образуются на разных этапах осадочного процесса: в гипергенезе, диа- и катагенезе. Источником кремнезема являются опаловые остатки скелетных частей организмов, но главная масса его кристаллизуется из коллоидных растворов и гелей SiO_2 . В осадочных породах волокнистый кварц известен преимущественно в кремнях в ассоциации с микрокриптокристаллическим кремнеземом. Прослой и конкреции кремней, где основной формой волокнистого кварца является халцедон, наиболее часто встречаются в известняках и доломитах карбонатных формаций, известны в мелу, мергелях и трепелах глауконитово-кремнистых формаций, во флинтах из океанических опок, в прослоях, линзах и конкрециях пород угленосных паралических формаций, в псевдоморфозах по органическим остаткам и в конкрециях разнообразной формы в горизонтах

выветривания монтмориллонитовых пестроцветов аридной зоны, реже в прожилках и конкрециях в железисто-кремнистых горизонтах выветривания кремнисто-каолининовых пестроцветов гумидной зоны. В виде корок, прожилков, натеков, продуктов выполения трещин и замещения халцедон встречается в коре выветривания серпентинитов, иногда образует цемент в кварцевых песчаниках глауконитово-кремнистых формаций.

Хотя преобладающей минеральной формой волокнистого кварца принято считать халцедон, ряд авторов указывает на широкое распространение в отдельных типах пород кварцина. Анализ литературных источников и изучение новых находок кварцина показали, что во всех случаях он связан с органогенными породами: углями, породами серных месторождений, органогенными известняками, радиоляритами, некоторыми глауконитовыми песчаниками, органогенными нодулями в эвапоритах. Причину появления кварцина можно объяснить тем, что реакционноспособное органическое вещество снижает температуру кристаллизации кремнезема и приводит в соответствии с принципами полимеризации к ускоренному росту структур, образованных цепями субмикроскопических кристаллов, в каждом из которых единичное направление ориентировано параллельно оси волокна. При незначительном содержании органического вещества или его отсутствии имеет место более спокойная замедленная кристаллизация. Появляются ламели, образованные цепями кристалликов, в каждом из которых единичное направление ориентировано перпендикулярно к оси волокна. Кварцин, таким образом, является своеобразной «низкотемпературной» формой халцедона. Отсутствие кварцина и весьма ограниченное количество халцедона в окремнелых участках водорослевых и других известковых, содержащих доломит пород объясняют окислением реакционноспособного органического вещества, стимулирующего генерацией CO_2 процесс диагенетической и катагенетической доломитизации. В этих участках, как и во многих кремнях, образуется микрокриптокристаллический кремнезем. Инертная форма разложившегося органического вещества, по-видимому, затрудняет раскристаллизацию кремнезема. Кварцин, следовательно, может быть использован как индикатор органического вещества, в частности углеводородов в породах.

Особенности оптической диагностики волокнистых разновидностей кварца в шлифах рассмотрены в разделе «Минералы преимущественно аллотигенного генезиса».

Тридимит. SiO_2 . Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,473$ — $1,480$; $n_m = 1,469$ — $1,474$; $n_p = 1,469$ — $1,477$; $n_g - n_p = 0,003$ — $0,004$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 35^\circ 30'$ до 90° . Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$. Спайность несовершенная по (0001) и $(10\bar{1}0)$ под углом 60° . Удлинение отрицательное. Плотность $(2,18$ — $2,33) \cdot 10^3$. Твердость 6,5.

Состав природных тридимитов, по-видимому, отклоняется от 100 % SiO_2 . В его структуру могут легко входить относительно

крупные ионы щелочей и щелочноземельных групп. Ион Si^{4+} легко замещается ионом Al^{3+} в тетраэдрической координации.

Минерал наблюдается в виде гексагональных пластинок, клиновидных кристаллов, веерообразных групп кристаллов, мелкокристаллических агрегатов. Обычны двойники срастания и прорастания. Угол между базопинакоидами у кристаллов-двойников — $35^{\circ}18'$, у тройников — $70^{\circ}36'$. Веерообразные сростки являются результатом полисинтетического двойникования. Цвет белый, сероватый, желтоватый, бесцветный. В шлифах бесцветный, обычно мелкокристаллический. Гексагональные таблички оказываются тройниками, клиновидные зерна — двойниками. Иногда наблюдают сложное полисинтетическое двойникование, подобное лейциту.

Как высокотемпературное образование характерен для эффузивных и гипабиссальных пород и экзоконтактов пород гипабиссальных интрузий. В. В. Наседкин в 1968 г. в риолитах Арteni (АрмССР) выделил два типа тридимита: тридимит, нарастающий на стенки пустот, и тридимит основной массы, где он входит в состав зернистого агрегата и в тонком срастании со щелочным полевым шпатом — сферолитового вещества. Тридимит сферолитового вещества относится к неупорядоченной разновидности, содержащей структурные элементы кристобалита. К. Фрей [22] указывает на тридимит в некоторых риолитовых туфах, образовавшийся после отложения вулканогенного материала.

Опал-СТ. SiO_2 . Тетрагональный (псевдокубический). Оптические свойства: $n_o=1,487$; $n_e=1,484$; $n_o-n_e=0,001$ до $0,005$. Одноосный, оптически отрицательный, иногда аномально двуосный: $-2V=27^{\circ}$. Плотность $2,33 \cdot 10^3$. Твердость в пористых массах $1-2,5$, в плотных кристаллических агрегатах $6-7$.

Разными авторами опал-СТ именуется как опал-кристобалит, неупорядоченный тридимит, опал-СТ, люссатит. По данным оптических исследований и растровой электронной микроскопии, В. И. Муравьев [25] выделил два типа этого минерала: 1) пластинчатые, sdвойникованные по тридимитовому закону образования, слагающие внешние зоны леписфер и перистые массы гексагонального облика в опоках и трепелах (рис. 36); 2) агрегаты микроскопически тонкопластинчатых кристаллов с положительным, характерным для кристобалита удлинением в цементе песчаников и корочках на стенках пустот в кремневых, реже обычных опоках. Второй тип чаще именуют «люссатитом». Опал-СТ на дифрактограммах от чистого люссатита и порошка опок отличают преобладанием пика $0,408-0,411$ нм, означающим, что в строении и леписфер, и сростков люссатита преобладает кристаллическая фаза с кристобалитовым мотивом структуры.

В шлифах кремней, опок и трепелов опал-СТ ввиду малых размеров пластин и срастания их с опалом-А неразличим и в общей массе выглядит изотропным. В цементе кварцевых песчаников ширина каймы люссатита позволяет различать его по пластинчатой форме, высокому отрицательному рельефу, положительному удлинению, слабому двупреломлению. Внутренние части пор обычно

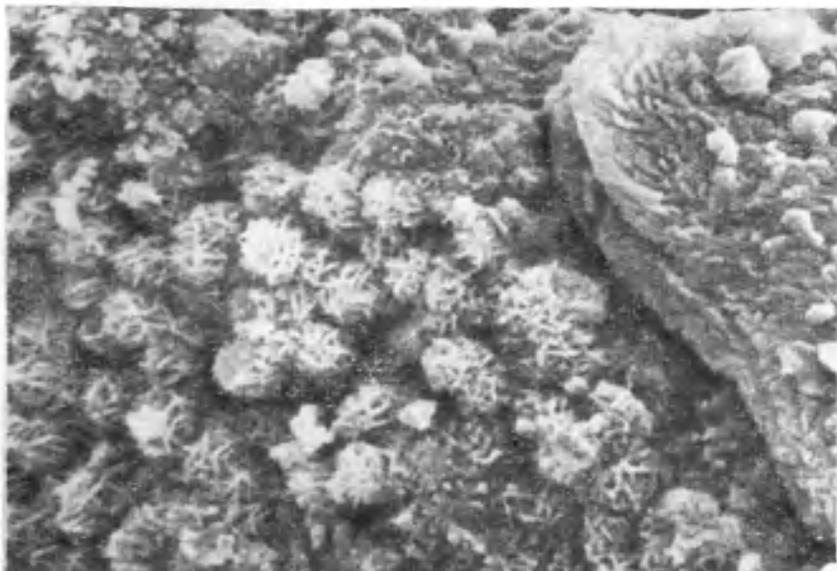


Рис. 36. Леписферы опала-СТ в опоке. Верхний мел. Сантон. Поволжье. СЭМ. Ув. 3000. По В. И. Муравьеву.
Ядра леписфер представлены опалом-А

выполнены халцедоном, у которого отсутствуют рельеф и шагреневая поверхность. В измененных спиккулах при больших увеличениях под обычным микроскопом опал-СТ распознают в ребристом обрамлении полусфер и С-образных структурах, возникающих при «старении» спиккул. В нонтронитовых глинах его наблюдают в виде слабодвупреломляющих изометричных комочков с высоким отрицательным рельефом среди чешуек нонтронита.

Опал-СТ вместе с опалом-А является седиментационно-гелевым образованием в глобулярном (леписферы) опале, иногда он формируется при трансформации биогенного опала. Как показал в 1978 г. А. П. Лисицын, опал-СТ входит в состав кремней (линзы, пласты, тела неправильной формы) среди разнообразных по составу мел-палеогеновых отложений океанов, а также опок, трепелов и цемента некоторых кварцевых песчаников того же возрастного интервала глауконитово-кремнистых формаций эпиконтинентальных морских бассейнов Восточно-Европейской платформы [25]. Он обычен для кор выветривания серпентинитов. Уровни раскристаллизации рассмотрены при описании опала-А. Источником кремнезема для образования кристобалита кремней наряду с хемогенным и биогенным опалом А. П. Лисицын считает также вулканическое стекло.

Кристобалит встречается также в таблитчатых агрегатах в контакто-метаморфизованных песчано-глинистых породах, чешуйча-

тых (черепитчатых) агрегатах в пустотах вулканических пород, фарфоровидных корочках и сферолитах (люссатит) белого цвета в ассоциации с фиолетовым гидротермальным халцедоном на месторождениях исландского шпата. В тонких агрегатах его обнаружение требует подтверждения рентгеноструктурным анализом.

Опал-А. $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфный. Оптические свойства: $n = 1,40—1,46$. Хрупкий. Плотность $(1,9—2,2) \cdot 10^3$. Твердость в пористых массах 1—2,5, в плотных натечных стеклоподобных, бедных водой разновидностях — 5,5—6,5. Растворяется без остатка в HF и горячей KOH. Обычна примесь гидроксидов Fe, Al, Mn, иногда MgO, CaO и др.

Имеется разное понимание термина «опал». Так, в 1949 г. А. Н. Винчелл дал определение опала как аморфной кремнекислоты с некоторым количеством адсорбированной воды. Близкую трактовку дают Ф. В. Чухров и Ж. Милло. У. Дир, Р. Хаун и Дж. Зусман в 1966 г. отмечали порошковые рентгенограммы опала, которые позволяли наблюдать слабые картины высокотемпературного кристобалита. По мнению других авторов, может иметь место перемежаемость низко- и высокотемпературного кристобалита. В. И. Муравьев [25] считает правильным сохранить за термином «опал» право обозначать минерал, т. е. рентгеноаморфную модификацию кремнезема (опал-А), содержащую переменное количество воды. Присутствие свободного опала иллюстрируют дифрактограммы, на которых слабые рефлексы окристаллизованных минералов проявляются на фоне широкого гало в области 8—16 θ .

Опал-А является главной составной частью панцирей диатомей, спикул кремнистых губок, скелетов радиолярий, некоторых фораминифер и мшанок; совместно с опалом-СТ в виде сплошных масс входит в состав опок и трепелов, образует конкреции и цемент в осадочных породах, входит в состав кремнистых глин и фосфоритов, дает бесформенную накипь гейзеритов и натечные формы в виде сталактитов, замещает растительные остатки, в частности стволы деревьев, при их метасоматозе. Его цвет зависит от примесей и может быть молочно-белым, желтоватым, голубоватым, буроватым, красноватым, зеленым и черным. Для полупрозрачных разновидностей типична иризация.

В шлифах опал-А бесцветен либо желтоватый, буроватый, зеленоватый, серый. Рельеф высокий отрицательный, шагреневая поверхность очень резкая. Показатель преломления понижается с увеличением содержания воды. В некоторых опалах при изучении под микроскопом отчетливо обнаруживается глобулярное строение. С анализатором он изотропен, иногда двупреломляет вследствие внутренних натяжений при высыхании коллоида.

В осадочных породах опал-А имеет водное хемогенное, вулканогенное и органогенное происхождение. Известен в засушливых областях на поверхности солонцов. Непосредственно в осадок не выпадает. Из пересыщенного раствора монокремниевой кислоты вначале образуется коллоид, дегидратация которого приводит к появлению опала. Скорость полимеризации кремнекислоты воз-

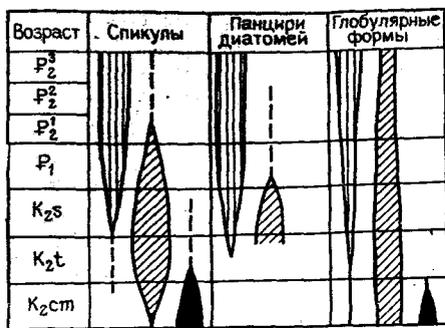


Рис. 37. Изменение различных форм опала во времени. По В. И. Муравьеву:
1 — опал-А; 2 — опал-СТ; 3 — халцедон

ны опалом-СТ с кристобалитовым мотивом структуры. Оба опала ассоциируют с цеолитами, монтмориллонитом, глауконитом, иногда халцедоном, распространены в эоценовых отложениях океанов и в том же возрастном интервале в кремнисто-меловой (по А. Г. Коссовской) или глауконито-кремнистых (по В. И. Муравьеву) формациях Восточно-Европейской платформы.

Изменение опала-А во времени и замещение его другими минеральными формами в глауконитово-кремнистых формациях Восточно-Европейской платформы показано на рис. 37. Седиментационно-гелевая его разновидность, образующая совместно с опалом-СТ глобулярные формы (леписферы) опок и трепелов, частично сохраняется в разрезе палеогена — верхнего мела. Опал диатомей сохраняется в форме опала-А в палеоценовых породах, а спикуловый в значительной мере трансформирован в опал-СТ в палеоценовых породах. В альб-сеноманских породах исходный спикуловый опал превращен в опал-СТ и халцедон. Монолитные сгустки геля кремнезема в карбонатных осадках древнее палеоцена преобразованы в халцедон [25].

По наблюдениям Е. Е. Карньюшиной [3], в породах неогена западной части п-ова Камчатка опал распространен в основном до начала протокатагенеза, на этапе среднего протокатагенеза развит кристобалит, позднее появляется кварц. Интервал глубин с опаловой формой кремнезема в разрезе кайнозойских терригенно-туффито-кремнистых формаций приходится на 150—700 м в зависимости от конкретных условий.

К. Мурата и Р. Ларсон в кремнистых глинистых породах серии Монтерей п-ова Калифорния и сходных с ними сланцев темблор выделили три зоны с различными формами кремнезема: биогенная опаловая с остатками диатомей, кристобалитовая и кварцевая. Полный переход биогенного опала в кристобалит с неупорядоченной структурой завершается на глубине 730 м, на глубине 2000 м

растает от слабокислых к слабощелочным растворам. На растворимость опала рН ниже 9 не влияет, при рН выше 9 растворимость, как отметил в 1963 г. К. Б. Краускопф, резко возрастает. Это свойство определяет, по-видимому, устойчивость его в отложениях разных стадий осадочного процесса — от коры выветривания до раннего катагенеза.

В опоках и трепелах опал-А, по данным дифрактометрии и растворовой электронной микроскопии [25], образует ядра глобул, ребристые оторочки которых представле-

разрез представлен «кварцевыми сланцами». Температура на границах зон составляет соответственно 323 и 383 К. Кварц образуется только по упорядоченному кристобалиту. Ю. К. Бурлин обращает внимание на то, что исчезновение опала по температуре подходит близко к началу главной фазы нефтеобразования.

В. И. Гречин [33] проследил вертикальную зональность минералов кремнезема в неогеновых кремнистых осадках Центральной части Тихого океана. Опал-А присутствует в разрезах всех скважин в форме остатков диатомовых водорослей, в меньшей степени радиолярий, спикул губок и силикофлагеллат. В скв. 470 и 472 он распространен по всему разрезу осадочного чехла мощностью 167 и 112 м соответственно. В разрезах скв. 468, 469, 471 и 473 опал-А вниз по разрезу сменяется опалом-СТ. Переход осуществляется в интервале нескольких десятков метров или резко. Опал-СТ является преобладающей формой кремнезема на глубинах 160—235 м, а в скв. 467 на глубине около 535 м. Мощность зоны опала-СТ в скв. 467 около 200 м. Ниже зона опала-СТ сменяется зоной с тонкокристаллическим кварцем.

Диаспор. $\text{AlO}(\text{OH})$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,730-1,752$; $n_m = 1,705-1,725$; $n_p = 1,682-1,706$; $n_g - n_p = 0,040-0,050$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 84-86^\circ$; $r \approx v$ до $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Погасание прямое. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность по (010) весьма совершенная, по (110), (210) и (100) менее обычна. Плотность $(3,2-3,5) \cdot 10^3$. Твердость 6,5—7. В диаспоре в виде изоморфной примеси присутствуют до 11 % Fe_2O_3 , до 6,5 % Cr_2O_3 , небольшие количества Mn. Присутствие TiO_2 , MgO , CaO , SiO_2 связано с механическими примесями.

Форма кристаллов меняется по мере понижения температуры и пересыщения железом от плоскопризматической к призматической и игольчатой. Кристаллы чаще всего наблюдают в порах и трещинах бокситов. Диаспор обычно распространен в листоватых и тонкочешуйчатых агрегатах с размером частиц менее 0,1 мкм, иногда скрытокристаллический; часто образует оолиты. Его цвет белый, сероватый, в присутствии железа или марганца — зеленый, желтый, розовый, красный, коричневый.

В шлифах диаспор бесцветный. При содержании железа или марганца — коричневатый, розоватый или зеленоватый со слабым плеохроизмом по схеме $Np < Nm < Ng$. Рельеф высокий. Цвета интерференции яркие — напоминают мусковит и ангидрит. В случае скрытокристаллического состояния диаспор почти изотропен. Изучение под микроскопом часто затруднено в связи с тем, что в породе он присутствует в виде смесей с бёмитом, каолинитом, оксидами и гидроксидами железа, пиритом, рутилом, хлоритом. Надежным способом определения в этом случае являются только рентгенограммы.

Диаспор — это один из основных компонентов бокситов. Как отметил в 1967 г. Э. Т. Дегенс, появлению диаспора способствуют низкий окислительно-восстановительный потенциал и щелочная

среда, где он образуется из метастабильного бёмита. Последнее утверждение вряд ли справедливо, так как оба минерала ассоциируют в геологических процессах длительное время. К. Ф. Терентьева, исследовав в 1958 г. изменение минерального состава бокситов при различных преобразованиях, пришла к выводу, что диаспор появляется лишь на стадии динамометаморфизма. На стадии глубокого термального метаморфизма он переходит в корунд, а при гипергенезе, в случае присутствия в промывной воде высоких концентраций кремнезема, преобразуется в каолинит.

Бёмит. $AlO(OH)$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,65-1,67$; $n_m = 1,65-1,66$; $n_p = 1,64-1,65$; $n_g - n_p = 0,013-0,015$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 80^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel a$ (удлинение); $Nm \parallel c$; $Ng \parallel b$. Погасание прямое. Спайность по (010) совершенная. Плотность $3,0 \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4.

Химический состав бёмита изучен слабо. Наиболее чистые и дополнительно очищенные образцы содержат до 5 % SiO_2 , до 4 % Fe_2O_3 и до 4 % TiO_2 . Неясно, входят ли эти компоненты в кристаллическую решетку и в каком количестве.

Кристаллики очень мелкие, форма их разнообразная — ромбоэдрическая, чечевицеобразная, призматическая, игольчатая, микроволокнистая, шестиугольные таблички. Они встречаются в трещинах, порах бокситов и продуктах разложения нефелина. Бёмит обычно бесцветный или белый, в зависимости от примесей желтоватый, розовый или зеленоватый. В шлифах он бесцветный. Светопреломление ниже, чем у диаспора, но выше, чем у гиббсита. Двупреломление ниже, чем у диаспора. Часто вследствие очень мелких размеров зерен бёмит кажется почти изотропным. В этом случае диагностика его под микроскопом затруднительна, а точнее определение можно дать лишь рентгеновскими методами.

Бёмит совместно с гематитом, гётитом, гиббситом, диаспором и бертьерином является распространенным компонентом бокситов. Из факта связи половины мировых бокситовых месторождений с карбонатными породами следует, что образованию бёмита способствует щелочная среда, однако эта же среда увеличивает скорость преобразования бёмита в диаспор. К. Ф. Терентьева, исследовавшая изменение минерального состава бокситов при различных преобразованиях, показала в 1958 г., что в бокситах, находящихся на стадиях диагенеза и раннего эпигенеза, бёмита мало. Минерал распространен и устойчив на стадиях позднего эпигенеза и динамометаморфизма. В начальной стадии термального метаморфизма он переходит в корунд, а в процессе гипергенеза, в случае присутствия в промывной воде высоких концентраций кремнезема, преобразуется в каолинит.

Гиббсит. $Al(OH)_3$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,587-1,589$; $n_m = 1,566-1,568$; $n_p = 1,566-1,568$; $n_g - n_p = 0,021$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 0-40^\circ$, меняется в зависимости от температуры; $r > v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $aNm = 25^\circ$; $cNg = 21^\circ$, реже $aNp = 30^\circ$;

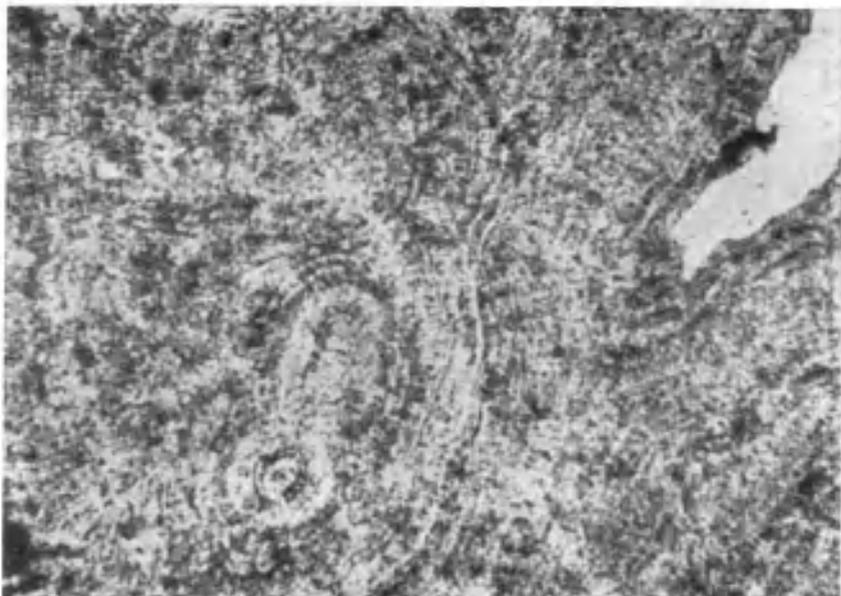


Рис. 38. Метаколлоидный прожилковый гиббсит из латеритного боксита по до-
лериту. Дабаан, ЯАССР. Ув. 80, без анализатора. По А. Д. Слукину

$Nm \parallel b$; $cNg = 25^\circ$. Спайность по (001) весьма совершенная. Плотность $2,4 \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3,5. Легко растворяется в холодной HCl. Допускается, что некоторое количество Fe^{3+} и, возможно, других ионов могут замещать Al в структуре гиббсита, но ряд оксидов, безусловно, присутствует в виде примесей.

Кристаллы псевдогексагональные и таблитчатые параллельно (001). Двойники простые и полисинтетические. Гиббсит часто встречается в виде агрегатов призматических кристаллов, неправильных масс, пизолитов, более крупных конкреций и цемента между ними. Реже он наблюдается в виде выполнения пор и псевдоморфоз по полевым шпатам, кварцу, темноцветным минералам, каолиниту и материнским породам. Хорошо образованные кристаллы наблюдаются только в порах. В составе неправильных масс гиббсит рентгеноаморфен, скрытокристаллический и микрокристаллический (рис. 38). Первые две формы являются алюмогелем. В агрегатах чистый гиббсит белый, но изоморфные и механические примеси придают ему желтый, розовый, красный и бурый оттенки.

Гиббсит в шлифах бесцветный, а с анализатором его кристаллические зерна ввиду малой толщины имеют не фиолетовые цвета интерференции второго порядка, а белые и желтые первого порядка. Лучше всего их наблюдать в полускрещенных николях. Аморф-

ные, скрыто- и микрокристаллические формы слабо действуют на поляризованный свет и содержат богатую примесь гидроксидных минералов железа, каолинита, галлуазита, гелей кремнезема и др. Это затрудняет изучение гиббсита под микроскопом и заставляет прибегать к термическому, а затем и рентгеноструктурному методам.

Гиббсит — распространенный минерал латеритов, входит в состав многих латеритно-осадочных и карстовых бокситов. Как показал в 1977 г. Г. И. Бушинский, для его появления необходимы длительное промывание алюмосиликатных пород маломинерализованной, бескремнистой или малокремнистой теплой дождевой водой и вынос кремнезема, щелочей и щелочных земель в условиях тропического, субтропического и семиаридного климатов. Небольшие скопления гиббсита возникают при воздействии серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов, на силикатные породы и нейтрализации сульфатов алюминия карбонатными породами. При выветривании нефелина и цеолитов он образуется и в холодном климате.

В позднем катагенезе гиббсит переходит в бёмит, в зоне гипергенного воздействия вод соответствующего состава он замещается каолинитом, сидеритом, кальцитом, хлоритом, а в океанических осадках преобразуется в хлорит.

Алюмогель. Оптические свойства: $n=1,48-1,68$. Аморфный. Алюмогель представляет собой гель гидроксидов алюминия. Часто алюмогелем называют и окаменевшие формы гидроксидов алюминия (рис. 39). Синонимы: боксит, алюмогелит, ферриалюмогель (с примесью оксидов железа). Размеры кристалликов в алюмогелите менее 0,1 мкм. Иногда в нем присутствуют рентгеноаморфные фазы. По данным Е. В. Закругкина, он характерен для аргиллитовидных бокситов озерно-болотного типа, где образует различные сгустки, облекающие бобовины и замещающие основную массу, тонкие прожилки и сгустки с коллоидной структурой. Нередко геологи называют алюмогелем только струйчатые выделения. В. В. Беляев в 1970 г. показал, что появление сгустковых, коллоидных и микробобовых структур в основной массе бокситов связано с перераспределением вещества в бокситовом осадке и не служит следствием первичного коллоидального состояния бокситов.

Байерит. $Al(OH)_3$. Тригональный. Оптические свойства: $n_g=1,580-1,584$; $n_p=1,565-1,574$; $n_g-n_p=0,010$. Двуосный, оптически положительный: $+2V$ небольшой. Удлинение отрицательное. Плотность $2,33 \cdot 10^3$.

Кристаллы игольчатые, столбчатые, трапециевидные, клиновидные, шестиугольные таблички размером меньше 1 мкм, тонкодисперсные агрегаты, сферолиты до 10 мкм. Это бесцветный или белый минерал, часто образующий сростки с гиббситом. Он обнаружен Д. П. Хорошевой в неизменном бокситовом горизонте коры выветривания на амфиболитах и серпентинитах и в профиле, карбонатизированном в эпигенетическую стадию, в Среднем При-

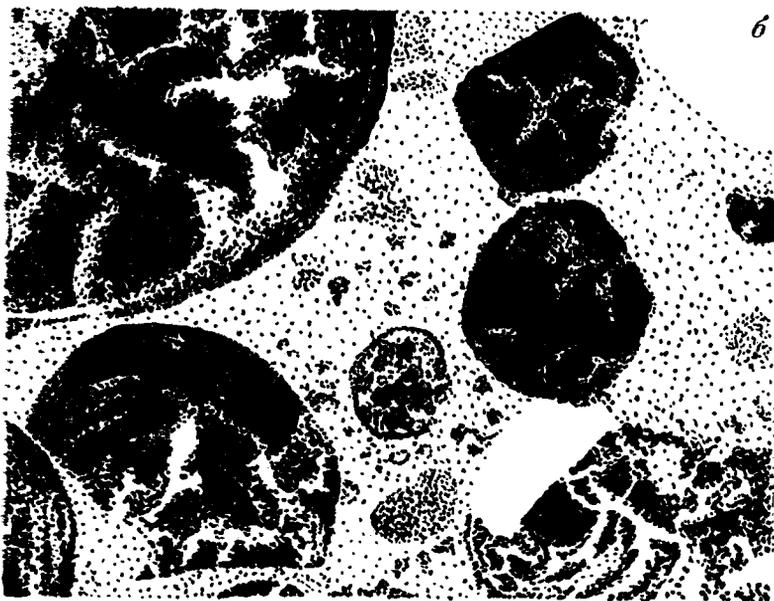
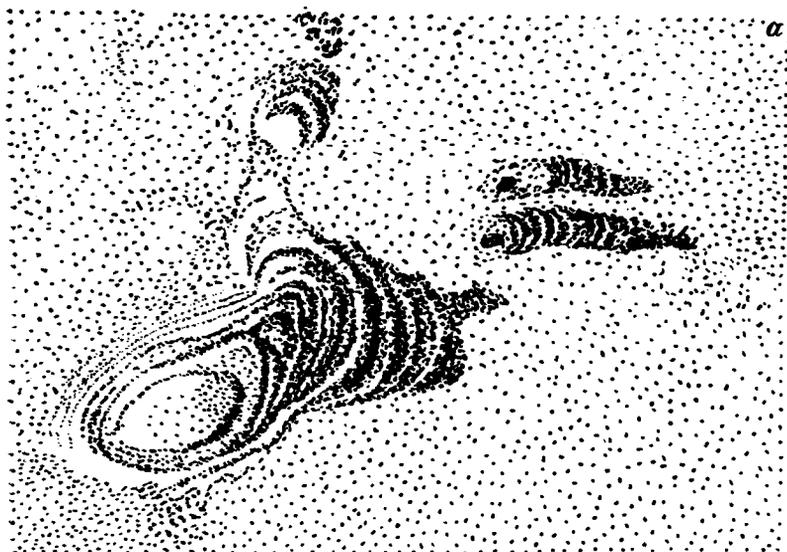


Рис. 39. Алюмогелиты в бокситах. По Г. И. Бушинскому и Е. В. Закруткину:
а — светлый струйчатый алюмогелит в бёмитовом боксите, озерно-болотная фация (Южный Тиман), ув. 60, без анализатора; *б* — красный алюмогелит слагает бобовины (видны трещины синерезиса), ув. 10, без анализатора

днепровье. Возникновение байерита можно объяснить преобразованием коллоидного и метаколлоидного глиноземного вещества в диагенетическую стадию и при эпигенетических процессах карбонатизации в щелочных условиях. Гиббсит является продуктом перекристаллизации, а диаспор — продуктом дегидратации байерита. Присутствие байерита может быть определено только рентгенометрически.

Нордстрандит. $Al(OH)_3$. Триклинный. Оптические свойства: $n_g=1,596$; $n_m=1,580$; $n_p=1,580-1,582$; $n_g-n_p=0,014-0,016$. Двуосный, оптически положительный: $+2V$ малый. Погасание волнистое, угол погасания 34° . Удлинение отрицательное. Плотность $2,44 \cdot 10^3$. Твердость 3.

Нордстрандит, как показал в 1971 г. И. Костов, соответствует байериту с неупорядоченной структурой. Его кристаллики пластинчатые клиновидные, а агрегаты призматические, радиально-щитковидные и мозаичные. Нордстрандит обычно бесцветный или белый с перламутровым блеском. В шлифах он бесцветный, с анализатором, иногда наблюдаются двойники параллельно удлинению.

Этот минерал встречается: в известняке красноземов, образовавшихся при выветривании дацита на о-ве Калимантан; в пустотах известняков на поверхности выветрелых базальтов на о. Гуам; в кирпичных глинах Венгрии; образует каемки вокруг нодулей давсонита в формации Берри бассейна Сидней (Австралия); известен в карстовых железистых бокситах Соколовско-Сарбайского месторождения; в коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива Южного Урала; в порах бокситов карстового типа Новоильинского и Аят-II месторождений Западного Тургая (Казахстан); в бокситах Сухолебяжинского и Нижнеподсопочного месторождений в коре выветривания траппов в бассейне Подкаменной Тунгуски на юго-западе Сибирской платформы.

В 1974 г. М. Ф. Соколова пришла к выводу о несомненной вторичной природе нордстрандита. В тесной ассоциации с ним присутствует небольшое количество байерита. По-видимому, нордстрандит появляется в средах с повышенными по сравнению с нейтральными значениями рН. По мнению Г. В. Куликовой, он способен образоваться за счет гиббсита вследствие воздействия на него щелочных вод.

Нордстрандит принято считать редким минералом. Ввиду своей хрупкости он выкрашивается при изготовлении шлифов, если его предварительно не проварить в канифоли.

Гётит. $FeO(OH)$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=2,398-2,515$; $n_m=2,393-2,409$; $n_p=2,260-2,275$; $n_g-n_p=0,138-0,140$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=0-27^\circ$. Дисперсия крайне резкая. Ориентировка оптической индикатрисы для желтого, зеленого и синего цвета: $Np||b$; $Nm||c$; $Ng||a$. Погасание прямое. Спайность по (010) совершенная, по (100) плохая. Плотность $4,3 \cdot 10^3$. Твердость 5—5,5. В решетку гётита частично входит Al. Обычными примесями являются Si, Ca, Mg, P, S, Cr, Mn. Адсорбированная вода содержится в гидрогётите.

Кристаллы встречаются редко и имеют игольчатый или столбчатый облик. Иногда наблюдаются коленчатые двойники, подобные двойникам рутила. Гётит обычен в натечных, почковидных или сталактитовых агрегатах с тонким параллельно- или радиально-волоконистым строением, в чешуйчатых, охристых или землистых массах, в конкрециях, пизолитах, оолитах, жеодах. Его цвет темно-бурый до черного, также желтовато- и красновато-бурый. Черта желтовато-бурая, буроватая, оранжево-желтая.

В шлифах гётит имеет в пористых волоконистых агрегатах буровато-желтый цвет. Плеохроирует: по *Ng* — оранжево-желтый, по *Nm* — буровато-желтый, по *Np* — ярко-желтый. Абсорбция: $Ng > Nm > Np$. В аншлифах в отраженном свете он имеет голубовато-серый цвет. Двухотражение слабое. Характерны сильные желтоватые и красновато-бурые внутренние рефлексии.

В природных условиях гётит и гидрогётит, так же как и лепидокрокит, подвергаются растворению серной, гуминовыми кислотами, углекислотой. При диагенезе и начальном катагенезе гётит устойчив, а в зоне глубинного катагенеза переходит в гематит. Это один из распространенных минералов металлоносных осадков Красного моря [4].

Гидрогётит (лимонит). $FeO \cdot OH \cdot xH_2O$ (x до 4). Аморфный или скрытокристаллический. Оптические свойства: $n = 2,0 - 2,1$. Плотность $(2,7 - 4,3) \cdot 10^3$. Твердость у плотных натечных разновидностей 4—4,5.

Его можно охарактеризовать как гётит с избыточной водой. Он дает преимущественно скрытокристаллические выделения. Рентгенограммы отвечают гётиту, но отличаются размытостью линий. В зарубежной литературе гидрогётит нередко описывается под названием лимонит. Некоторые исследователи (А. А. Годовиков, И. Костов и др.) лимонитом называют смесь гидратированных минералов: гидрогематита, гидрогётита, лепидокрокита и др., в которых один из них преобладает.

Кроме различных количеств воды в гидрогётите часто отмечают присутствие других элементов, обусловленное тонкой смесью водных оксидов железа с коллоидальным кремнеземом, фосфатами, глинистыми минералами, продуктами разложения органики, небольшими количествами гидроксидов алюминия. Гидрогётит наблюдается в бурых (до черного), а также охристо-желтых агрегатах: сталактитовых, гроздевидных, смолоподобных, землистых, порошковатых, хлопьевидных, охристых, ноздреватых, напоминающих лаковые пленки, в пизолитах, оолитах и т. п.

В шлифах в проходящем свете он желто-красно-бурый, нередко коллоидальный. С анализатором гидрогётит изотропен, а в отраженном свете серый. Внутренние рефлексии желто-бурые, густота их зависит от содержания воды. При переходе в яснокристаллический гётит появляется двупреломление.

Гидрогётит — это широко распространенный продукт изменения железосодержащих минералов: сульфидов, карбонатов, силикатов и других, в которых железо присутствует в двухвалентной форме.

Этот продукт возникает либо на месте выветривания последних (в том числе образует по ним псевдоморфозы), либо переходит в растворы, из которых извлекается в процессе коагуляции коллоидов в морских условиях или с помощью бактерий в озерах и болотах. При дегидратации он переходит в гётит, гидрогематит или гематит.

Лепидокрокит (рубиновая слюдка). FeOОН . Ромбический. Оптические свойства: $n_g=2,51$; $n_m=2,20$; $n_p=1,94$; $n_g-n_p=0,57$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=83-90^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng\parallel a$; $Nm\parallel c$; $Np\parallel b$. Спайность весьма совершенная по (010), совершенная по (001), хорошая по (100). Плотность $4,09 \cdot 10^3$. Твердость 5.

Кристаллы таблитчатые по (010), нередко образуют сростки. Его агрегаты кристаллические, пластинчатые, чешуйчатые, волокнистые, перистые, пучковидные, радиально-волокнистые. Цвет рубиново-красный, вишнево-красный, оранжево-бурый. Черта оранжевая, кирпично-красная, вишнево-красная. В тонких шлифах лепидокрокит красноватый, оранжевый и желтый. В отличие от гётита в нем наблюдается сильный плеохроизм: по Np — светло-желтый, желтый; по Nm — красно-оранжевый, красный; по Ng — оранжево-красный, коричнево-красный. Схема абсорбции: $Np < Nm < Ng$ сильная. В отраженном свете он имеет серовато-белый оттенок, сильно анизотропен. Внутренние рефлексы оранжевые, буровато-красные.

Лепидокрокит встречается в бурых железняках, бокситах, в зоне окисления пиритовых месторождений, известен в жеодах и почвах. Его образование возможно через промежуточный продукт — протолепидокрокит лишь при реакциях окисления двухвалентного железа при $\text{pH} \approx 4,5-5,5$. С течением времени он переходит в гётит. Лепидокрокит совместно с гётитом, гематитом, магнетитом и маггемитом является продуктом раскristаллизации аморфных гидроксидов железа в металлоносных осадках Красного моря [4].

БОРОСИЛИКАТЫ И АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Каркасные боросиликаты

Данбурит. $\text{Ca}[\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=1,636$; $n_m=1,633$; $n_p=1,630$; $n_g-n_p=0,006$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V=88-90^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np\parallel b$; $Nm\parallel c$; $Ng\parallel a$. Погасание прямое. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность по (001) плохая. Плотность $3,0 \cdot 10^3$. Твердость 7.

Кристаллы призматического облика обычно образуют бесцветные, серо-белые, бледно- и буровато-желтые мелкозернистые массы. В шлифах данбурит бесцветный, характеризуется слабым дву-преломлением, показателем преломления пятой группы, большим углом и сильной дисперсией оптических осей.

Данбурит — наиболее распространенный боросиликат морских галогенных пород. Он встречается в виде диагенетических гнездовидных, желвачных и точечных включений в доломитах, ангидрито-доломитах, засоленных доломитах, в брекчиях гипсовых шляп соляных штоков. Ассоциирует с доломитом, гипсом, ангидритом, галитом, сильвином, гидрорацитом.

Каркасные алюмосиликаты

Щелочные полевые шпаты

Среди щелочных полевых шпатов в осадочных породах аутигенными являются микроклин, ортоклаз и его низкотемпературные разновидности — адуляр, санидин и альбит. Чаще всего они встречаются в песчаниках, алевролитах, глинистых породах и известняках, находящихся на стадии катагенеза.

Аутигенный *микроклин*, находящийся в каемках нарастания на обломочных зернах, не образует решетчатых двойников либо двойники быстро исчезают при переходе к новообразованиям. Ориентировка оптической индикатрисы в нем и угол оптических осей, по данным А. В. Копелиовича, не совпадают с оптикой обломочных зерен, но приближаются к таковым, особенно угол оптических осей аноклаза. Аутигенные кристаллы микроклина характеризуются четверными двойниками в отличие от решетчатых двойников магматического микроклина.

М. Хельд отмечал, что на обломочном ортоклазе всегда наблюдается кристаллизация аутигенного *ортоклаза*, а на обломочном микроклине могут иметь место аутигенные наросты как ортоклаза, так и микроклина. По данным И. Баскина, аутигенные кристаллы моноклинного калиевого полевого шпата имеют вид тонких ромбоэдрических кристаллов, обладающих преимущественно формой адуляра. Аутигенные ортоклаз и микроклин даже в каемках нарастания на обломках пертитового строения водяно-прозрачны, никогда не содержат вростков пертита.

В галогенных формациях аутигенные калиевые полевые шпаты образуются, по наблюдениям А. И. Поликарпова, Е. В. Петрова и др., в отложениях разных степеней осолонения морских солеродных бассейнов. На доломитовой и других ранних стадиях эвапоритового процесса аутигенные калиевые полевые шпаты типа адуляра образуются почти исключительно в виде каемок нарастания на обломочных полевых шпатах. В отложениях, где в обломках преобладает плагиоклаз, они отсутствуют. На стадии садки калийных солей в больших объемах появляются ортоклаз и санидин. Они образуют регенерационные каймы, самостоятельные кристаллы, замещают обломочный плагиоклаз. Т. Н. Соколова [37] отметила аутигенные санидин и ортоклаз в пепловых туфах среди каменной соли стадии садки калийно-магниевого солей купола Индер (Прикаспийская впадина).

Аутигенный тонко- и мелкозернистый адуляр описан В. А. Ваном и Ю. П. Казанским [5] в цементе алевритовых витрокластических туфов онкучакской свиты Ыгыаттинской впадины, в криптокристаллических агрегатах адуляра с примесью альбита и кварца по вулканическому стеклу в пепловых туфах среднедевонских отложений Минусинского прогиба, в нижнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Тувы. Процессы адуляризации подверглись туфы трахитового и трахиандезитового состава, которые изначально имели резерв калия для образования адуляра.

Аутигенный катагенетический *санидин* с низким содержанием калия отмечен А. Али и П. Тернером в 1982 г. в нарастаниях на терригенных зернах санидина и (чаще) ортоклаза в триасовых аллювиальных песчаниках свиты Бромсгроу (Центральная Англия). Реже аутигенный санидин выполняет микропоры в песчанике.

Низкоупорядоченный санидин, замещающий ядра вкрапленников и микролиты плагиоклаза, обнаружен во всех типах базальтов океанов, за исключением молодых базальтов срединно-океанических хребтов. По мнению И. М. Симановича [24], санидин не связан с гальмиролизом базальтов, скорее всего это гидротермальный процесс, обусловленный тектонической активизацией океанической коры.

Аутигенный *альбит* осадочных пород имеет низкотемпературную оптику, но существуют различия, переходные между низко- и высокотемпературным альбитом. Характер проявлений новообразований был изучен А. В. Копелиовичем в 1965 г. На более ранних стадиях катагенеза осуществляется альбитизация обломков плагиоклаза. Она может иметь пятнистый характер; занимать одну систему двойников; постепенно, с изменением состава, охватывать периферию обломков; полностью замещать обломки плагиоклаза. Возможно, этот процесс объясняет преобладание в песчаниках альбита по сравнению с более основным плагиоклазом. Новообразованный альбит часто полисинтетически двойникован, но встречается и несдвойникованный альбит. Иногда двойники имеют место только в новообразованиях. Наконец, в ряде случаев констатируются «перекрещенные» двойники. На более поздних стадиях катагенеза аутигенный альбит образуется в виде каемок регенерации за счет растворения обломков плагиоклаза и отложения материала в участках низкого давления. Образования подвергается даже альбитизированный и цеолитизированный плагиоклаз. В отличие от предыдущего альбита рассматриваемая генерация обладает четко выраженной полисинтетической системой двойников, совпадающей с пространственной (но не оптической) ориентировкой таковых в обломках. В известковистых песчаниках и песчаных известняках встречаются кристаллы длиннопризматического альбита и альбита в виде звездчатоподобных скоплений.

А. В. Ваном и Ю. П. Казанским [5] в нижнекаменноугольных и девонских отложениях Кузнецкого и Минусинского прогибов описаны альбитизированные туфы, исходным веществом которых яв-

лялся пепловый материал кислого состава. Альбитизация — стадийный процесс: от состояния криптокристаллической массы с микрофельзитовой структурой до сферической сегрегации с формированием комочков, окруженных агрегатами мелко- и среднезернистого альбита. В присутствии кальцита появляются гнезда и сегрегации с микродрузами альбита.

Общие особенности оптической диагностики щелочных полевых шпатов в шлифах рассмотрены в разделе «Минералы преимущественно аллотигенного генезиса».

Цеолиты

Цеолиты относятся к водным алюмосиликатам щелочей и щелочных земель. Особенностью структур их является алюмосиликатный каркас, состоящий из тетраэдров $(Si, Al)O_4$, в котором каждый атом кислорода одновременно принадлежит двум тетраэдрам. Отрицательные заряды каркаса сбалансированы катионами Са, Na или К в полостях каркаса. В отличие от фельдшпатоидов и полевых шпатов алюмосиликатный каркас более открыт и содержит крупные полости и каналы. Благодаря этому цеолиты обнаруживают способность к обмену ионами и адсорбции молекул, содержат молекулы воды в каналах кристаллической решетки.

По особенностям структуры и морфологическим признакам У. Дир, Р. Хауи и Дж. Зусман подразделили цеолиты на три группы.

1. Группа натролита: натролит, мезолит, сколецит, томсонит, гоннардит и эдингтонит. В этой группе связи тетраэдров более многочисленны в одном кристаллографическом направлении, что обуславливает волокнистые формы кристаллов цеолитов и соответствующую спайность.

2. Группа гейландита: гейландит, стильбит, эпистильбит. Эти минералы имеют пластинчатую спайность, обусловленную более многочисленными структурными связями в одной плоскости по сравнению с перпендикулярным к ней направлением.

3. Группа цеолитов, у которых связи в каркасе имеют одинаковую прочность во всех направлениях. Сюда входят гармотом, филлипсит, шабазит, гмелинит, левин, фюзит. Близкую структуру имеет и эрионит, но у него проявляются цепочкообразные элементы структуры, обуславливающие волокнистый характер кристаллов. К этой же группе относится анальцит, который У. Дир, Р. Хауи, Дж. Зусман считают структурно близким к фельдшпатоидам. Кроме того, он иногда встречается в более высокотемпературных парагенезах. Д. Брек относит анальцит к цеолитам вследствие каркасного строения структуры, возможности частичной или полной обратимой дегидратации и способности к замещению канальных обменных катионов.

Важной характеристикой цеолитов, определяющей их ионообменные свойства, термическую и химическую устойчивость, является отношение Si/Al . А. А. Годовиков [9] все цеолиты делит по этому отношению на три группы:

1) низкокремниевые цеолиты ($0,95 \leq Si/Al \leq 1,67$) — сколецит, томсонит, мезолит, натролит, гоннардит, гарронит;

2) среднекремниевые цеолиты ($1,75 \leq Si/Al \leq 2,5$; до 3—3,42) — ломонит, леонгардит, анальцим, вайрацит, шабазит, филлипсит, гармотом, гмелинит, жожазит;

3) высококремниевые цеолиты ($2,04; 2,13; 2,5 \leq Si/Al \leq 6,2$) — стильбит, эрионит, гейландит, клиноптилолит, морденит, феррьерит.

Н. Ф. Челищев в 1975 г. указал, что с ростом содержания Al в каркасе цеолитов увеличивается обменная емкость, понижается химическая и термическая устойчивость и уменьшается эффективный диаметр входных окон.

Цеолиты встречаются в разнообразных петрографических и фациально-генетических типах отложений. Обязательным условием их образования является присутствие легко разлагающегося алюмосиликатного материала, обычно представленного пирокластикой. Разнообразие физико-химических и термобарических обстановок геологической среды приводит к формированию различных типов цеолитов и их ассоциаций. А. Г. Коссовская в 1975 г. в стратифицированных формациях выделила шесть основных генетических типов цеолитовых ассоциаций, или фаций: 1) фация современных и древних океанических осадков (филлипсит и клиноптилолит); 2) фация высокоминерализованных щелочных озер (филлипсит, клиноптилолит, шабазит, эрионит, морденит, анальцим, реже феррьерит, гармотом, натролит); 3) фация собственно осадочных образований — с «камуфлированной» пирокластикой (анальцим, клиноптилолит, гейландит). Ведущим фактором цеолитообразования для трех названных ассоциаций является седиментодиагенез — начальный эпигенез, определяющим фактором — среда осадкообразования; 4) фация регионального эпигенеза, или начального метаморфизма (ломонит, гейландит, морденит, клиноптилолит); определяющим фактором служит повышение давления и температуры при погружениях; 5) фация локальных зон высоких значений теплового поля современных вулканических областей (Са-цеолиты: морденит, гейландит, ломонит, десмин, шабазит, стильбит, эпистильбит, реже Na-цеолиты: анальцим, натролит); 6) фация магматических пород океанического дна (главный цеолит — анальцим, затем натролит, мезолит, сколецит, томсонит, шабазит, стильбит, ломонит, гейландит). Для пятого и шестого генетических типов ведущим фактором являются наложенные гидротермальные преобразования, определяющим фактором — горячие глубинные растворы, способствующие перераспределению и привносу (?) вещества.

С. И. Бенеславский в 1974 г. указал на присутствие анальцима, шабазита, филлипсита, феррьерита, гейландита и гармотома

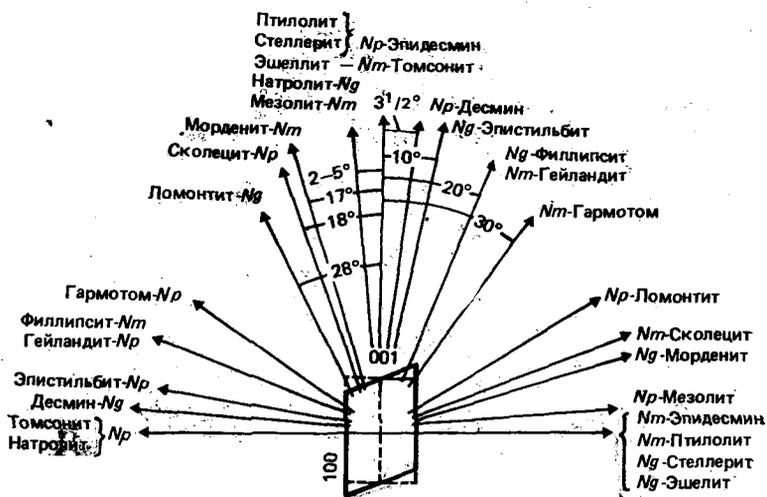


Рис. 40. Оптическая ориентировка волокнистых цеолитов. По В. Е. Трегеру

в уральских бокситах, а Ф. А. Киреев в 1980 г. — на наличие анальцима и натролита в североонежских бокситах. Цеолиты имеют наложенный характер и кристаллизовались из растворов, возникших в процессе выветривания цеолитсодержащих пород. В верхних горизонтах коры выветривания они замещаются несовершенным каолинитом, вместе с ним служат материалом для образования бёмита.

Цеолиты устойчивы в условиях щелочной среды. В порядке возрастания pH среды минералообразования намечается следующий ряд цеолитов: Na-цеолиты (анальцим) — Ca-Na-K-цеолиты (клиноптилолит) — Ca-цеолиты (десмин-эпистильбит (?), Ca-гейландит, ломонтит).

В оптическом отношении цеолиты характеризуются небольшим показателем преломления и двупреломлением. Оптическая ориентировка волокнистых разновидностей показана на рис. 40.

Низкокремниевые цеолиты

Натролит. $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,485-1,501$; $n_m = 1,476-1,491$; $n_p = 1,473-1,489$; $n_g - n_p = 0,012$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 58-64^\circ$; $r < v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel a$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel c$. Спайность совершенная по (110). Погасение прямое. Удлинение положительное. Плотность $(2,20-2,26) \cdot 10^3$. Твердость 5,5. С HCl легко дает студневидный осадок.

Кристаллы столбчатые, часто псевдотетрагонального сечения до игольчатых. Агрегаты шестоватые, радиально-лучистые, сферолитовые. Натролит обычно бесцветный или белый с желтоватым, зеленоватым или красноватым оттенком. В шлифах он бесцветный. От других цеолитов отличается прямым погасанием, от мордениита — положительным удлинением, от томсонита — меньшим показателем преломления.

Томсонит. $\text{NaCa}_2[\text{Al, Si}]_5\text{O}_{10}]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ромбический (псевдотетрагональный). Оптические свойства: $n_g = 1,516—1,545$; $n_m = 1,509—1,532$; $n_p = 1,507—1,530$; $n_g - n_p = 0,009—0,015$. Двуосный, оптически положительный; $+2V = 47—75^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel a$; $Nm \parallel c$; $Ng \parallel b$. Спайность совершенная по (010), хорошая по (100). Погасание прямое. Удлинение переменного характера. Плотность $(2,10—2,39) \cdot 10^3$. Твердость 5,0—5,5. С HCl дает студневидный осадок.

Он образует бесцветные, белые, желтые, розовые призматические, игольчатые или пластинчатые кристаллы, но чаще радиально-лучистые и сферолитовые агрегаты.

От натролита отличается большим показателем преломления и иногда большим двупреломлением, а от других цеолитов — прямым погасанием.

Мезолит. $\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный, псевдоромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,505—1,509$; $n_m = 1,504—1,508$; $n_p = 1,504—1,505$; $n_g - n_p \leq 0,001$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 80—90^\circ$; $r < v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp = 7^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg = 1,5—5^\circ$. Спайность совершенная по (101) и (10 $\bar{1}$). Плотность $2,26 \cdot 10^3$. Твердость 5.

Он встречается в виде призматических кристаллов, агрегатов тонких волокон, пучков волосовидных кристаллов. Мезолит в природе бесцветный, белый, фарфоровидный, сероватый или желтоватый, а в шлифах бесцветный. С анализатором в разрезах, перпендикулярных к удлинению, он постоянно гаснет по секторам, отражающим оптическую ориентировку крестообразных двойников мезолита. От натролита отличается переменным знаком удлинения, от других волокнистых цеолитов — весьма слабым двупреломлением и погасанием по отношению к волокнам.

Сколецит. $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,517—1,521$; $n_m = 1,516—1,520$; $n_p = 1,510—1,513$; $n_g - n_p = 0,007—0,008$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 36—56^\circ$; $r \ll v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp = 15—18^\circ$; $aNm = 14—17^\circ$. $Ng \parallel b$. Спайность совершенная по (110), под углом $88,5^\circ$. Удлинение отрицательное. Плотность $(2,25—2,29) \cdot 10^3$. Твердость 5,0—5,5. С HCl дает студневидный осадок.

Сколецит образует бесцветные и белые тонкопризматические кристаллы и агрегаты радиально-лучистых шелковистых волокон; в шлифах бесцветен. От натролита и томсонита отличается косым погасанием и отрицательным удлинением; от мезолита — более сильным двупреломлением, большим углом погасания и отрицательным удлинением от десмина — большим углом погасания.

Среднекремниевые цеолиты

Ломонтит. $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,514-1,525$; $n_m = 1,512-1,524$; $n_p = 1,502-1,513$; $n_g - n_p = 0,012$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 24-38^\circ$; $r < v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp = 10-26^\circ$; $Nm \parallel b$; $cNg = 20-36^\circ$. Спайность совершенная по (010) и (110) под углом $93^\circ 45'$, плохая по (100). Удлинение положительное. Плотность $(2,2-2,3) \cdot 10^3$. Твердость 3,0—3,5. С HCl дает студневидный осадок. На воздухе выветривается в мелоподобный порошок — леонгардит.

Он встречается в виде бесцветных, белых, сероватых, желтоватых и красноватых призматических кристаллов, столбчато-сноповидных и радиально-лучистых агрегатов, в шлифах обычно бесцветный. От других цеолитов отличается спайностью в трех направлениях, удлинением, большим углом погасания и относительно большим двупреломлением.

М. В. Мироненко и Г. В. Наумов в 1982 г. исследовали физико-химические условия формирования ломонтита в углекислых термах и установили, что ломонтит может образоваться вместо кальцита при удалении углекислоты дегазации из гидротермального раствора. В. Н. Дистлер в 1981 г., изучив распределение гидротермально-эпигенетического ломонтита в альб-сеноманском комплексе Западно-Сахалинского синклинория, пришел к выводу, что ломонтит пространственно связан с полем разгрузки гидрокарбонатных натриевых вод. Накопление высоких концентраций содовой составляющей в подземных водах обусловлено принципами кальциевого метасоматоза плагноклазового материала на глубинах и в P - T условиях глубокого эпигенеза. М. Токаши и Н. Йошихиро, изучив распределение клиноптилолита, гейландита, анальцима и ломонтита в угленосных палеогеновых отложениях префектуры Фукуока (Япония), показали, что образование цеолитов зависит от глубины залегания первичных осадков и температуры катагенеза. В верхах разреза обычен клиноптилолит, в низах в более высокотемпературных условиях — ломонтит. Распределение ломонтита в площадном отношении также контролируется палеотемпературным градиентом.

Анальцим. $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Кубический. Оптические свойства: $n_p = n_e = 1,486$; $n_g = n_o = 1,487$; $n_g - n_p = n_o - n_e = 0,001$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V$ очень малый. Спайность по (001) ясная. Плотность $(2,22-2,29) \cdot 10^3$. Твердость 5—5,5. С HCl желатинирует. При нагревании мутнеет.

Он часто встречается в виде хорошо образованных кристаллов — тетрагон-триоктаэдров и их комбинации с кубом. Агрегаты зернистые в виде друз, кристаллических корочек, в цементе или структурах замещения. А. В. Ван и Ю. П. Казанский [5] отметили криптокристаллический анальцим в альбитизированных разностях туфов. Он обычно бесцветный или белый с сероватым, красноватым или зеленоватым оттенками при наличии примесей; в шлифах

Бесцветный или слабо-буроватый за счет резкой шагреневой поверхности. С анализатором аналъцизм изотропен, но чаще обнаруживает слабое двупреломление ($\leq 0,001$). Последнее объясняется разными причинами: потерей воды, натяжениями, упорядочением в распределении атомов Si и Al в кристаллической решетке. Двупреломляющий аналъцизм часто аномально двуосен: отрицательный угол оптических осей может колебаться от 85 до 0°. Такой аналъцизм обнаруживает полисинтетическое двойникование. Двойниковые полосы пересекаются под разными углами, но сложных систем, подобно лейцитам, не образуют.

Аутигенный диагенетический и катагенетический аналъцизм встречается в осадочных породах различного гранулометрического и петрографического состава, начиная от туфов и песчаников, где является цементом или развивается по основным плагиоклазам и вулканическому стеклу, до мергелисто-карбонатных пород, где выполняет отдельные поры и микротрещины. Он широко распространен в вулканогенных обломочных породах океанов и континентов. По нашим наблюдениям количество аналъцизма в цементе базальтовых туфов корвунчанской серии Тунгусской синеклизы резко возрастает в том случае, если вулканокласты представлены только сидеромелановым вулканическим стеклом. По мнению А. Г. Косовской и Т. Н. Соколовой, для образования аналъцизма в осадочных породах необходимо соблюдение двух условий: наличия легко разлагающегося реакционноспособного алюмосиликатного материала, которым обычно является пирокластика, и щелочной среды, благоприятствующей удержанию натрия в растворах с последующим использованием его при синтезе аналъцизма. Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе в 1953 г. описали в угленосной толще батского яруса в окрестностях г. Кутаис аналъцимолиты вне связи с вулканогенным материалом, считая их хемогенным образованием. Обзор находок цеолитов в углистых породах и углях В. А. Супрычевым в 1977 г. указывает во всех случаях на диагенетическую переработку «закамуфлированной пирокластики» или терригенных полевых шпатов, биотита, амфиболов.

И. Р. Ахвледиани в 1982 г., изучив рентгеноструктурными методами аналъцимы гидротермального и регионально-метаморфического происхождения, пришел к выводу о возможности их использования в качестве геотермометра. Установленная зависимость связывает величину параметра a аналъцима с температурой его образования.

Вайрацит. $\text{Ca}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный? (псевдокубический). Оптические свойства: $n_g = 1,501-1,502$; $n_m = 1,500$; $n_p = 1,498-1,500$; $n_g - n_p = 001-004$. Двуосный, оптически положительный или отрицательный: $2V = 70-105^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $Nm \parallel a$; $Np \parallel b$. Спайность отсутствует или несовершенная. Плотность $2,26 \cdot 10^3$. Твердость 5—6.

Он является кальциевым аналогом аналъцима, с которым находится в непрерывном изоморфизме. В среднем содержание CaO соответствует 7,9—12,1%. Вайрацит образует бесцветные и белые

зернистые агрегаты и друзовые корки; в шлифах бесцветный. Характерны веретенообразные и полисинтетические двойники.

Вайрацит встречается в вулканогенных обломочных породах, измененных щелочными гидротермальными флюидами, ассоциирует с гидротермальными эманациями в Вайраки (Новая Зеландия) на глубине с температурами 473—523 К и при гидростатическом давлении 5,5—26,5 МПа [22].

Филлипсит. $(0,5\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_3[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,486-1,514$; $n_m=1,484-1,509$; $n_p=1,483-1,504$; $n_g-n_p=0,003-0,010$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=60-80^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $aNm=65-46^\circ$; $cNg=11-30^\circ$. Спайность совершенная по (010) и (100). Удлинение положительное. Плотность $2,2 \cdot 10^3$. Твердость 4,0—4,5. С HCl дает студневидный осадок.

Чаще всего филлипсит образует взаимно прорастающие двойники ромбического или квадратного сечения, а также четверники в виде прямоугольных крестов в двух или трех направлениях. Он встречается в виде радиально-лучистых агрегатов, редко в виде столбчатых кристаллов, бесцветных или белых с сероватым, желтоватым и красноватым оттенками. В шлифах филлипсит бесцветный, часто наблюдаются крестообразные и секториальные двойники прорастания.

И. И. Волков, Н. В. Логвиненко, Е. Г. Соколова и А. Ю. Леин считают его основным минералом миоцен-современных красных пелагических глин глубоководных котловин Тихого океана (в более древних породах мела — эоцена широко развит клиноптилолит). Филлипсит образуется за счет диагенетической переработки тонкодисперсной пирокластики риолит-дацит-андезитового ряда. Второй тип океанических филлипситов развит локально в области подводных поднятий и образуется при палагонитизации и разложении обломков базальтов.

Шабазит (хабазит). $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Тригональный. Оптические свойства: $n_e=1,478-1,490$; $n_o=1,480-1,485$; $n_o-n_e=0,002$; $n_e-n_o=0,005$. Одноосный, оптически отрицательный или положительный. Часто аномально двуосный: $+2V=0-30^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne=Np$, редко $Ng \parallel c$; $Ne=Ng$. Спайность хорошая по (10 $\bar{1}$ 1). Плотность $(2,1-2,2) \cdot 10^3$. Твердость 4—5.

Кристаллы ромбоэдрические, близкие к псевдокубическим, часто распространены двойники и псевдогексагональные тройники прорастания. На гранях основного ромбоэдра присутствует четкая, пересекающаяся почти под прямым углом штриховка, параллельная ребрам этой грани. Агрегаты плотные мелкозернистые, кристаллические корки и секрции бесцветные, белые или красноватые, часто прозрачные. В шлифах шабазит бесцветный. С анализатором наблюдается зональность. В случае двойников прорастания шестиугольные базальные сечения гаснут по шести секторам.

Шабазит гидротермальный в шаровых лавах и пустотах базальтов, а также гидротермально-метасоматический в базальтовых туфах установлен в корвунчанской серии Тунгусской синеклизы, в кремнистых туфах близ Дарки, шт. Орегон (США), где образовался при гидролизе риолитового или дацитового стекла щелочными озерными водами.

Высококремниевые цеолиты

Десмин (стильбит). $(Ca, Na_2, K_2)[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 7H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,496-1,509$; $n_m=1,494-1,507$; $n_p=1,486-1,498$; $n_g-n_p=0,010-0,011$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=30-49^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=3-12^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg=3,5-12,5^\circ$. Спайность совершенная по (010), плохая по (101). Удлинение переменного характера, но обычно отрицательное. Плотность $(2,1-2,2) \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4,0. Растворяется в HCl с выделением порошка кремнезема.

Кристаллы уплощенные по (010). Более обычны четверниковые сростания и расщепленные кристаллы сноповидной формы. Агрегаты параллельно-листоватого и параллельно-пластинчатого строения с округлыми формами расщепления с поверхности. Цвет белый с желтоватым или красноватым оттенками до оранжево-красного. В шлифах десмин бесцветный в пластинчатых, вытянутых по оси *c* кристаллах, сноповидных, реже сферолитовых агрегатах. Отчетливо заметны двойники, ориентированные перпендикулярно к удлинению кристаллов.

Гейландит. $(Ca, Na_2)[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 6H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,501-1,505$; $n_m=1,497-1,500$; $n_p=1,496-1,499$; $n_g-n_p=0,005-0,006$. Двуосный оптически положительный: $+2V=34^\circ$ (от 0 до 53°); $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp=0-34^\circ$; $cNm=1,5-32^\circ$; $Ng \parallel b$. Спайность совершенная по (010). Удлинение отрицательное. Плотность $(2,1-2,2) \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4,0. В HCl дает студневидный осадок.

Кристаллы, уплощенные по (010) до таблитчатых, обычно одиночные, выделяются своей клиновидностью. Иногда они изометричные псевдотетрагональные (более низкотемпературные). Характерно расщепление и скручивание кристаллов с образованием чешуйчатой скульптуры на гранях вплоть до сферолитов. Гейландит обычно бесцветный, белый, желтый или кирпично-красный за счет включений. Блеск перламутровый, особенно заметен на поверхности искривленных кристаллов.

В шлифах он выглядит как бесцветный удлиненно-таблитчатый, реже квадратного сечения кристалл, часто образует параллельно-таблитчатые сростки. Как и анальцит, это один из наиболее распространенных цеолитов. Гейландит совместно с другими цеолитами, кальцитом, кварцем выполняет пустоты в основных эффузивах. Он образует псевдоморфозы по вулканическому стеклу и является цементом в туфах. Встречен на Паужетском месторождении.

Клиноптилолит. $\text{Na}_3[\text{Al}_3\text{Si}_{15}\text{O}_{36}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,481$; $n_m=1,479$; $n_p=1,478$; $n_g-n_p=0,003$. Двусный, оптически положительный. Плотность $2,16 \cdot 10^3$.

Клиноптилолит представляет собой богатый кремнеземом гейландит и характеризуется большой ролью Na и K. Его кристаллы таблитчатые и пластинчатые, агрегаты зернистые. Он образуется по вулканическому стеклу низкополяризирующую скрытокристаллическую, так называемую микрофельзитовую структуру. Клиноптилолит развит в широком спектре обогащенных SiO_2 мел-эоценовых осадков и пород Тихого океана, начиная от красных глин, глинисто-кремнистых и карбонатных илов до пемзовых и витрокластических алевроитовых, псаммитовых и гравийных туфов; в палеозойских, сформировавшихся в условиях морского бассейна, туфах Кузнецкого и Минусинского прогибов, а также Сибирской платформы; в трепелах, глауконитово-кварцевых и глауконитовых песках глауконитово-кремнистых формаций эпиконтинентальных морских бассейнов Восточно-Европейской платформы.

По данным В. И. Гречина [33], клиноптилолит в океанах предпочтительно образуется по кислому-среднему вулканическому стеклу, при разложении которого легче создаются условия с высокой активностью кремнезема и низкой алюминия. Анализ распределения клиноптилолита в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, проведенный Г. Брауном и др. [25], показал, что этот минерал характерен для верхних частей разрезов и, следовательно, является индикатором наименьших температур эпигенетической переработки пород. В мел-палеогеновых отложениях Восточно-Европейской платформы максимальные глубины погружения пород глауконитово-кремнистой формации, по данным В. И. Муравьева, не превышали первых сотен метров, а температура не превышала 283—293 К. Для клиноптилолита характерно формирование при величинах $pH=8,5-9,5$ и метастабильное равновесие с опалом, кристобалитом и вулканическим стеклом. При этом клиноптилолит является, по-видимому, более поздним образованием, чем леписферы.

Морденит. $(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=1,477-1,487$; $n_m=1,475-1,485$; $n_p=1,472-1,483$; $n_g-n_p \leq 0,005$. Двусный, оптически отрицательный или положительный: $2V=76-104^\circ$. Ориентировка оптической индикатрицы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel a$; $Ng \parallel b$. Спайность совершенная по (010). Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Плотность $(2,12-2,15) \cdot 10^3$. Твердость 3—4.

Он образует удлинненно-призматические, игольчатые и волокнистые кристаллы, радиально-лучистые и спутанно-волокнистые ватообразные агрегаты. Иногда морденит неразличим невооруженным глазом и представляет собой рыхлую ватообразную массу, в других случаях — это довольно плотное образование. Обычно он имеет белый цвет, но может быть окрашен примесью гематита в красный. В шлифах бесцветный. Его кристаллы обладают низким дву-преломлением.

Эрионит. $\text{Ca}(\text{Na},\text{K})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Гексагональный. Оптические свойства: $n_e=1,473-1,476$; $n_o=1,468-1,472$; $n_e-n_o=0,003$. Одноосный, оптически положительный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng\parallel c$; $Ng=Ne$. Плотность $2,02 \cdot 10^3$.

Встречается в виде белых тонкоигольчатых, напоминающих хлопок образований, листоватых и радиально-лучистых агрегатов. Ранее считался редким, однако сейчас, по-видимому, можно говорить о нем, как о более распространенном минерале. Он является продуктом изменения туфов кислого состава.

КАРБОНАТЫ

Безводные карбонаты

Кальцит. $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o=1,658$; $n_e=1,486$; $n_o-n_e=0,172$. Одноосный, оптически отрицательный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np\parallel c$; $Ne=Np$. Слайность по (1011) весьма совершенная, ромбоэдрическая под углом 75° . Плотность $2,715 \cdot 10^3$. Твердость 3.

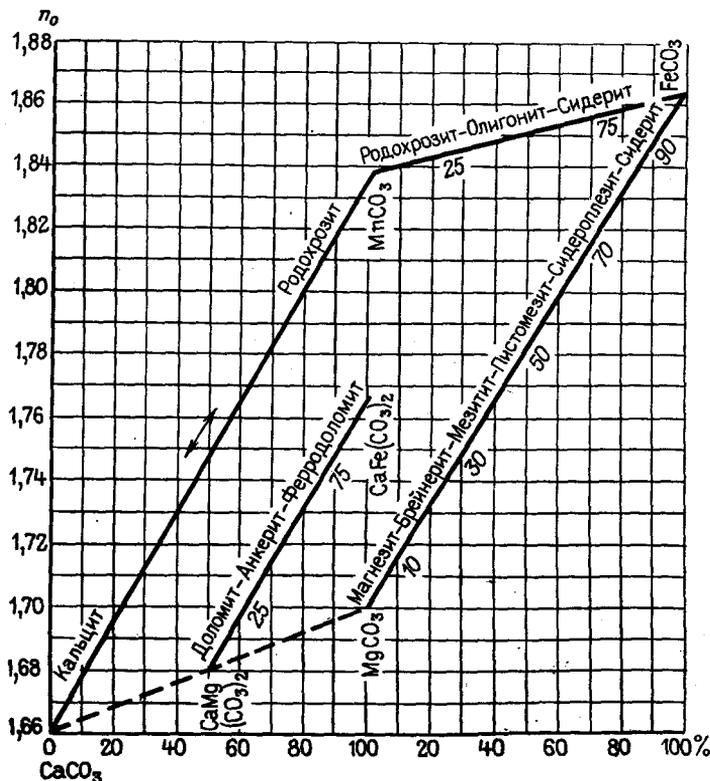


Рис. 41. Зависимость n_o тригональных карбонатов от их состава. По В. Е. Трегеру

В его структуре кальций может частично замещаться многими двухвалентными катионами. Наиболее обычно замещение кальция магнием, вследствие чего возникает твердый раствор метастабильного магнезиального кальцита. Имеются доказательства существования низкотемпературных марганцовистых кальцитов с содержанием $MnCO_3$ от 0 до 50 %. Менее известны изоморфные замещения кальция оксидом железа (II), стронцием, барием, кобальтом и цинком. Показатели преломления и плотность увеличиваются в зависимости от содержания Mg и Mn (рис. 41).

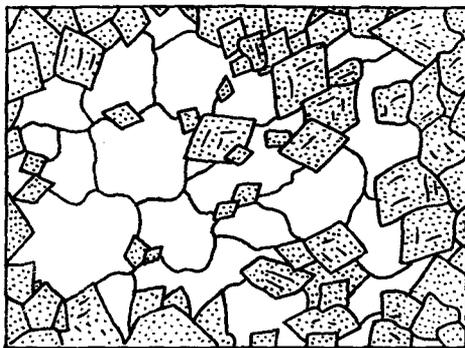


Рис. 42. Непокрытый шлиф доломитизированного известняка после обработки ализаринном красным-S. Нижний кембрий. Усольская свита. Осинский горизонт. Иркутский амфитеатр. Ув. 40, без анализатора.

Неправильные зерна (окрашенные в красный цвет в шлифе) — кальцит; ромбоэдрические и призматические (неокрашенные в шлифе) — доломит

Форма кристаллов по мере понижения температуры и хода кристаллизации меняется от таблитчатой и ромбоэдрической до остроромбоэдрической и скаленоэдрической. В осадочных породах кальцит обычно не дает правильных кристаллографических ограничений (рис. 42) и встречается в агрегатах зерен лапчатой, неправильной, овальной, округлой и волокнистой (псевдоморфной) форм. Зерна размером менее 10 мкм часто имеют удлиненную форму, прямое погасание и отрицательное удлинение. Кальцит совместно с арагонитом, высокомагнезиальным кальцитом и доломитом входит в состав разнообразных современных известковых илов и самостоятельно или совместно с доломитом создает различные структурные типы карбонатных пород: зернистые, строматолитовые, стустковые и комковатые, сферолитовые, оолитовые и онколитовые, обломочные, обломочно-раковинные, часто образует цемент, конкреции и прожилки в осадочных породах. Он бывает бесцветен или белый, иногда окрашен примесями в светлые оттенки серого, желтого, розового и красного цвета, реже бурый или черный.

В шлифах кальцит бесцветный, но благодаря резко выраженной псевдоабсорбции может показаться, что окраска меняется при повороте столика микроскопа от бесцветной до серой. Спайность в мелких зернах обычно не видна. В крупных зернах она хорошо выражена (отличие от арагонита) в виде двух систем трещин. Погасание относительно трещин спайности симметричное или близкое к нему. Полисинтетические двойники по $(01\bar{1}2)$ и $(000\bar{1})$ являются двойниками скольжения и образуются под действием дав-

ления на стадии метаморфизма. Двупреломление высокое, обуславливает белую перламутровую интерференционную окраску. От соответствующей окраски первого порядка она отличается тем, что в краях зерен при введении анализатора хорошо заметна многократная тонкая смена желтых и других цветов интерференции, соответствующая смене порядков цветов интерференции на таблице Мишель-Леви и общему количеству самих порядков.

Кальцит бурно вскипает в 10 %-ной соляной кислоте. В тонкозернистых агрегатах надежная диагностика от других карбонатов ведется по дифференциальным кривым нагревания и с помощью рентгенограмм. При размере зерен более 0,01 мм возможна диагностика в непокрытых шлифах микрохимическими методами (см. прил. 5).

В осадочных образованиях кальцит имеет обломочное и аутигенное происхождение. Основной формой выделений аутигенного кальцита в современный период является жизнедеятельность организмов. Хемогенное осаждение проявляется локально. В древних отложениях аутигенный кальцит, как показала в 1976 г. Т. М. Жаркова, имеет преимущественно седиментационное химическое или биохимическое происхождение. В строматолитовых и других биоморфных образованиях присутствует кальцит биохимический седиментационный и диагенетический. Кальцит фаунистических остатков является биогенным. Кальцитовый цемент в карбонатных и обломочных породах диагенетический хемогенный. Кальцит в трещинах, пустотах и кавернах пород или метасоматический гипергенный, или метагенетический.

Постседиментационные изменения кальцита изучены Т. М. Жарковой на примере древних отложений. Наиболее обычными процессами диагенетической стадии являются: перекристаллизация наиболее тонкого материала с увеличением размера зерен; частичное замещение кальцита доломитом; нарастание кальцита на скелетные остатки; кристаллизация карбоната в порах карбонатных и обломочных пород.

На стадии катагенеза происходят дальнейшая перекристаллизация карбонатного материала, частичное растворение известкового материала до образования стилолитов, замещение известкового материала вблизи стилолитов доломитом или гипсом, кристаллизация в пустотах. В обломочных известняках катагенетические изменения незначительны, в строматолитовых породах они не отмечены. На стадии метагенеза происходит сильная перекристаллизация в различных структурных и генетических типах пород до крупно- и грубозернистых. В гипергенезе имели место разная степень перекристаллизации кальцита до образования яснозернистых структур и кристаллизация кальцита в кавернах, трещинах и порах. К сожалению, пока неясен вопрос о минеральной форме осаждения карбоната (аргонит, магнезиальный кальцит или кальцит) в древних бассейнах. В современных океанических осадках содержание высокомагнезиального кальцита падает с глубиной в связи с переходом его в низкомагнезиальный кальцит.

Магнезит. $Mg[CO_3]$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o = 1,700-1,719$; $n_e = 1,509-1,527$; $n_o - n_e = 0,191-0,192$. Одноосный, оптически отрицательный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Погасание прямое. Спайность по $(10\bar{1}1)$ совершенная, ромбоэдрическая, под углом $72^\circ 30'$. Плотность $3 \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4,5.

Магнезит образует непрерывную серию твердых растворов с сидеритом. Кроме этого, магний в ограниченных размерах может замещаться марганцем, кальцием, никелем и кобальтом. Гидратированный основной карбонат магния — гидромагнезит представляет собой самостоятельный ромбический минерал. Существуют другие гидратированные ромбические магнезиальные минералы: лансфордит и несквегонит. Показатели преломления меняются в зависимости от содержания железа.

Кристаллы имеют ромбоэдрический, реже призматический, таблитчатый и скаленоэдрический облик. Обычны крупнозернистые, пластинчатые, грубоволокнистые, землистые и фарфоровидные метаколлоидные, напоминающие цветную капусту, агрегаты. Они бывают бесцветные, белые, серые, желтые и коричневые.

В шлифах магнезит бесцветный или серый за счет псевдоабсорбции, редко коричневатый. Окрашенные разности плеохроируют по схеме: $Ne < No$. В отличие от кальцита и доломита не образует полисинтетических двойников. В холодных кислотах не вскипает. Для определения магнезита применяют реакции окрашивания (см. прил. 5).

С. М. Корневский в 1973 г. показал, что магнезит является седиментационным и диагенетическим за счет рассольных концентраций магния в галогенных формациях морского происхождения. Он почти всегда ассоциирует с ангидритом. Вверх по разрезу галогенных формаций от подошвы их до кровли калиеносных зон роль доломита уменьшается, а магнезита растет. В калиеносных зонах всегда больше магнезита. В тафрогенных и миогеосинклинальных бассейнах, по наблюдениям П. П. Смолина, магнезит также имеет седиментационно-диагенетическое (за счет гидромагнезита) происхождение, но образуется в мелководных лагунарных условиях, в ассоциации с доломитом, при избыточном поступлении магния из кор выветривания гипербазитов. Магнезит образуется также в коре выветривания серпентинитов, а в ряде случаев, возможно, является результатом магнезиального метасоматоза известняков, доломитов, ультрабазитов.

Родохрозит. $MnCO_3$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o = 1,750-1,816-1,850$; $n_e = 1,540-1,597-1,617$; $n_o - n_e = 0,19-0,219-0,23$. Одноосный, оптически отрицательный. Дисперсия сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Погасание прямое. Спайность по $(10\bar{1}1)$ совершенная, ромбоэдрическая. Плотность $(3,20-3,70-4,05) \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4.

При нагревании он становится зеленовато-серым, затем черным. Чистый родохрозит редок. Марганец замещается в нем как

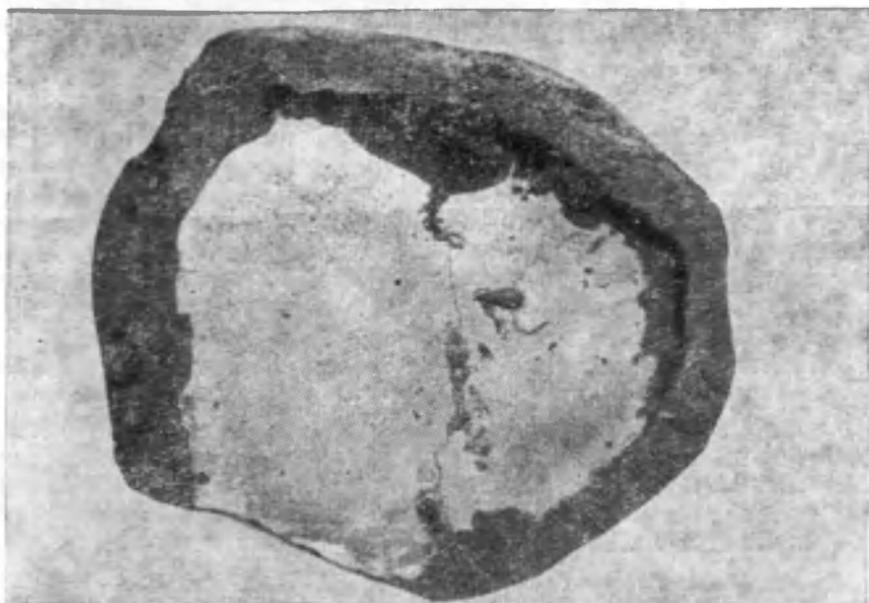


Рис. 43. Родохрозитовая конкреция. Мангышлакское месторождение марганца. Ув. 1. По Ж. В. Домбровской.

Оболочка окислена (темное) и состоит из смеси криptomелана и тодорокита

кальцием, так и оксидом железа (II). Предполагается существование изоморфных рядов сидерит—родохрозит и кальцит—родохрозит. Марганец может замещаться также магнием, цинком, кобальтом и кадмием. Показатели преломления увеличиваются с ростом содержания железа и уменьшаются с ростом примеси кальция (см. рис. 41).

Кристаллы встречаются редко. Они имеют толстотаблитчатый, призматический, ромбоэдрический и скаленоэдрический облик, часто с седлообразно или чечевицеизогнутыми гранями. Обычны зернистые и пелитоморфные агрегаты почковидного, шарообразного и конкреционного строения (рис. 43). Иногда родохрозит встречается в шестоватых агрегатах и землистых массах. В свежем состоянии он розовый, красный, желтовато-серый или белый с легким розоватым оттенком, а на воздухе со временем буреет.

В шлифах родохрозит бесцветный, точнее, сероватый за счет высокого рельефа и шагренево́й поверхности, иногда бледный розовато-желтый. У окрашенных разновидностей возможен плеохроизм по схеме $№ > №$. По трещинкам спайности родохрозит иногда окрашивается в темно-бурый, почти черный цвет. Цвета интерференции высокие, перламутровые. В крупных зернах изредка встречаются полисинтетические двойники по $(01\bar{1}2)$. Для пелитоморфного родохрозита характерно сферолитовое строение.

Известна диагенетическая разновидность родохрозита в морских осадочных месторождениях марганца. И. И. Волковым, Н. В. Логвиненко, Е. Г. Соколовой и Ю. А. Леин он описан в редких ветвистых конкрециях среди пелагических глин Тихого океана. Родохрозит образуется в восстановительную стадию диагенеза в осадках с невысоким содержанием $S_{орг}$ и является одним из характерных аутигенных минералов металлоносных осадков Красного моря [4].

Родохрозит при выветривании преобразуется в криптомелан, тодорокит, пиролюзит и другие оксиды марганца высшей валентности, а при метаморфизации переходит в браунит.

Сидерит. $Fe[CO_3]$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o = 1,851-1,875$; $n_e = 1,612-1,633$; $n_o - n_e = 0,239-0,242$. Одноосный, оптически отрицательный. Дисперсия сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Погасание прямое. Слайность по $(10\bar{1}1)$ совершенная, ромбоэдрическая, под углом 73° . Плотность $(3,50-3,96) \cdot 10^3$. Твердость 4-4,5. При нагревании становится бурым, затем чернеет и приобретает магнитность. Сидерит образует полные серии твердых растворов с родохрозитом и магнезитом. Иногда оксид железа (II) совместно замещается марганцем и магнием. Марганцовистая разновидность носит название «олигонит», магнезиальная — «сидероплезит». Замещение железа кальцием более ограничено. В химических анализах присутствует CaO , Fe^{2+} может замещаться цинком и кобальтом. Показатели преломления уменьшаются в зависимости от содержания Mg и Mn (см. рис. 41).

Сидерит имеет кристаллы характерного ромбоэдрического с закругленными гранями, таблитчатого, призматического либо скаленоэдрического облика. Агрегаты зернистые, радиально-лучистые, оолитовые или землистые. Цвет сидерита в свежем изломе желтовато-белый, голубовато-серый, светло-сероватый, иногда с буроватым оттенком. При выветривании становится бурым.

В шлифах он бесцветный, точнее, сероватый за счет высокого рельефа и резкой шагреневой поверхности, до желтовато-бурого. Окрашенные его разности обладают слабым плеохроизмом со схемой абсорбции $No > Ne$. По трещинкам и на границе зерен сидерит имеет часто бурый цвет. Цвета интерференции высокие перламутровые. В крупнозернистом перекристаллизованном сидерите изредка наблюдаются двойники по (0001) , редко полисинтетическое двойникование по $(01\bar{1}2)$. Точная диагностика в непокрытых шлифах производится с помощью микрохимических реакций (см. прил. 5).

Сидерит залегает в виде слоев, линз и отдельных конкреций сферосидеритов среди угленосных отложений; известен в известняках, ассоциирующих с сидеритовыми железняками; в кремневых сидеритах, состоящих из переслаивающихся тонкозернистого сидерита и черных кремней; в гематит-шамозитовых рудах. Коллоидальный карбонат железа в ассоциации с железистыми фосфата-

ми образует крупные скопления в современных низинных торфяниках. Как показали в 1976 г. В. А. Ковалев и А. Л. Жуховицкая, они образуются в восстановительных условиях болотной среды при $pH=5,5-7$ с участием активных форм оксида железа (II), карбонатных ионов и гидроксида в присутствии фосфора. Сидерит является одним из характерных аутигенных минералов металлоносных осадков Красного моря [4].

Доломит. $CaMg[CO_3]_2$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o=1,679-(1,703)$; $n_e=1,500-(1,520)$; $n_o-n_e=0,178-(0,185)$. Одноосный, оптически отрицательный. Дисперсия сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np\parallel c$; $Ne=Np$. Погасание прямое. Спайность по $(10\bar{1}1)$ совершенная, ромбоэдрическая под углом $73^\circ 45'$. Плотность $(2,86-2,93) \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4.

В структуру доломита в небольших количествах могут входить Fe^{2+} , Zn и Mn , замещающие магний, и Pb , замещающий кальций. В некоторых доломитах установлено избыточное содержание $CaCO_3$, в меньших размерах — замещение кальция магнием. Показатели преломления увеличиваются при более высоком содержании железа (см. рис. 41).

Кристаллы встречаются часто. Они имеют ромбоэдрический, реже призматический облик (см. рис. 42). В кристаллах нередко наблюдаются ядра и зональность более темного вещества, а также загрязнение краев зерен. Кристаллики размером менее 0,01—0,02 мм имеют изометричную форму и часто закруглены. Доломит самостоятельно или с кальцитом образует почти те же структурные типы агрегатов, что и кальцит, бесцветные или белые, часто с желтоватым, буроватым или зеленоватым оттенком.

В шлифах доломит бесцветный или серый за счет псевдоабсорбции, редко коричневатый. Имеет высокие цвета интерференции. Иногда наблюдаются двойники по (0001) , $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$ и двойники скольжения по $(02\bar{2}1)$. Полисинтетические двойники скольжения в отличие от кальцита располагаются по короткой диагонали ромбоэдра. От других карбонатов в непокрытых шлифах отличается реакциями окрашивания (см. прил. 5).

Современные и плейстоценовые доломиты, как показали Дж. Фридмен и Дж. Сендерс в 1970 г., встречаются в ассоциации с арагонитом, кальцитом, гипсом, ангидритом и галитом в мелководных озерных и морских отложениях, отличающихся высокой соленостью, температурой и концентрацией ионов магния. Большинство доломитов образовалось путем избирательного замещения арагонита или кальцита во время осадконакопления либо в течение диагенеза осадков. Часто наблюдаются доломитизированные рифовые породы. Для глубоководных карбонатных отложений океанов доломиты не характерны, что объясняется, как показали в 1976 г. Т. Н. Голубовская и Д. К. Патрунов, неглубоким (несколько сот метров) положением уровня компенсации магниезального кальцита. Отдельно встречающиеся зерна доломита в глубоководных условиях принято считать детритовыми или связан-

ными с влиянием эвапоритовых условий и восстановительной среды, а также с процессами подводного вулканизма или гидротермального метаморфизма. Ю. П. Казанский в 1976 г. при рассмотрении результатов экспериментов по моделированию выделил три группы древнего карбоната накопления: 1) прибрежные и мелководные известняки и доломиты, переходящие в сторону открыторморских фаций в известняки; 2) мелководные и открыторморские известняки и доломиты; 3) известняки и доломиты внутриконтинентальных бассейнов, проливов и заливов. Первая группа прослеживается начиная с раннего докембрия. Вторая ассоциация наиболее широко распространена в среднем и позднем протерозое, исчезает в раннем палеозое. Третья группа появляется в конце докембрия, получает развитие в палеозое и занимает подчиненное положение в мезозое и кайнозое.

Доломит древних отложений Н. М. Страхов считал седиментационным, обусловленным влиянием щелочного резерва моря. А. Буко, рассмотревший в 1979 г. силурийские доломиты центральных частей седиментационных бассейнов (известны на Северо-Американской, Восточно-Европейской и Сибирской платформах), пришел к выводу, что здесь имеет место биотическая доломитизация, повышающая при поглощении организмами кальция отношение Mg/Ca. В настоящее время стало совершенно ясным, что для образования доломита важно первоначальное накопление в карбонатном осадке магния и последующее диагенетическое преобразование его в доломит. К числу веществ, содержащих магний, относятся магнезиальный кальцит и протодоломит — ромбодрический карбонат с неупорядоченной структурой и тенденцией к обогащению изоморфной примесью CaCO_3 . Одним из ведущих факторов доломитизации признается органическое вещество, разложение которого приводит к образованию CO_2 и участию его в возникновении доломита. Этим объясняется, в частности, связь доломитообразования с рифовыми комплексами, «черными сланцами», зонами сульфат-редукции, пластами строматолитов. Т. М. Жаркова в 1976 г. обратила внимание на доломитизацию скелетных остатков трилобитов, археоциат и брахиопод, а также цементирующего их материала кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Не исключено влияние и других факторов доломитизации карбонатных пород, таких, как отношение $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ в растворе, степень его солёности, температура, содержание CO_3^{2-} и т. п. [31].

Постседиментационные изменения доломитов отчетливо выражены в древних отложениях и рассмотрены Т. М. Жарковой. При диагенезе имели место: 1) слабая перекристаллизация новообразованного илистого доломита с увеличением размера зерен; 2) кристаллизация гипса и галита за счет иловых вод; 3) кристаллизация доломита в порах; 4) осаждение кремнезема в пустотках биоморфных доломитов. При катагенезе: 1) продолжалась перекристаллизация до образования яснозернистых пород; 2) шло растворение с образованием стилолитов; 3) имела место кристал-

лизация в порых пород кальцита, гипса или ангидрита (?), галита или кремнезема; 4) происходило замещение доломита вблизи стилолитов гипсом, ангидритом (?), кремнеземом или галитом. При метagenезе и гипергенезе доломит замещался кальцитом. На стадии гипергенеза в кавернах, трещинах и порых кристаллизовался кальцит или гипс.

Анкерит. $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{CO}_3]_2$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o=1,690-1,750$; $n_e=1,510-1,548$; $n_o-n_e=0,182-0,202$. Одноосный, оптически отрицательный. Дисперсия сильная. Ориентировка оптической индикатрисы и спайность, как у доломита. Погасание прямое. Плотность $(2,93-3,10) \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4.

Главное изоморфное замещение в анкерите представлено заменой магния оксидом железа (II), сопровождающееся появлением в положениях Fe и Mg заметных количеств Mn. В изоморфной серии $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2-\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ к анкериту относятся составы с отношением $\text{Fe}/\text{Mg}=1:4$. У. Дир, Р. Хауи и Дж. Зусман область составов анкерита увеличивают до точки с отношением $\text{Mg}/\text{Fe}=4:1$, т. е. до доломита, в котором 20 % положений Mg занято Fe^{2+} и Mn. В сильножелезистом анкерите Ca явно замещается Fe^{2+} . Иногда в анкеритах присутствует оксид железа (III), а в чистых анкеритах избыточный кальций, вероятно, замещает магний. Анкерит, содержащий во многих случаях большие количества Mn, ассоциирует с родохрозитом и другими марганцовистыми минералами.

Анкерит встречается в карбонатных породах среди битуминозных глин в виде чечевицеобразных ромбоздрических кристаллов, тонкозернистых агрегатов, иногда конкреций. Для него характерны белый, серый, желтый и коричневый цвета. Поверхность образцов за счет окисления часто бурая. В шлифах он бесцветный или серый за счет псевдоабсорбции. Цвета интерференции высокие. Иногда наблюдаются двойники по (0001) , $(10\bar{1}0)$ и $(11\bar{2}0)$.

В холодных разбавленных кислотах анкерит не вскипает. От доломита отличается бурой поверхностью выветрелых образцов и тем, что при нагревании буреет. Точная диагностика возможна с помощью измерения показателей преломления в иммерсионных жидкостях, по дифференциальным кривым нагревания, окрашиванием непокрытых шлифов (см. прил. 5).

Условия образования анкерита близки к условиям образования доломита в присутствии приносимого с суши глинистого материала. При этом железо восстанавливалось органическим веществом.

Арагонит. $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=1,685-1,686$; $n_m=1,680-1,681$; $n_p=1,530-1,531$; $n_g-n_p=0,155-0,156$. Двусосный, оптически отрицательный: $-2V=18^\circ$; $r < v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel a$; $Ng \parallel b$. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Спайность по (010) несовершенная, по (110) плохая. Плотность $2,95 \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4.

Наиболее часто в арагоните проявляется замещение кальция стронцием, присутствуют небольшие количества SrO, установлено замещение кальция свинцом, барием, магнием и марганцем.

Он имеет кристаллы длиннопризматические, игольчатые, толстостолбчатые. Часто наблюдаются двойники по (110), параллельные оси *c*, иногда — псевдогексагональные тройники, шестерники и сложные полисинтетические двойники. Агрегаты представлены шестоватыми и радиально-лучистыми сростаниями индивидов, пизолитами с радиально-волокнистым и концентрически-зональным строением, кристаллическими корками, сталактитами и сталагмитами, остатками некоторых организмов. Цвета арагонита разнообразны: бесцветный, белый, желтоватый, иногда синий, зеленый, розоватый. В шлифах он бесцветный. Псевдоабсорбция выражена отчетливо. Цвета интерференции нежные, разноцветные высшего порядка в отличие от белых, перламутровых у кальцита. Арагонит по свойствам и поведению в HCl сходен с кальцитом, однако отличается от последнего отсутствием хорошей спайности по ромбоэдру, обликом кристаллов, повышенной твердостью. В бромформе он тонет, в то время как кальцит и доломит всплывают. Для отличия от других карбонатов в некоторых шлифах применяют реакции окрашивания (см. прил. 5).

Арагонит является неустойчивой модификацией CaCO₃. Он составляет раковины многих известковых организмов, совместно с высокомагнезиальным кальцитом входит в состав современных прибрежных известковых осадков и осадков водоемов, отличающихся наиболее высокой соленостью, с гипсом и целестином обнаружен в серных месторождениях и карбонатно-глинистых породах, с лимонитом и сидеритом встречается в осадочных месторождениях железных руд, а также отлагается из горячих источников. Его кристаллизация стимулируется солями стронция, магния и свинца. В современных океанических отложениях, как показали в 1976 г. Т. Н. Голубовская и Д. К. Патрунов, содержание арагонита уменьшается с глубиной: частично вследствие растворения, частично вследствие трансформации его в низкомагнезиальный кальцит. Примесь стронция препятствует превращению арагонита в кальцит.

Стронцианит. Sr[CO₃]. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,688$; $n_m = 1,667$; $n_p = 1,520$; $n_g - n_p = 0,1486$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V = 7^\circ$; $r < v$, очень слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Спайность хорошая по (110). Удлинение отрицательное. Плотность $3,75 \cdot 10^3$. Твердость 3,5. В стронцианите присутствует 6—7 % CaO и менее процента BaO. Экспериментально получена непрерывная серия твердых растворов с Ba[CO₃].

Призматические до игольчатых кристаллы стронцианита встречаются редко. Обычно это зернистые, сплошные, плотные, шестоватые и волокнистые агрегаты. Стронцианит в природе обычно бесцветный, снежно-белый, желтоватый, красноватый или зелено-

ватый. В шлифах он бесцветный. Обычны двойники, иногда встречаются тройники, четверники, полисинтетические двойники.

Его агрегаты, конкреционные совместно с гипсом и целестином в известняках, мергелях, глинах, встречаются в кальцитовых «шляпах» соляных куполов. Иногда стронцианит входит в состав фосфоритовых конкреций в глинистых породах. Его вулканические и гидротермальные разновидности находятся в ассоциации с баритом, кальцитом, целестином.

Нахколит (бикарбонат натрия). $\text{NaH}[\text{CO}_3]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,582-1,586$; $n_m=1,500$; $n_p=1,376-1,380$; $n_p-n_g=0,206$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=75^\circ$; $r > v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp=27,5^\circ$; $Nm\parallel b$. Спайность совершенная по (101), хорошая по (111), несовершенная по (100). Плотность $2,21 \cdot 10^3$. Твердость 2,5.

У нахколита кристаллы призматические с совершенной спайностью по (101), а агрегаты рыхлые, кристаллические, пористые, в виде выцветов и конкреций. Это бесцветный, белый, красноватый или бурый минерал, легко растворяющийся в воде. В шлифах бесцветный. Часто наблюдаются двойники. Так как угол погасания почти равен половине угла между осями c в двойниках по (101), нахколит можно распознать по характерному одновременному погасанию обеих частей двойника.

Он встречается в ассоциации с другими содовыми минералами в эоценовой формации Грин-Ривер, в отложениях оз. Сирлс, шт. Калифорния (США), оз. Магади (Кения). В отличие от давсонита садка нахколита в бассейнах приходилась, как показал в 1973 г. С. М. Кореневский, на периоды замедления или даже полного прекращения поступления в них продуктов выветривания и эрозии и обмеления бассейна. Этот минерал требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Давсонит. $\text{NaAl}[\text{CO}_3](\text{OH})_2$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=1,596$; $n_m=1,542$; $n_p=1,466$; $n_g-n_p=0,130$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=77^\circ$; $r < v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng\parallel b$; $Nm\parallel c$; $Np\parallel a$. Спайность по (110) совершенная. Плотность $2,4 \cdot 10^3$. Твердость 3. Плохо растворяется в воде с образованием щелочной реакции и выделением $\text{Al}(\text{OH})_3$. Пластичен. В химическом составе иногда отмечается небольшой избыток воды.

Давсонит является наряду с треной самым распространенным содовым минералом. Он обладает микроконическими тонкопластинчатыми и игольчатыми кристаллами, вытянутыми по оси c . Для него обычны микроскопические сноповидные, лучистые, пучковидные и сферолитовые агрегаты размером в доли миллиметра, реже до 1 мм, гнездовидные (конгломератовидные) выделения размером до 3—4 см скрытокристаллического давсонита, выполнения полостей, мелких трещин, в том числе вблизи растительных остатков, замещение цемента.

Давсонит — это обычно бесцветный, белый, розовато-бурый минерал, придающий вмещающим породам белесый, розоватый или

беловатый оттенок. В шлифах он бесцветный. В случае игольчатых, пучковидных и сферолитовых агрегатов отчетливо выражена псевдоабсорбция, вследствие чего отдельные лучики агрегатов наблюдаются как минералы то первой, то четвертой группы. Этот минерал легко диагностируется по морфологии агрегатов, псевдоабсорбции, высокому двупреломлению. В случае тонких слабо реагирующих на поляризованный свет агрегатов требуется применение рентгеновского и термического методов диагностики. Под сканирующим микроскопом для него характерно скопление индивидов, различных по форме: от удлиненных призматических до щепковидных удлиненных размером до 10 мкм.

Давсонит полигенетичен: относится к гипергенному, лимногенному, катагенному и гидротермальному типам. В большинстве случаев он приурочен к осадочным, преимущественно терригенно-карбонатным, часто битуминозно-углистым породам. Его появлению способствует присутствие пирокластики. В. П. Петров в 1985 г. указал, что во всех случаях выявления давсонита вмещающие породы были в той или иной мере обогащены органическим веществом. Источником алюминия являются алюмосиликатные и глиноземистые минералы и вулканогенный материал. Образование давсонита, по мнению Е. Ф. Станкевича и Ю. В. Баталина, происходит при воздействии на них высокощелочных (содовых) растворов, содержащих повышенные количества карбонатов и бикарбонатов натрия. Такие воды регионально распространены: в верхних водоносных горизонтах угленосных бассейнов; в нефтегазоносных областях; в породах, богатых органическим веществом; в районах современного или недавнего вулканизма, где идет генерация значительных объемов углекислоты; в аридных зонах на участках содового засоления. Обычными его аутигенными спутниками являются цеолиты и монтмориллонит, что говорит о значительном влиянии продуктов разложения пирокластами на образование давсонита.

Водные карбонаты

Термонарит. $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,524-1,525$; $n_m = 1,506-1,509$; $n_p = 1,420$; $n_g - n_p = 0,104-0,105$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V = 48^\circ$; $r < v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $Nm \parallel c$. Спайность несовершенная по (010). Плотность $2,25 \cdot 10^3$. Твердость 1,5. Растворяется в воде. Легко вскипает в HCl.

Он имеет кристаллы в виде тонких базальных пластинок или табличек по (010), а также зернистые и порошковатые агрегаты. В природе термонарит встречается в виде бесцветных и белых корочек или выцветов — осадков содовых озер. Он кристаллизуется в течение летнего седиментационного цикла; известен в выцветах фумарол, иногда отлагается из горячих источников вулканических областей. Для наблюдения термонарит требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Сода (натрон). $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Моноклидная. Оптические свойства: $n_g=1,440$; $n_m=1,425$; $n_p=1,405$; $n_g-n_p=0,035$. Двуосная, оптически отрицательная: $-2V=71^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$. Спайность совершенная по (100), несовершенная по (010). Плотность $1,48 \cdot 10^3$. Твердость 1—1,45.

Кристаллы (искусственные) соды таблитчатые, а агрегаты кристаллические, зернистые, рыхлые и в виде выцветов. Она бывает бесцветная, белая, желтоватая и сероватая. Легко растворяется в воде, вкус щелочной. При действии HCl бурно вскипает. На воздухе теряет воду и белеет. При слабом нагревании плавится, выделяя термонатрит.

Сода известна в рапе и донных отложениях содовых озер низовьев Днепра, в Голодной степи, в Илийской впадине, в Забайкалье, Якутии и других регионов. В большинстве озер сода содержится лишь в озерной рапе и образует сезонные выцветы на льду и почве, а также поверхностные корки содовых минералов. Садка содовых минералов обычно зимняя, в засушливое время — летняя. Содовые озера, как показал в 1962 г. Н. М. Страхов, локализируются в засушливой зоне геологических областей двух типов: 1) области развития кислых, средних и щелочных кристаллических пород; 2) области развития песчаных пород, богатых полевыми шпатами, т. е. продуктами механической денудации первых областей. Налеты соды образуются также из вулканических возгонов.

Трона. $\text{Na}_2\text{H}[\text{CO}_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Моноклидная. Оптические свойства: $n_g=1,540-1,543$; $n_m=1,492$; $n_p=1,412-1,418$; $n_g-n_p=0,125-0,128$. Двуосная, оптически отрицательная: $-2V=72^\circ$; $r < v$, отчетливая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $cNg=83^\circ$. Спайность совершенная по (100), хорошая по (101). Плотность $2,13 \cdot 10^3$. Твердость 3. Растворяется в воде. Вкус щелочной.

Трона имеет таблитчатые кристаллы, вытянутые по b . Ее агрегаты волокнистые, столбчатые, часты кристаллические корки. В природе она бесцветная, белая или желтая от примесей, а в шлифах только бесцветная. Обладает псевдоабсорбцией.

Трона — один из распространенных содовых минералов, который образуется в содовых озерах, гидротермах вулканических областей, fumarолах. На воздухе она не выветривается, а для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Гидроталькит. $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o=1,510-1,518$; $n_e=1,485-1,502$; $n_o-n_e=0,012-0,017$. Одноосный, оптически отрицательный, иногда двуосный с малым $2V$. Спайность совершенная по (0001). Удлинение положительное. Плотность $(2,04-2,09) \cdot 10^3$. Твердость 2.

Он образует мелкие чешуйки, шестиугольные пластинки, листоватые агрегаты, сферические сростки белого цвета, иногда желтоватые. Гидроталькит на ощупь жирный, в тонких срезах просвечивает, а в шлифах бесцветный. Он является минералом коры выветривания магнезиальных пород, диморфен с манассентом, с которым обычно образует параллельные сростания, и наблюдается в

корках, прожилках среди серпентинитов. Гидроталькит образуется за счет антигорита, талька, хлорита и шпинели в результате воздействия на них карбонатных вод. В. П. Иванова и В. Н. Москалева в 1970 г. при термографических исследованиях серпентинитов Казахстана обнаружили широкое развитие минералов группы гидроталькита. Волокнистые массы этих минералов находятся в тесном сростании с серпентином и поэтому пропускаются при оптических исследованиях. Н. А. Лисицына, В. А. Дриц, Г. В. Соколова и В. А. Александрова в 1985 г. определили широкое распространение гидроталькитоподобных минералов среди продуктов низкотемпературных преобразований вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах подводных гор Атлантического океана. Они кристаллизуются после образования филлипсита при наличии в остаточном растворе достаточных количеств ионов Mg и Al.

Манассеит. $Mg_6Al_2(OH)_6CO_3 \cdot 4H_2O$. Гексагональный. Оптические свойства: $n_o=1,524$; $n_e=1,510$; $n_o-n_e=0,014$. Одноосный, оптически отрицательный, иногда аномально двуосный с малым $2V$. Удлинение положительное. Плотность и твердость как у гидроталькита.

Он диморфен с гидроталькитом, образует чешуйки и их агрегаты голубоватых или серых оттенков. В шлифах манассеит бесцветный. Условия нахождения аналогичны гидроталькиту. Т. Н. Соколова [37] в глинистых линзах среди залежей борно-калийно-магниевых солей купола Индер нижнепермской соленосной формации Прикаспийской впадины обнаружила манассеит в виде необычных хорошо ограненных кристаллов размером более 0,01 мм в форме шестигранной пирамиды и комбинации ее с шестигранной призмой. Реже встречается трехгранная призма с равносторонним треугольником в сечении. По мнению Т. Н. Соколовой, манассеит и другие минералы группы гидроталькита являются в ассоциации с глинистыми гидратированными талькоподобными минералами и серпентином ведущими индикаторными минералами стадии садки калийно-магниевых солей купола Индер. Их присутствие не исключается в других регионах соленакпления.

НИТРАТЫ

Натровая селитра (нитронатрит). $Na[NO_3]$. Тригональная. Оптические свойства: $n_o=1,585$; $n_e=1,337$; $n_o-n_e=0,248$; n_e (на спайности) $=1,467$. Одноосная, оптически отрицательная. Спайность совершенная по ромбоэдру ($10\bar{1}1$). Плотность $2,27 \cdot 10^3$. Твердость 1,5—2. Вкус освежающий. Растворяется в воде. Гигроскопична, расплывается на воздухе. Вспыхивает при нагревании.

Кристаллы натровой селитры ромбоэдрического облика, напоминающие кальцит. Обычно они наблюдаются в сплошных зернистых массах в виде корок и выцветов. Цвет селитры белый, серый, красновато-бурый, лимонно-желтый. В шлифах она бесцветна.

Условия ее образования аналогичны калиевой селитре, однако в отличие от последней образует крупные скопления в сухих, жарких, лишенных растительности областях. Для наблюдения натровой селитра требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Калиевая селитра (нитрокалит). KNO_3 . Ромбическая. Оптические свойства: $n_g=1,506$; $n_m=1,505$; $n_p=1,335$; $n_g-n_p=0,171$. Двуосная, оптически отрицательная: $-2V=7^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel b$; $Nm \parallel a$; $Ng \parallel c$. Спайность по (011) и (010) хорошая, по (110) несовершенная. Плотность $2,11 \cdot 10^3$. Твердость 2.

Ее кристаллы изометричны или игольчатые, сходные с арагонитовыми. Обычно калиевая селитра встречается в виде рыхлых белых корочек и выцветов. Она хорошо растворяется в воде, а при прокаливании на угле дает сильную вспышку.

Калиевая селитра совместно с другими нитратами известна в пустынях Атакама, Мохаве, Сахара, Гоби, аридных областях, в Антарктиде вдоль западного склона ледника Росса, в древних — ордовикских песчаниках Калгурли (Австралия). Накопление в воде нитратов происходило в пустынных областях при минимальном количестве атмосферных осадков. Оно шло параллельно с континентальным соленакоплением в краевых частях поверхностных солеродных бассейнов. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

БОРАТЫ

Безводные бораты

Ашарит. $\text{Mg}_2[\text{B}_2\text{O}_4(\text{OH})]\text{OH}$. Ромбический (?). Оптические свойства: $n_g=1,650$; $n_m=1,646$; $n_p=1,575$; $n_g-n_p=0,075$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V$ малый. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel$ волокнам. Спайность совершенная по (110), несовершенная по (100), (010), (001). Плотность $(2,65-2,68) \cdot 10^3$. Твердость 3—3,5.

Он образует тонковолокнистые, войлокоподобные агрегаты в виде конкреций, прожилков, корок, налетов, а также порошковатые и плотные мелоподобные массы. Ашарит в природе имеет белый, сероватый или желтоватый цвет. В шлифах он бесцветный.

По данным С. М. Корневского, он является диагенетическим образованием галитовой стадии морского галогенеза и гипергенным и встречается в Индерском месторождении совместно с другими боратами: пандермитом, колеманитом, иньбитом, улекситом, гидроборацитом в глинисто-гипсовых породах в кровле соляного купола. Я. Я. Яржмский считает ашарит продуктом изменения преимущественно калиборита, в меньшей степени пинноита и гидроборацита [49].

Борацит. $\text{Mg}_3[\text{B}_7\text{O}_{13}]\text{Cl}$. Диморфен: ниже 538 К имеет ромбическую сингонию, выше — кубическую сингонию. Оптические свой-

ства: $n_g=1,673$; $n_m=1,667$; $n_p=1,662$; $n_g-n_p=0,011$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=85^\circ$. Спайность отсутствует. Плотность $2,95 \cdot 10^3$. Твердость 7.

Он имеет кристаллы изометрического габитуса — псевдокубические, псевдотетраэдрические, а также агрегаты в виде сплошных тонкозернистых мраморовидных масс и желваков оолитов. Цвет борацита белый с сероватым, желтоватым или зеленоватым оттенками. В шлифах он бесцветный. Часто наблюдаются оолитовые структуры волокнистого борацита. А. Г. Бетехтин считает его волокнистость гипергенным новообразованием. По мнению С. М. Корневского, происхождение борацита седиментационное на доломито-гипсовой, галитовой, сульфатно-магниево-сильвинитовой и карналлитовой стадиях морского галогенеза, иногда диагенетическое.

Водные бораты

Гидроборацит. $\text{CaMg}[\text{B}_6\text{O}_{11}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,569-1,571$; $n_m=1,534$; $n_p=1,520-1,523$; $n_g-n_p=0,049$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=60^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm \parallel b$; $cNp=33^\circ$. Спайность совершенная по (010). Плотность $(2,0-2,17) \cdot 10^3$. Твердость 2. Растворяется в кислотах.

Кристаллы гидроборацита плоскоигольчатые, волокнистые, обычны в сферолитовых, грубоволокнистых, игольчатых и спутанноволокнистых агрегатах, прожилках параллельно-волоконного строения, напоминающих гипс-селенит. В некоторых месторождениях зафиксированы его микрозернистые тонкоплитчатые и фарфоровидные разновидности. В природе он бесцветный, прозрачный или белый, реже розоватый, сероватый, серый, грязно-зеленый за счет примесей, а в шлифах бесцветный, отчетливо тонкоигольчатый с косым погасанием, иногда почти волокнистый. Наблюдается псевдоабсорбция. От всех других боратов отличается четкой радиально-лучистой структурой, более тонкой, чем у колеманита.

Этот минерал диагенетический на доломит-гипсовой и галитовой стадиях морского галогенеза, гипергенный метасоматический в гипсовых шляпах. Он часто ассоциирует с ашаритом, улекситом, иньонитом, колеманитом.

Калиборит. $\text{KMg}_2[\text{B}_{11}\text{O}_{19}] \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,550$; $n_m=1,525$; $n_p=1,508$; $n_g-n_p=0,042$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=65^\circ$. Спайность совершенная по (100) и (001). Плотность $2,13 \cdot 10^3$. Твердость 4—4,5.

Кристаллы калиборита изометрические, а агрегаты зернистые или имеют вид кристаллических сростков. В природе он бесцветный, белый, красновато-бурый. Как показал в 1973 г. С. М. Корневский, седиментационный калиборит появляется на сульфатно-магниево-сильвинитовой стадиях морского галогенеза. Бороносны в основном горизонты калийно-магневых солей или непосредственно вмещающие их соляные породы. Садка боратов осуществ-

вляется не с чистыми хлоридами калия и магния, а с солями, содержащими заметные количества сульфата магния — эпсомит и полигалит, а затем кизерит. Я. Я. Яржемский в 1958 г. отметил, что калиборит развит в нижней части полигалит-сильвинитовой зоны, чаще всего совместно с полигалитом и сильвинитом. Диагенетический калиборит появляется в условиях литификации соляного пласта. Выше уровня основного водоносного горизонта купола Индер (Прикаспийская впадина) он не встречается, так как вблизи соляного зеркала переходит в ашарит, улуксит, а в верхней части соляной толщи близ гипсовой шляпы замещается полигалитом. В обстановке выветривания переходит в ашарит, улуксит, местами полигалит.

Хильгардит (гилгардит). $\text{Ca}_8[\text{B}_6\text{O}_{11}]_3 \cdot \text{Cl}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,664$; $n_m=1,636$; $n_p=1,630$; $n_g-n_p=0,034$. Двусный, оптически положительный: $+2V=35^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm\parallel b$; $cNg=1,5^\circ$. Спайность совершенная по (010), несовершенная по (100). Плотность $2,71 \cdot 10^3$. Твердость 5.

Он имеет таблитчатые кристаллы и венцевидные агрегаты, сложенные в ядре микрозернистым хильгардитом, по периферии — тонкими зернами в виде лепестков или венчика копьевидных табличек хильгардита. По мнению С. М. Корневского, происхождение этого минерала седиментационное или диагенетическое преимущественно на сульфатно-магниевой и сильвинитовой стадиях морского галогенеза. Он обнаружен в нерастворимом остатке карналлитов купола Индер [49] и каменной соли региона Галф-Кост соляного купола Чоктав, шт. Луизиана (США).

Стронциохильгардит (стронциогилгардит). $(\text{Sr}, \text{Ca})_2[\text{B}_4\text{O}_8] \times \text{H}_2\text{O}$. Триклинный. Оптические свойства: $n_g=1,670$; $n_m=1,639$; $n_p=1,638$; $n_g-n_p=0,032$. Двусный, оптически положительный: $+2V=19^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNg=21^\circ$. Спайность по (001) хорошая, по (011) ясная. Плотность $2,99 \cdot 10^3$. Твердость 5—7. Синонимы: кургантаит, тыретскит.

Этот минерал образует бесцветные или желтоватые таблитчатые, реже столбчатые кристаллы и желваково-зернистые агрегаты. В шлифах он бесцветный, имеет рельеф пятой группы и высокое двупреломление.

Стронциохильгардит известен как диагенетический минерал в некоторых засоленных доломитах, ангидритах и ангидрито-доломитах морских галогенных формаций. Ассоциирует с доломитом, ангидритом, галитом, сильвинитом, целестином, борацитом, данбуритом и другими минералами. Спорадическое распространение борных минералов, в том числе данбурита и стронциохильгардита, в галогенных породах может свидетельствовать о локальном поступлении бора в морскую воду при вулканической деятельности в этом районе.

Пинноит. $\text{Mg}[\text{BO}_2]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Тетрагональный. Оптические свойства: $n_e=1,574-1,575$; $n_o=1,562-1,565$; $n_e-n_o=0,010-0,012$.

Одноосный, оптически положительный. Плотность $2,27 \cdot 10^3$. Твердость 3,5. Растворяется в кислотах.

Его кристаллы короткопризматические, а агрегаты тонкозернистые, тонкопластинчатые, розетковидные, конкреционные. Цвет желтоватый, фиолетово-зеленый. В соляных залежах распространен диагенетический пинноит. Он часто встречается совместно с борацитом. Формирование пинноита, так же как и преобразенскита, калиборита, сульфоборита, хильгардита, ашарита и других боратов, С. М. Корневский связывает с локальными разбавлениями, метаморфизацией и изменениями температурного режима рапы, диагенезом соляного осадка и литификацией его.

Люнебургит. $Mg[(PO_4)_2B_2O(OH)_4] \cdot 6H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,545$; $n_m=1,541$; $n_p=1,520$; $n_g-n_p=0,025$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=62^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm \parallel b$, погасание Ng и Np около 45° к удлинению. Спайность ясная по (110) под углом 73° . Плотность $2,05 \cdot 10^3$. Твердость 2. Растворяется в кислотах.

Кристаллы псевдогексагональные, вытянутые по a . Агрегаты тонковолокнистые, конкреционные, землистые. Минерал в природе бесцветный, белый и буроватый; в шлифах бесцветный.

По-видимому, это диагенетический минерал в отложениях доломитово-гипсовой и частично галитовой стадии морского галогенеза. Желваки люнебургита обнаружены в одном из прослоев соленосных глин Стебниковского месторождения калийных солей. В Южном Гарце люнебургит совместно с данбуритом, стронциохильгардитом, паравиттитом, стронциоджиноритом и селлаитом образовался при метаморфизации первичной кизерито-карналлитовой породы в ангидритовый хартзальц. В калийном месторождении Карлсбада белые желваки люнебургита отмечены в галите и глинах из сильвинита.

Тинкалконит. $Na_2[B_4O_5(OH)_4] \cdot 3H_2O$. Тригональный. Оптические свойства: $n=1,463$ (природный минерал); $n_e=1,474$; $n_o=1,461$; $n_e-n_o=0,013$ (искусственные кристаллы). Одноосный, оптически положительный. Плотность $1,88 \cdot 10^3$.

Является продуктом поверхностного изменения буры вначале в виде белого налета и корки, затем рассыпающегося белого непрозрачного порошка.

Кернит. $Na_2[B_4O_6(OH)_2] \cdot 3H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,488$; $n_m=1,472$; $n_p=1,454$; $n_g-n_p=0,034$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=80^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel b$ спайности; $cNp=70^\circ 30'$. Спайность совершенная по (100), ясная по (001) и $(\bar{2}01)$. Плотность $1,91 \cdot 10^3$. Твердость 2,5. Очень медленно растворяется в холодной воде.

Кернит имеет почти изометрические, несколько удлиненные, клинообразные кристаллы, волокнистые и зернистые его агрегаты. Бесцветные, белые и непрозрачные из-за поверхностной пленки тинкалконита. В шлифах он бесцветный.

Местом образования кернита являются континентальные засоленные озера с содовым или сульфатно-натриевым типом рапы. По данным С. М. Кореневского, он появляется в результате метасоматического воздействия боросодержащих вулканических газовой-водных растворов на вмещающие осадочные образования.

Бура. $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Моноклинная. Оптические свойства: $n_g=1,472$; $n_m=1,469$; $n_p=1,447$; $n_g-n_p=0,025$. Двуосная, оптически отрицательная: $-2V=39^\circ 36'$; $r > v$, ясная. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNg \simeq 54-55^\circ$; $Np \parallel b$. Спайность совершенная по (100), ясная по (110) под углом $84^\circ 56'$. Плотность $(1,69-1,72) \cdot 10^3$. Твердость 2—2,5. Растворяется в воде. Вкус слабый сладковато-щелочной.

Кристаллы короткопризматические, напоминающие кристаллы пироксенов, либо до некоторой степени таблитчатые по (100). Обычны сплошные зернистые агрегаты, корки, линзы, пропластки в глинистых породах. В свежем виде бура бесцветна, прозрачна, иногда розоватая, сероватая в зависимости от цвета и количества примеси. В шлифах она бесцветна. Бура обычно наблюдается в виде субидiomорфных, иногда ксеноморфных кристаллов. Разрезы, перпендикулярные к одной из оптических осей, при наблюдении с анализатором не гаснут, но обнаруживают аномальную интерференционную окраску в бурых и синих тонах.

Бура — это минерал континентальных усыхающих в условиях аридного климата бороносных соляных озер. Ее источником являются вулканические гидротермы. Как отметил в 1973 г. С. М. Кореневский, галогенез относится к сульфатному или содовому типу. В оз. Сёрлс (шт. Калифорния, США) бура связана с соляными пластами, где преобладают галит, ганксит, трона. В Ладакхе (Индия), в вулканической долине Пагга, бура пропитывает соленосные отложения, в которых присутствуют галит, сильвин, тенардит, сода. В СССР она в небольших количествах встречается в грязевых сопках Крыма, Таманского полуострова, а также в АзССР. На поверхности бура легко обезвоживается и переходит в порошок тинкалконита. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Улексит. $\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_9(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Триклинный. Оптические свойства: $n_g=1,519$; $n_m=1,505$; $n_p=1,496$; $n_g-n_p=0,023$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=75^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $cNm=0-23^\circ$; $Ng \perp$ спайности по (010). Спайность совершенная по (010) и $(1\bar{1}0)$, несовершенная по (110). Плотность $2 \cdot 10^3$. Твердость 1—2,5. Растворяется в кислотах. Слабо растворяется в воде.

Улексит встречается в белых с шелковистым блеском тонковолокнистых сплошных массах, желваках, тонкорадиально-лучистых агрегатах. В шлифах он бесцветный. С. М. Кореневский рассматривает его как гипергенный (метасоматический) в континентальных, озерных вулканогенно-осадочных отложениях и галогенных формациях морского происхождения. В Северном Прикаспии в зо-

не выщелачивания бороносных пород соленосной толщи он является продуктом разложения калиборита, хильгардита, пинноита, отчасти борацита и преображенскита [49]. Для улексита и других гипергенных боратов характерен парагенезис с гипсом, кальцитом, доломитом, тенардитом, мирабилитом, иногда целестином, флюоритом и эпсомитом. Иногда образуется в корях выветривания гипсовых и ангидритовых толщ с данбурином. Встречен в отложениях грязевых вулканов. Улексит при нагревании в процессе изготовления шлифов теряет кристаллизационную воду и превращается в непросвечивающую «замазкоподобную» массу.

Иньоит. $\text{Ca}_2[\text{V}_6\text{O}_{11}] \cdot 13\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,512-1,516$; $n_m=1,505$; $n_p=1,489-1,495$; $n_g-n_p=0,024-0,030$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=70-84^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm \parallel b$; $cNp=37^\circ$. Спайность совершенная по (001) и (010). Плотность $1,87 \cdot 10^3$. Твердость 2. В горячей воде с поверхности белеет.

Кристаллы иньюита толстотаблитчатые, а агрегаты грубозернистые; часто проявляются в виде друз (в трещинах) и жезд (в пустотах), известны грубосферолитовые агрегаты. Это бесцветный, прозрачный минерал, иногда с розовым или сероватым оттенком. При выветривании он сначала становится с поверхности белесым, затем белым и, наконец, рассыпается в мучнистый порошок. В шлифах иньюит бесцветный. От колеманита отличается показателем преломления.

Иньюит определяют как гипергенный (метасоматический) минерал в гипсовых шляпах боратовых месторождений. Без других боратов он не встречается. В большом количестве известен на Индерском месторождении (Прикаспийская впадина) [49]. В ашаритовых участках иньюит заполняет поры, каверны, полости, образует разной величины округлые, линзовидные или секрециевидные новообразования, внутри которых иногда сохраняются остатки ашарита; в неашаритовых телах развивается за счет улексита; изменяется в мейергофферит.

Изготовление шлифов требует осторожности: при обычном приклеивании подшлифованной поверхности образца на предметное стекло разогретым канадским бальзамом иньюит превращается в мутную бесцветную массу.

Мейергофферит. $\text{Ca}[\text{V}_3\text{O}_4(\text{OH})_5] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Триклинный. Оптические свойства: $n_g=1,560$; $n_m=1,535$; $n_p=1,500$; $n_g-n_p=0,060$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V=78^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: на (010) $cNp=30^\circ$; на (100) $cNg=25^\circ$. Спайность совершенная по (010). Плотность $2,12 \cdot 10^3$. Твердость 2.

Кристаллы пластинчатые по (100), вытянутые вдоль *c*. Агрегаты волокнистые, бесцветные или белые. В шлифах бесцветный. Обладает псевдоабсорбцией. Продукт изменения иньюита.

Колеманит. $\text{Ca}_2[\text{V}_6\text{O}_{11}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,614$; $n_m=1,592$; $n_p=1,586$; $n_g-n_p=0,028$. Двуосный, оптически положительный: $+2V=55^\circ$; $r > v$, слабая. Ориентировка

оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $cNm = 6^\circ$. Спайность совершенная по (010), ясная по (001). Плотность $2,42 \cdot 10^3$. Твердость 4,5.

Кристаллы колеманита короткостолбчатые или изометричные, а агрегаты создают сростки и друзы короткостолбчатых, иногда уплощенных кристаллов, шестоватые и грубосферолитовые образования. В природе колеманит бесцветный, прозрачный минерал, иногда белый или желтоватый, в шлифах он бесцветный.

Его происхождение аналогично пандермиту, иногда связано с пресноводными озерными и туфогенными отложениями, не содержащими галогенных осадков. Колеманит встречается совместно с говлитом, улекситом, гипсом, кальцитом, целестином. Он замещает гидроборацит, улексит, пандермит, в связи с чем его можно считать наиболее устойчивым кальциевым боратом гипсовых шляп [49].

Пандермит. $Ca_4[B_{10}O_{19}] \cdot 7H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,593$; $n_m = 1,585$; $n_p = 1,574$; $n_g - n_p = 0,019$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V = 32^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm \parallel b$; $cNp = 20 - 23^\circ$. Спайность совершенная по (001), ясная по (110), неясная по (010). Плотность $2,43 \cdot 10^3$. Твердость 3,5.

Он образует плотные крепкие фарфоровидные скрытокристаллические неправильной формы агрегаты и желваки либо мягкие, напоминающие писчий мел массы с размером индивидов 2—5 мкм снежно-белого тусклого цвета. Свежий излом раковистый. При включенном анализаторе наблюдается агрегатная поляризация.

Генезис пандермита вулканогенно-осадочный в континентальных засоленных озерах с содовым или сульфатно-натриевым типом рапы и гипергенный (метасоматический) в ангидритогипсовых шляпах соляных структур галогенных формаций морского генезиса. В Северном Прикаспии он встречается в различных парагенезисах, но во всех случаях в присутствии ашарита [49]. Установлено изменение в колеманит.

ФОСФАТЫ

Фосфаты кальция группы апатита

Общая формула минерала апатита $Ca_5[PO_4]_3(OH, F, Cl)$. В осадочных породах аутигенный хлорапатит практически не встречается. Другой характерной особенностью апатитов осадочного происхождения является присутствие в их структуре карбонат-иона, замещающего, по представлениям И. Д. Борнеман-Старынкевич и И. В. Белова, ион PO_4^{3-} . Такие фосфаты часто именуют *карбонат-апатитами*. Содержание CO_2 может достигать в них 6—7%. Разновидности, содержащие как гидроксил, так и фтор, рассматриваются в качестве *франколитов* (карбонатгидроксилфторапатитов).

Зарубежные авторы в качестве франколита рассматривают все фторсодержащие карбонатапатиты с содержанием CO_2 более 1% и одновременным присутствием F в количестве не менее 1%. Карбонатные гидроксилатапатиты выделяются иногда под названием —

Разновидности минералов группы апатита по содержанию F и CO₂ в фосфоритах формаций коры выветривания.
По Ю. Н. Занину

CO ₂ /P ₂ O ₅	Фтор абсолютно преобладает F/P ₂ O ₅ > 0,09	Совместное нахождение фтора и гидроксида	Гидроксид абсолютно преобладает F/P ₂ O ₅ < 0,02
> 0,02	<i>Карбонатфторапатит</i> Встречается относительно редко	<i>Карбонатгидроксилапатит (франколит)</i> Встречается часто в проявлениях различных типов	<i>Карбонатгидроксилапатит (даллит)</i> Встречается на океанических островах, в пещерах и в некоторых молодых (?) формациях коры выветривания
< 0,02	<i>Фторапатит</i> Встречается редко	<i>Гидроксилапатит</i> Встречается редко	<i>Гидроксилапатит</i> Встречается редко (кости, зубы, раковины животных)

даллиты (син. *подолит*). Существуют карбонатфторапатиты с небольшим содержанием или отсутствием гидроксильной группы.

Поскольку осадочные фосфаты обычно содержат некоторое количество тонкодисперсных примесей, оценку их состава ведут не по оптическим свойствам и абсолютным содержаниям основных оксидов, а по соотношению химических компонентов. Так, для разделения карбонатных гидроксилфторапатитов применяется классификация Г. И. Бушинского, выделившего в 1956 г. *франколит* — Ca₁₀P_{5,2}C_{0,8}F_{1,8}(OH) и высококарбонатную разновидность *курскит* — Ca₁₀P_{4,8}C_{1,2}O_{22,8}F(OH)_{1,2}. Отличительным признаком курскита и франколита являются отношения CO₂/P₂O₅ соответственно (0,18 ± 0,03) : (0,07 ± 0,04) и отчасти F/P₂O₅ соответственно (0,10 ± 0,02) ; (0,08 ± 0,02).

Наибольшим разнообразием состава отличаются фосфориты формации коры выветривания, континентальные и островные. Здесь встречаются разновидности от высококарбонатных до почти лишенных CO₂ и от фторапатита до гидроксилапатита. Ю. Н. Занин в 1975 г. по содержанию CO₂ разделил фосфаты на две группы: с отношением CO₂/P₂O₅ менее 0,02 и более этой величины. По содержанию фтора и гидроксила выделяются фторапатиты, гидроксилфторапатиты, гидроксилапатиты и их карбонатные аналоги (табл. 19). В. З. Блисковский фосфаты кальция фосфоритов подразделил по типу изоморфизма углерода.

В кристаллическую решетку фосфатов могут входить также ионы SO₄ и SiO₄, изоморфно замещающая PO₄. Ионы Na, Sr, Mg, Mn,

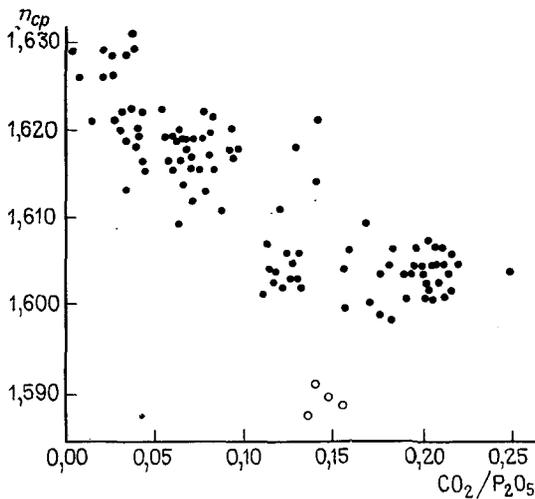


Рис. 44. Зависимость показателя преломления франколитов от отношения $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$. По В. З. Блисковскому.

Полыми кружками обозначены современные фосфаты со дна океанов

Al, редких земель и аммония могут замещать ионы Ca, а ионы F замещаются OH и Cl. Встречается также гетеровалентный изоморфизм, когда два иона P^{5+} замещаются двумя ионами Si^{6+} и Si^{4+} , Si^{4+} и V^{3+} , Si^{6+} и Na^+ , ионы P^{5+} и Ca^{2+} ионами Si^{4+} и Ce^{3+} , и другие варианты, рассмотренные А. И. Смирновым. Сингония фосфатов гексагональная. Плотность (2,97—3,40) · 10³.

В фосфоритах рассматриваемые минералы слагают желваковые, зернистые, ракушечные, микрозернистые, корковые, натечные, кавернозные и ноздреватые массы или сплошные пластообразные тела — пластовые фосфориты или представлены в виде обломков, желваков, оолитов, конкреций, а также в качестве цемента входят в состав обломочных, глинистых, карбонатных, кремнистых и вулканокластических образований. Чистые фосфаты имеют белый цвет, но вследствие примесей органического материала и гидроксидов железа окраска их чаще всего черная и серая, реже зеленая, красная, желтая и светло-серая. По внешнему виду породы, содержащие фосфаты кальция, можно принять за осадочные образования любого петрографического типа. Для их качественной диагностики, особенно в полевых условиях, используют микрохимическую реакцию (см. прил. 5).

В шлифах фосфаты бесцветны либо окрашены в желтоватые и буроватые тона. Их микроструктура разнообразна. Иногда наблюдаются колломорфные и аморфные агрегаты, которые Г. И. Бушинский называет коллофаном, считая их аморфной разновидностью франколита. Фосфаты легко распознаются в шлифах по релье-

Зависимость величины двойного лучепреломления от содержания в фосфоритах CO_2 и F.
По Д. Макконнеллу

CO_2 , %	F, %	$n_g - n_p$	CO_2 , %	F, %	$n_g - n_p$
4,39 *	4,59	0,0125	2,01	3,83	0,0062
4,22	4,00	0,0098	1,32	3,71	0,0055
3,18	3,83	0,0082	1,26	3,78	0,0051
2,57	3,94	0,0070	—	3,78	0,0034

ефу и шагреневои поверхности пятой группы. Показатель преломления франколитов $n_{\text{ср}}$ отчетливо зависит от отношения $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 44). Наиболее низкие значения $n_{\text{ср}}$ имеют современные фторкарбонатапатиты океанов, содержащие большие количества воды. Гидроксилапатиты, по определениям Ф. Таборски и Д. Макконнелла, имеют $n_o = 1,649-1,651$. У подолитов (даллитов), по наблюдениям В. З. Блисковского, $n_m = 1,62-1,63$.

Двупреломление у большинства фосфатов небольшое — около 0,003—0,006. Для подолитов характерно более высокое двупреломление — 0,007—0,008, а иногда и выше. Опыты с прокаливанием показали, что $n_g - n_p$ возрастает с увеличением содержаний в породе CO_2 и в меньшей степени от F (табл. 20).

Г. И. Бушинский определил, что фосфаты имеют $-2V = 0-40^\circ$.

Результаты изучения ультрамикроструктур осадочных фосфатов, полученные Ю. Н. Заниным, показали, что в целом низкокарбонатные карбонатгидроксилфторапатиты ($\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,10$), имеющие в основном морское происхождение, представлены блоковой, реже беспорядочно-шестоватой ультрамикроструктурой, сформированной в результате быстрой и массовой разовой садки фосфата в условиях стесненной среды кристаллизации. Карбонатгидроксилфторапатиты со средним и высоким содержанием CO_2 ($0,10 < \text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5 < 0,155$) большей частью имеют удлиненно-призматическую ультрамикроструктуру, связанную с одновременным выпадением и кристаллизацией небольших порций фосфата в тонкослоистых породах. Однако в этом вопросе имеется много нюансов. Так, глобулярные ультрамикроструктуры фосфатов Егорьевского месторождения сложены по содержанию CO_2 «курскитом». Такое же содержание CO_2 в друзовых радиально-лучистых фосфатах одного из образцов фосфатов Сейбинского месторождения. Очень бедные карбонат-ионом фторапатиты в метаморфизованных фосфоритах являются изометрично-зернистыми, а в гипергенных — удлиненно-зернистыми.

Основная масса фосфоритов имеет морское происхождение, меньшая часть связана с корами выветривания на континентах.

Среди морских фосфоритов, по классификации Б. М. Гиммельфарба, распространены хемогенные образования, незначительно органигенные и переотложенные фосфориты. Среди хемогенных образований на платформах преобладают желваковые разновидности диагенетического происхождения. Геосинклинальные пластовые карбонатно-фосфатные и кремнисто-фосфатные хемогенные фосфориты, по-видимому, имеют седиментационно-диагенетическое происхождение. Современные фосфориты дна океанов по их ассоциации с глауконитом, кальцитом, пиритом, терригенным кварцем и полевыми шпатами являются аналогами желваковых фосфоритов платформы.

В катагенезе, как показал Ю. Н. Занин в 1976 г., происходит перераспределение вещества фосфатных молекул с одновременным удалением из них карбонат-иона. В метагенезе состав перекристаллизованных фосфатов приближается к составу фторапатита. Они характеризуются улучшением кристаллической структуры, минимальной растворимостью, ухудшением агрономических свойств. Изменения в гипергенезе аналогичны изменению аллотигенного апатита [24].

Аугелит. $\text{Al}_2[(\text{PO}_4)(\text{OH})_3]$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,588$; $n_m=1,576$; $n_p=1,574$; $n_g-n_p=0,014$. Двусный, оптически положительный: $+2V=51^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm\parallel b$; $cNg=34^\circ$. Спайность, совершенная по (110), хорошая по (101). Плотность $2,7 \cdot 10^3$. Твердость 5.

Кристаллы аугелита толстотаблитчатые, реже призматические, до игольчатых. Агрегаты массивные или землистые. В природе аугелит бесцветный, белый, розовый. В шлифах он бесцветный. Гипергенный аугелит распространен в фосфатных породах. По трещинам наблюдаются выделения галлуазита, в мелких полостях — выделение гётита. Д. Бардоши в 1969 г. обнаружил аугелит в бокситах Греции.

Крандаллит. $\text{CaAl}_3\text{H}[(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6]$. Тригональный. Оптические свойства: $n_e=1,59-1,627$; $n_o=1,60-1,622$, $n_e-n_o=0,010$. Одноосный, оптически положительный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np\parallel c$; $Ng\parallel a$. Спайность совершенная по (100). Удлинение отрицательное. Плотность $(2-3) \cdot 10^3$. Твердость 4.

Кристаллы призматические, до удлинённых игольчатых. Обычно крандаллит образует сростки, розетки, иногда агрегаты гипидиоморфных зерен. Совместно с вавелитом он развигается по кальциевым фосфатам или выполняет пустотки, поры, трещины. В оолитовых фосфоритах о-ва Рождества, по данным Ю. Н. Занина, крандаллит иногда служит цементом.

Виванит. $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g=1,627-1,636$; $n_m=1,598-1,604$; $n_p=1,580-1,582$; $n_g-n_p=0,047-0,055$. Двусный, оптически положительный: $+2V=81-85^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np\parallel b$; $cNg=28,5^\circ$. Спайность совершенная по (010), ясная по (100). Плотность $2,68 \cdot 10^3$. Твердость 1,5—2. Растворяется в HCl.

Кристаллы призматические и пластинчатые. Агрегаты радиально-лучистые, звездчатые, почковидные, конкреционные, часты землистые массы — «синяя железная земля». В свежем состоянии вивианит бесцветный, на воздухе быстро становится голубым, синим, темно-синим (керченит). Сильноокисленные образцы — оксикеченит — имеют печеночно-бурую окраску. В шлифах он бесцветный. Слабоокисленный вивианит окрашен и плеохроирует; по Np синий, по Nt и Ng — бледный желтовато-зеленый. При значительном окислении его чешуйки плеохроируют: по Np — индиговый; по Nt — зеленовато-желтый, по Ng — желтовато-оливковый.

Особый интерес представляют землистые разновидности вивианита, широко распространенные в болотах низинного типа. В. М. Алтухов [42] среди вивианитов и продуктов их изменения в торфяниках Западной Сибири выделил четыре разновидности:

1) *собственно вивианит*. Окраска светло-серая до белой. Непрозрачен. На воздухе синее. Быстрое окисление делает невозможным применение точных методов для исследования этого минерала;

2) «*синий фосфат*» — частично окисленный вивианит. Устойчив в аэробных условиях;

3) *бераунит* — фосфорнокислый оксид железа (III). Представляет собой грязно-желтые землистые массы, развивающиеся по скоплениям ярко-синего вивианита после длительного нахождения его на воздухе. Под бинокляром видна палево-желтоватая масса с включениями синего вивианита и оранжевых зерен гидрата оксида железа (III). Преобладание одного из этих цветов придает породе тот или иной оттенок;

4) *пицит* — конечный продукт окисления вивианита. Внешне не отличается от бераунита. Различие последних трех разновидностей возможно только точными методами исследования.

Вивианит образуется в восстановительных условиях за счет фосфора органических остатков в зоне окисления железорудных месторождений озерного и морского типа, в болотных рудах железа, низинных торфяниках.

Босфорит. $Fe_9(OH)_9[PO_4]_6 \cdot 21H_2O$. Оптические свойства: $n = 1,668—1,706$. Рентгеноаморфен. Наблюдается в желтых землистых, более или менее компактных агрегатах. Встречается в верхних горизонтах керченских железорудных отложений. Его образование связывается с выветриванием землистого вивианита.

Вавеллит. $Al_3[(OH)_3(PO_4)_2] \cdot 5H_2O$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,545—1,552$; $n_m = 1,534$; $n_p = 1,525$; $n_g - n_p = 0,020—0,027$. Двусосный, оптически положительный: $+2V = 72—84^\circ$; $r > v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $Nm \parallel a$; $Ng \parallel c$. Удлинение положительное. Спайность по (110) и (010) хорошая. Плотность $2,4 \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4. Растворяется в HCl.

Встречается в радиально-лучистых шаровидных агрегатах с друзовидной поверхностью. Цвет белый, желтоватый, зеленоватый, иногда голубой. При наблюдении с анализатором хлопьевидный радиально-лучистый. Гипергенный в бокситах, лимонитах, фосфоритах.

Безводные сульфаты

Тенардит. $\text{Na}_2[\text{SO}_4]$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,484-1,485$; $n_m = 1,474-1,477$; $n_p = 1,464-1,471$; $n_g - n_p = 0,013-0,021$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 88^\circ 30'$; $r > v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel a$; $Nm \parallel c$; $Ng \parallel b$. Погасание прямое. Спайность совершенная по (001), ясная по (110) и (010). Плотность $2,7 \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3.

Кристаллы дипирамидальные, иногда таблитчатые и призматические. Часты двойники. Нередок в друзах и зернистых агрегатах. Бесцветный, прозрачный, иногда с красноватым оттенком. Во влажном воздухе подвергается гидратации, покрываясь белой корочкой водного сульфата натрия, а затем распадаясь в порошок. Легко растворяется в воде с выделением тепла. Вкус слабый горько-соленый. В шлифах бесцветен.

Широко представлен в осадках современных и неогеновых континентальных солеродных бассейнов и озер. В более древних галогенных породах морского происхождения отсутствует или имеет минералогическое значение. Иногда является продуктом дегидратации мирабилита. Встречается в отложениях фумарол и образует корки на лавах. Ассоциирует с мирабилитом, астроханитом, глауберитом, галитом, эпсомитом. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *ильвин*).

Глауберит. $\text{CaNa}_2[\text{SO}_4]_2$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,529-1,536$; $n_m = 1,527-1,535$; $n_p = 1,507-1,515$; $n_g - n_p = 0,021-0,022$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 9^\circ$ при 278 К; 0° при 316 К; 8° при 358 К; $r \gg v$ при 278 К; $r \ll v$ при 358 К. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp = 30^\circ 45'$; $aNm = 8^\circ 30'$; $Ng \parallel b$. Спайность совершенная по (001), ясная по (110) под углом 97° . Плотность $2,85 \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3. Разлагается в воде. Растворяется в HCl.

Встречается в таблитчатых, призматических, псевдоромбоэдрических кристаллах и зернистых агрегатах. Цвет светло-желтый, серый, красный. При смачивании водой на поверхности глауберита быстро образуются радиально-лучистые сростки мельчайших кристалликов гипса. При небольшом количестве воды появляются гипс и мирабилит. В шлифах бесцветный. С анализатором характерны аномальные интерференционные окраски.

Распространен в отложениях современных и древних континентальных солеродных бассейнов и озер. В галогенных формациях морского происхождения встречается редко и имеет лишь минералогическое значение. Ассоциирует с галитом, эпсомитом, тенардитом, мирабилитом, астраханитом, гипсом. Для наблюдения под микроскопом требует специального изготовления шлифов (см. *ильвин*).

Лангбейнит. $K_2Mg_2[SO_4]_3$. Кубический. Оптические свойства: $n=1,534$. Спайность отсутствует. Плотность $2,83 \cdot 10^3$. Твердость 3—4.

Кристаллы тетраэдрического габитуса. Агрегаты почковидные. Бесцветный. Медленно растворяется в воде. На воздухе поглощает воду. В шлифах бесцветный. Рельеф и шагренева поверхность отсутствуют. От сильвина и галита отличается показателем преломления третьей группы, от галита — отсутствием спайности.

Лангбейнит — это диагенетический (за счет кизерита и сильвина) минерал морских галогенных калиеносных формаций сульфатного типа. Ассоциирует с галитом, сильвином, полигалитом, каннитом, кизеритом, карналлитом, ангидритом. Для наблюдения под микроскопом требует специального изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Ангидрит. $Ca[SO_4]$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g=1,609-1,618$; $n_m=1,574-1,579$; $n_p=1,569-1,574$; $n_g-n_p=0,04$. Двусный, оптически положительный: $+2V=42-44^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Погасание: прямое. Спайность в трех взаимно перпендикулярных направлениях: по (001) весьма совершенная, по (010) совершенная, по (100) хорошая. Плотность $(2,9-3,0) \cdot 10^3$. Твердость 3—3,5. Растворяется в HCl.

Ангидрит имеет незначительные колебания химического состава. Кальций иногда замещается небольшими количествами стронция и бария. Другие оксиды, по-видимому, присутствуют в форме примесей. Вода связана в основном с гипсом.

Кристаллы толстотаблитчатого облика либо вытянутые по a или c , и двойники по (001) наблюдаются редко. Обычны агрегаты разной зернистости, радиально- и параллельно-волоконистые скопления, часто механически деформированные. В прослоях каменной соли, обогащенных пелитовым материалом (галопелиты), кристаллы ангидрита имеют резко удлиненную призматическую форму вплоть до игольчатой. Минералы-примеси представлены доломитом, кальцитом, магнезитом, галитом, терригенной глинисто-алеврито-песчаной примесью, аутигенным кремнеземом и пиритом, иногда битумом. Чистые разности имеют белый цвет или бесцветны. Часто в ангидрите наблюдаются серый и красноватый цвета за счет примесей, нередко голубоватый за счет природного облучения. В шлифах ангидрит бесцветный. Он легко определяется по облику зерен, пинакоидальным спайностям, ярким цветам интерференции. В толстых табличках может иметь синюю или фиолетовую окраску и плеохроизм: по Np — бесцветный до бледно-желтого или розового, по Nm — бледно-фиолетовый или розовый, по Ng — фиолетовый.

Ангидрит является одним из основных минералов морских галогенных пород. Его образование связано главным образом с катагенетическим замещением (дегидратацией?) первичного седиментационного и диагенетического гипса, что подтверждается часто

встречающимися псевдоморфозами ангидрита по кристаллам гипса, аналогичным современным. В ряде случаев он появляется как катагенетический минерал, замещающий кальцит и доломит в карбонатных породах, или как цемент в песчаниках, более поздний, чем кварц регенерационных каевок. Удлиненно-призматический и игольчатый, часто образующий сноповидные агрегаты ангидрит галопелитов, как установила Т. Н. Соколова [37], наблюдается в участках повышенной щелочности и связан с поступлением щелочной пирокластике в солеродный бассейн на галитовой стадии седиментации. Рентгенометрически во фракции менее 1 мкм галопелитов совместно с игольчатым ангидритом выявлены водный Са-фосфат и минерал из группы цеолитов — эрионит. Ангидрит является самым распространенным сульфатом металлоносных осадков Красного моря [4].

В специфических условиях аридных областей с малым или полным отсутствием увлажнения и континентальным типом температур выше 308 К возможно образование диагенетического ангидрита, но подток грунтовых вод делает его неустойчивым и он переходит в гипс. Ангидрит, образовавшийся в катагенезе, имеет неяснозернистое строение. В дальнейшем происходит его перекристаллизация в пределах бывших гипсовых зерен и частичное или полное замещение доломитом. На стадии метагенеза, в зоне влияния интрузий, ангидрит замещается кальцитом. В стадию гипергенеза происходят смена ангидрита доломитом, гидратация ангидрита и замещение его гипсом.

Целестин. $\text{Sr}[\text{SO}_4]$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,630-1,631$; $n_m = 1,623-1,624$; $n_p = 1,621-1,622$; $n_g - n_p = 0,009$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 51^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Погасание прямое. Спайность в трех направлениях: по (001) совершенная, по (010) ясная, по (110) хорошая; угол призматической спайности равен 76° . Плотность $3,96 \cdot 10^3$. Твердость 3—3,5.

В структуре целестина стронций замещается преимущественно барием, что объясняется наличием полной смесимости между целестином и баритом. Растворимость CaSO_4 в целестине при нормальных температурах ограничена примерно 12 %. В природном целестине, однако, присутствует не более 2—3 % Ba и Ca-компонента. В небольших количествах отмечается замещение Sr ионами Hg и Pb.

Кристаллы целестина таблитчатые, дископодобные, пирамидальные, столбчатые. Двойники по (210) и (101) очень редки. Агрегаты зернистые, реже шестоватые, радиально-лучистые, жилковатые, скорлуповатые. Встречается также в желваках и секрциях. Бесцветный, голубовато-белый и голубовато-серый с красноватым или желтоватым оттенком. В шлифах бесцветный. По оптическим свойствам довольно близок к бариту, отличаясь от него более низким светопреломлением и двуупреломлением и большим углом оптических осей. В отличие от барита целестин окрашивает пламя в интенсивный карминово-красный цвет, особенно после

смачивания HCl. Порошок целестина частично растворяется в воде, значительно больше в присутствии NaCl.

Целестин приурочен к седиментационным доломитам, доломитовым известнякам и мергелям морских галогенных формаций. Как показал в 1973 г. С. М. Кореневский, наиболее значительные его концентрации приходится на начальные и конечные стадии галогенеза, когда карбонатакопление сменяется сульфатакоплением, и наоборот, или, другими словами, когда пачки карбонатных пород чередуются с ангидритами или гипсами.

Седиментационный целестин образует маломощные прослойки, сложенные неправильно-изометричными либо удлиненно-призматическими зернами целестина с незначительной примесью ангидрита, иногда доломита. Диагенетические субидиоморфные кристаллы целестина различной размерности распределены в интерстициях более идиоморфных образований доломита и ксеноморфных зерен ангидрита, реже образуют небольшие сферолиты и гнезда. Катагенетический целестин встречается во вмещающих отложениях в виде тонких прожилков, линзочек, секретий, иногда он приурочен к брекчированным карбонатным породам. Вблизи интрузивных тел фиксируется метагенетический целестин.

Барит. $Ba[SO_4]$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,647-1,649$; $n_m = 1,637-1,639$; $n_p = 1,636-1,637$; $n_g - n_p = 0,012$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 36-38^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Погасание прямое. Удлинение положительное. Спайность в трех направлениях: по (001) совершенная, по (010) ясная, по (110) хорошая; угол призматической спайности равен 78° . Плотность $4,5 \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3,5.

Барит представляет собой, как правило, почти чистый $BaSO_4$. Однако барий может замещаться стронцием, давая непрерывную серию твердых растворов от барита до целестина. Замещение Ва на Рb отмечается редко, хотя и предполагается существование полной смешимости между $PbSO_4$ и $BaSO_4$. В твердый раствор в баритовой структуре может входить до 6 % $CaSO_4$. Отмечается небольшое замещение бария ионами ртути, кобальта и др. Некоторые разновидности барита при нагревании растрескиваются и выделяют H_2S и CO_2 .

Барит имеет таблитчатые, реже призматические, столбчатые и изометричные кристаллы. Его агрегаты зернистые, скрытокристаллические, плотные или землястые. В природе барит бесцветный, белый или окрашен примесями в серый, голубой, красный, желтый, бурый, черный цвет. В шлифах он бесцветный, редко желтый. Густо окрашенные разновидности барита могут плеохроировать с изменением интенсивности окраски. Цвета интерференции желтые первого порядка. По оптическим свойствам довольно близок к целестину, от которого отличается более высоким светопреломлением и двупреломлением и меньшей величиной угла оптических осей. В отличие от целестина окрашивает пламя в желто-зеленый цвет. Практически нерастворим в воде.

Происхождение барита седиментационное, диагенетическое и катагенетическое. Как показал в 1973 г. С. М. Корневский, он образует пластовые залежи, линзы, желваки, гнезда, микроконкреции в карбонатных пачках (известняки и доломиты), начинающих и заканчивающих разрезы галогенных формаций; ассоциирует с карбонатами, целестином, ангидритом, серой, флюоритом, глинистыми минералами, пиритом, сфалеритом, галенитом, марказитом. Иногда он является цементом или образует конкреции в пестроцветных песчаниках и алевролитах, непосредственно подстилающих или перекрывающих галогенные формации. Часто устанавливается в осадочных месторождениях марганца, железа, в глинистых и других осадках прибрежных зон морей. Желваки барита обнаружены в илах современных морей.

Алунит. $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$. Тригональный. Оптические свойства: $n_e = 1,592$; $n_o = 1,572$; $n_e - n_o = 0,020$. Одноосный, оптически положительный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel c$; $Ne = Ng$. Удлинение отрицательное. Спайность совершенная по (0001). Плотность $2,71 \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4.

Кристаллы мелкие таблитчатые или псевдокубические. Обычны мелкозернистые (до скрытокристаллических) плотные каменные и рыхлые глиноподобные массы, конкреции в каолине и песчаных глинах. Цвет белый, серый, желтоватый или красноватый. В шлифах бесцветный. Является результатом сульфатарных процессов в районах вулканической деятельности, реже образуется за счет окисления пирита в глиноземистых породах. Алунит имеет гипергенное происхождение в карстовых известняках совместно с гиббситом и каолинитом.

Ярозит. $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o = 1,820$; $n_e = 1,715$; $n_o - n_e = 0,105$. Одноосный, оптически отрицательный, иногда anomalно двусосный: $-2V$ очень мал; $n_g = 1,820$; $n_m = 1,817$; $n_p = 1,715$; $n_g - n_p = 0,105$. У натриевого ярозита $n_o = 1,832$; $n_e = 1,750$; $n_o - n_e = 0,082$. Спайность совершенная по (0001). Плотность $(2,9—3,2) \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3,5. В ярозите обычна примесь Na и Al. Избыток H_2O связывается с H_3O^+ с переходом от ярозита к карфосидериту.

Кристаллы мелкие псевдокубические и таблитчатые. Агрегаты зернистые плотные или землистые, неправильные конкреционные, корочки, налеты. Цвет ярозита желтый и бурый. Даже для мелких агрегатов характерен сильный блеск. Черта бледно-желтая, иногда искрящаяся. Ярозит в отличие от гётита и гидрогётита на ощупь жирный. В шлифах он желтый. Плеохроизм: по Ne — светлый золотисто-желтый до бесцветного; по No — золотисто-желтый, соломенно-желтый.

Ярозит — наиболее распространенный минерал зоны окисления колчеданных месторождений. Он образуется преимущественно за счет пирита в условиях сухого полупустынного климата. Иногда за счет пирита и марказита встречается в песчаниках и углях. Во влажной обстановке гидролизуются и переходят в оксиды железа.

Мирабилит. $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,397—1,398$; $n_m = 1,395—1,396$; $n_p = 1,393—1,394$; $n_g - n_p = 0,004$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V = 76^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNg = 31^\circ$; $Np \parallel b$. Спайность совершенная по (100). Плотность $1,49 \cdot 10^3$. Твердость 1,5—2. При нагревании до 305 К плавится в выделяющейся из него воде. В сухом воздухе обезвоживается и рассыпается в белый порошок. Вкус горько-соленый.

Кристаллы короткопризматические до игольчатых. Мирабилит образует плотные зернистые агрегаты, волокнистые массы, корки, налеты, выцветы. Эти кристаллы бесцветные прозрачные, до белых непрозрачных. В шлифах он бесцветен. При наблюдении с анализатором в разрезах, перпендикулярных к Np , мирабилит имеет аномальные цвета интерференции без погасания. В других разрезах — косое погасание.

Мирабилит распространен в отложениях современных и неогеновых континентальных солеродных бассейнов и озер. Во многих рапных озерах выпадает в осадок зимой в холодное время, весной и летом растворяется. Широко распространен в Антарктиде, где формируется при вымораживании лагун и соленых озер. Образуется в выцветах почв и терриконах угольных шахт. На воздухе рассыпается в белый порошок тенардита. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *ильвин*).

Астраханит. $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,487—1,489$; $n_m = 1,486—1,488$; $n_p = 1,483—1,486$; $n_g - n_p = 0,003—0,004$. Двусный, оптически отрицательный: $-2V = 69^\circ 30'—71^\circ$; $r < v$, сильная наклонная. Ориентировка оптической индикатрисы: $aNp = 42^\circ 15'$; $Nm \parallel b$; $cNg \approx 53^\circ$. Спайность неясная. Плотность $(2,22—2,28) \cdot 10^3$. Твердость 3. Вкус слабый горько-соленый.

Кристаллы сильно измененные короткопризматические. Агрегаты зернистые или плотные, иногда шестоватые, образующие целые пласты. В природе астраханит бесцветный, голубоватый или красноватый, иногда темно-серый до черного от примеси ила. В шлифах он бесцветен. Широко распространен в отложениях современных и неогеновых континентальных солеродных бассейнов и озер. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *ильвин*).

Кизерит. $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,584—1,586$; $n_m = 1,533—1,535$; $n_p = 1,520—1,523$; $n_g - n_p = 0,063—0,064$. Двусный, оптически положительный: $+2V = 57^\circ$; $r > v$, наклонная. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp = 13^\circ 13'$; $Nm \parallel b$; $cNg = 76^\circ 30'$. Спайность по $(\bar{1}11)$ и $(\bar{1}13)$ совершенная, по (111), (101), (021) хорошая. Плотность $2,57 \cdot 10^3$. Твердость 3,5.

Кристаллы дипирамидального облика. Обычно встречается в виде плотных кристаллически-зернистых агрегатов белого цвета с желтоватым оттенком, иногда бесцветных и прозрачных. Кизерит медленно растворяется в воде, на воздухе быстро разлагается и дает вспучивающиеся рыхлые снежно-белые массы эпсомита.

В шлифах бесцветный. Имеет отчетливо выраженную псевдоабсорбцию, вследствие чего наблюдается как минерал то второй, то четвертой группы. С анализатором приобретает карбонатоподобный облик с характерными высокими цветами интерференции и быстрой сменой интерференционных полос по периферии зерен. От ангидрита отличается отчетливо выраженной псевдоабсорбцией, от карбонатов — промежуточными (второй и четвертой групп) показателями преломления и обилием трещин спайности.

Встречается как диагенетический (за счет эпсомита и гексагедрита) минерал галогенных формаций морского происхождения. Ассоциирует с галитом, сильвином, карналлитом, полигалитом, лангбейнитом, ангидритом. Для наблюдения под микроскопом требует специального изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Полигалит. $K_2Ca_2Mg[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$. Триклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,567$; $n_m = 1,560 - 1,562$; $n_p = 1,547 - 1,548$; $n_g - n_p = 0,019 - 0,020$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 62 - 70^\circ$; $r < v$. Ориентировка оптической индикатрисы: на (100) угол Ng' к пластинчатому двойникованию равен 28° ; на (010) угол Np' к пластинчатому двойникованию равен 28° . Спайность хорошая по (100). Плотность $2,78 \cdot 10^3$. Твердость $2,5 - 3,5$.

Наблюдается в плотных зернистых, волокнистых или листоватых агрегатах, реже табличатых или вытянутых кристалликах. Цвет белый, серый или кирпично-красный. В воде медленно разлагается с образованием мелких кристалликов гипса. В шлифах бесцветный. С анализатором обнаруживает либо простое двойникование, либо две системы полисинтетических двойников под углом друг к другу так, что получается решетка, где двойниковые пластинки погасают под острым углом к спайности.

По данным С. М. Корневского, полигалит имеет седиментационное происхождение сульфатно-магниево-и сильвинитовой стадий морского галогенеза. При соляной тектонике, по Я. Я. Яржемскому, по мере приближения к дневной поверхности образуется диагенетический полигалит, замещающий каинит, глазерит и калиборит. Вблизи соляного зеркала он переходит в гипс. Изредка полигалит встречается в вулканических возгонах. Ассоциирует с галитом, сильвином, кизеритом, ангидритом, карналлитом, каинитом, лангбейнитом.

Гипс $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,529 - 1,531$; $n_m = 1,523 - 1,526$; $n_p = 1,519 - 1,521$; $n_g - n_p = 0,010$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 52$ ($2V = 0^\circ$ при $364 K$). Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp = 38^\circ$; $Nm \parallel b$; $cNg = 52^\circ$. Удлинение положительное или отрицательное. Спайность по (010) весьма совершенная; по $(11\bar{1})$ совершенная, под углом $41^\circ 15'$ к

предыдущей; по (100) хорошая. Плотность (2,30—2,37) · 10³. Твердость 2. Растворим в HCl. При нагревании мутнеет, при температуре более 315 К переходит в ангидрит.

Для гипса характерны очень незначительные колебания химического состава. Принято считать, что небольшие содержания SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, NaCl, Cl фиксируются не в гипсе, а в загрязняющих минералах. Часто в нем обнаруживают В, Mn, Cu и спорадически в виде следов Be, Y, Si, Zr, Bi.

Гипс легко обезвоживается. Среди продуктов обезвоживания обычно выделяют четыре главные фазы: гипс — CaSO₄ · 2H₂O, полугидрат гипса — CaSO₄ · 0,5H₂O, растворимый ангидрит — γ = CaSO₄ и ангидрит β = CaSO₄. В условиях равновесия реакция гипс \rightleftharpoons ангидрит + вода происходит без образования промежуточных фаз.

Пелитоморфное и зернистое строение характерно для седиментационного гипса, зернистое, порфиробластовое и шпатовое, иногда селенитовое — для диагенетического. Цвет гипса серый до белого, иногда зеленоватый, редко розовый. В шлифах он бесцветный. Вследствие частичной дегидратации при изготовлении шлифов легко переходит в игольчатый полугидрат гипса. Синтетический полугидрат одноосный, положительный; $n_o = 1,558$; $n_e = 1,586$; $n_e - n_o = 0,028$.

Гипс образуется при хемогенной садке из рапы в бассейнах морского и континентального происхождения вследствие насыщения вод сульфатом кальция в результате испарения и иногда реакций высаливания при смешивании высококонцентрированных рассолов и недосыщенных сульфатом кальция морских вод. При диагенезе испытывает различную степень перекристаллизации с увеличением размера зерен. В процессе катагенеза гипс дегидратируется и замещается ангидритом. В стадию гипергенеза он образуется при дегидратации ангидрита и кристаллизации из растворов в кавернах и трещинах с последующей перекристаллизацией. Как показала в 1976 г. Т. М. Жаркова, в древних соленосных формациях разного возраста и различных регионов гипс распространен только в близповерхностной зоне, являясь продуктом гидратации ангидрита. Ниже он встречается вместе с ангидритом. На значительных глубинах его нет.

Современные конкреции и корки с преобладанием гипса в составе конкрециеобразователя описаны в 1966 г. А. В. Македонским в континентальных и лагунных фациях, главным образом в такырах и солончаках, а также в континентальных солевых водоемах и лагунах. Гипсовые конкреции в почвах и коре выветривания встречаются в полупустынях, сухих степях, отчасти в пустынях и сухих средиземноморских ландшафтах. Гипс известен в рудах серных месторождений. Присутствует в металлоносных осадках Красного моря, наибольшее развитие получил в осадках впадины Гипсум [4].

Эпсомит. Mg[SO₄] · 7H₂O. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,461$; $n_m = 1,455$; $n_p = 1,433$; $n_g - n_p = 0,028$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 51^\circ 30'$; $r < v$. Ориентировка оптической

индикатрисы: $Np \parallel b$; $Nm \parallel c$; $Ng \parallel a$. Погасание прямое. Спайность по (010) совершенная, по (011) плохая. Плотность $1,677 \cdot 10^3$. Твердость 2—2,5.

Образует игольчатые, волосовидные и короткопризматические кристаллы, плотные натечные, волокнистые или землистые агрегаты. Белый, иногда бесцветный и прозрачный. Вкус горький, солоноватый. Легко растворяется в воде. В шлифах бесцветный.

Распространен в современных континентальных солеродных бассейнах и озерах в ассоциации с галитом, астраханитом, тенардитом, мирабилитом, иногда образует чисто эпсомитовые слои среди галитовых отложений. В галогенных формациях морского происхождения присутствует в небольших количествах и имеет лишь минералогическое значение. При литификации эпсомит, по наблюдениям Я. Я. Яржемского и В. И. Копнина, обезвоживается и переходит в моногидраткизерит. При взаимодействии с сильвином он преобразуется в каинит и лангбейнит, а при взаимодействии с карналлитом и гипсом — в полигалит.

Эпсомит появляется при выветривании каинита и лангбейнита на сульфатных калийных месторождениях, совместно с шенитом покрывает стенки горных выработок магниезиальных, сернокислых калийных солей, образуется по доломиту и магнезиту при воздействии на них сульфатных растворов. Он встречается в отложениях фумарол и гидротерм в ассоциации с киноварью, пиритом, флюоритом, гипсом. На поверхности при обезвоживании переходит в гексагидрит. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

Квасцы калиевые. $KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$. Кубические. Оптические свойства: $n = 1,453—1,456$. Спайность отсутствует. Плотность $1,76 \times 10^3$. Твердость 2. Растворяется в воде.

Кристаллы октаэдрические или кубические. Обычны в виде зернистых масс, корочек и выцветов. Бесцветны со стекляннм блеском. В шлифах изотропны с заметным отрицательным рельефом. Являются сульфатами возгонов в областях активного вулканизма, встречаются в низах зоны окисления колчеданных месторождений, поверхностной зоне серных месторождений, «квасцовых землях». Для наблюдения в шлифах требует особой методики их изготовления (см. *сильвин*).

Калинит. $KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$. Моноклинный (?). Оптические свойства: $n_g = 1,458$; $n_m = 1,452$; $n_p = 1,430$; $n_g - n_p = 0,028$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 52^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Ng \parallel b$; $cNm = 13^\circ$. Плотность $1,75 \cdot 10^3$. Твердость 2—2,5. Легко растворяется в воде.

Калинит является моноклинной модификацией квасцов. Образует волокнистые и сплошные агрегаты, корочки и налеты белого цвета. Встречается в районах активного вулканизма, в пещерах в виде выцветов на квасцовых землях и глинах. Является продуктом окисления сульфидов и серы и разложения под влиянием серной кислоты алюминийсодержащих минералов боковых пород. Для

наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *ильвин*).

Алуноген. $Al_2[SO_4]_3 \cdot 16H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,470-1,485$; $n_m = 1,461-1,478$; $n_p = 1,460-1,475$; $n_g - n_p = 0,010$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 35-69^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $cNg = 4-42^\circ$. Спайность совершенная по (010). Плотность $(1,6-1,8) \cdot 10^3$. Твердость 1,5. Вкус вязущий, резкий, кислый.

Образует нежные радиально-лучистые и волокнистые массы мелких игольчатых кристаллов, корочки, сплошные массы. Цвет белый, иногда с желтоватым или красноватым оттенком. В шлифах находится в бесцветных табличках по (010) и волокнах, удлиненных по оси *c*. Встречается в районах активного вулканизма, образуется при разложении пирита в углях и глинистых породах. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *ильвин*).

Алуминит. $Al_2[SO_4](OH)_4 \cdot 7H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,470$; $n_m = 1,464$; $n_p = 1,459$; $n_g - n_p = 0,011$. Двуосный, оптически положительный: $+2V$ большой. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel$ удлинению. Плотность $1,66 \cdot 10^3$. Твердость 1-2. Не растворяется в воде, в кислотах растворим.

Встречается в плотных почковидных легко растирающихся тощих на ощупь массах. Гигроскопичен: липнет к языку. Цвет белый. В шлифах бесцветен. Образуется в глинах при воздействии серноокислых растворов на каолинитовое вещество.

Базалуминит. $Al_4[SO_4](OH)_{10} \cdot 5H_2O$. Гексагональный. Оптические свойства: $n_{cp} = 1,517-1,519$. Плотность $(2,0-2,2) \cdot 10^3$. Твердость 1,5-2,5.

Образует мелкие пластинки, волокна, столбчатые и чешуйчатые массы. Белый или голубовато-серый. Встречается в бокситах и зоне окисления серных месторождений.

Каинит. $KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,516-1,520$; $n_m = 1,505-1,506$; $n_p = 1,494-1,495$; $n_g - n_p = 0,022-0,025$. Двуосный, оптически отрицательный: $-2V = 84^\circ 30'$; $r < v$, наклонная. Ориентировка оптической индикатрисы: $cNp = 8^\circ$; $Nm \parallel b$; $aNg = 13^\circ$. Спайность совершенная по (100), ясная по (111), пересекается под углом 54° . Плотность $2,13 \cdot 10^3$. Твердость 2,5-3.

Обычен в плотных зернистых массах. Кристаллы редки, имеют таблитчатый или призматический облик. Бесцветный. Желтовато-или серовато-белый, иногда красный. Вкус горько-соленый. Не гигроскопичен (в отличие от карналлита). Легко растворяется в воде. В шлифах бесцветный или слабо окрашен.

Седиментационный каинит, кристаллизующься совместно с галитом и сильвинном, формирует пласты слоистого строения в соляных месторождениях морского происхождения. Иногда с каинитом и галитом ассоциирует лангбейнит, который образует с ним полную кристаллически-зернистую смесь или находится в виде глазков. Лангбейнит, а также кизерит являются, как показал В. И. Копнин в 1984 г., конечными продуктами диагенетического преобразования

каинита. Диагенетический каинит развит в этих пластах в виде гнезд и крупных кристаллов. Находящийся в этих же солепроявлениях катагенетический каинит, на примере Стебникского месторождения калийных солей Предкарпатья, по данным С. В. Ходьковой, представлен тремя разновидностями: каинитом заполнения трещин, замещения и реакционного взаимодействия. Первая разновидность кристаллизуется из растворов, перемещающихся по трещинам во вмещающих месторождение алевритовых и глинистых породах. Каинит замещения образует псевдоморфозы, по-видимому, по галиту, сильвину, водному сульфату или лангбейниту. Реакционный каинит возникает при взаимодействии калийсодержащего хлоридного минерала (карналлита или сильвина) и водного сульфата магния, возможно, эпсомита либо гексо- или тетраэдрита. Из перечисленных форм катагенетического каинита последняя наиболее чистая. При выветривании каинит, по данным Я. Я. Яржемского, переходит в шенит, эпсомит, полигалит и, вероятно, глазерит. Для наблюдения требует особой методики изготовления шлифов (см. *сильвин*).

ФТОРИДЫ

Флюорит. CaF_2 . Кубический. Оптические свойства: $n=1,434$. Спайность совершенная по (111). Плотность $(3,15-3,20) \cdot 10^3$. Твердость 4. Разлагается в H_2SO_4 .

Для флюорита характерны небольшие количества Si, Al и Mg, вероятно, связанные с механическими примесями и включениями, а также Ca, изоморфно замещающийся Y и Ce. Иногда отмечается присутствие некоторого количества Sr и свободного F.

Кристаллы кубического, октаэдрического и додекаэдрического облика. Обычны сплошные зернистые, реже землистые-массы (ратовкит). Цвет лиловый, фиолетовый, зеленый, желтый; иногда бесцветен. В шлифах бесцветный, реже слабо-фиолетовый, синеватый, красноватый. Резко выражены отрицательный рельеф и шагреньевая поверхность. Хорошо наблюдается октаэдрическая спайность по двум-трем направлениям под углом 60° , создающая в некоторых разрезах впечатление множества мелких равносторонних треугольников. С анализатором выявляется изотропность. Флюорит часто, по-видимому, вследствие натяжений становится оптически аномальным. При нагревании он флюоресцирует зеленым или фиолетовым цветом. От опала отличается наличием спайности.

В осадочных породах наблюдается аутигенный, реже обломочный флюорит. Аутигенный флюорит связан с породами, сформировавшимися в бассейнах с повышенной соленостью. В большинстве случаев он приурочен к прослоям карбонатных, главным образом доломитовых, пород с той или иной примесью гипсов или ангидритов. По условиям залегания и времени образования в палеозое Сибирской платформы Р. Г. Матухин, П. И. Соколов, А. М. Пустыльников в 1976 г. выделили первично-осадочный, диагенетический и постдиагенетический флюорит. Первично-осадочный, флюо-

рит присутствует в виде мелких кристалликов, более или менее равномерно рассеянных в доломитах либо образующих самостоятельные тонкие слойки. Диагенетический флюорит образует желваки и отдельные линзовидные тела, а постдиагенетический — заполняет трещины, выстилает стенки пустот, замещает карбонатные раковины и спиккулы кремнистых губок, иногда образует цемент песчаников. П. Мюллер, С. Шульц и К. Якоб в 1980 г. в осадочных бассейнах ФРГ выделили три структурных типа флюорита: 1) тонкодисперсный флюорит, полностью заключенный во вмещающих доломитах; 2) флюорит в прослойках; 3) флюорит из прожилков в доломитовых и кальцитовых вмещающих породах. Предполагается, что флюорит образовался во время ранней диагенетической доломитизации карбонатных осадков. При выветривании и транспортировке он быстро разрушается.

ХЛОРИДЫ

Галит. NaCl. Кубический. Оптические свойства: $n = 1,544$. Спайность совершенная по (100), несовершенная по (110). Плотность (1,97—2,21) · 10³. Твердость 2. Растворяется в воде. Вкус соленый.

Тщательно очищенный галит содержит более 99 % NaCl. При наличии Mg, K, Ca, SO₄ и H₂O связано с включениями сильвина, карналлита и ангидрита. В химических анализах постоянно присутствует небольшое количество брома.

Кристаллы кубического, реже октаэдрического и столбчатого облика. Обычно встречается в виде зернистых, от мелко- до гигантозернистых, порфиробластовых, реже шпатовых и волокнистых агрегатов. Очень характерны скелетные образования «лодочки» — полые пирамидки с квадратным основанием, плавающие на поверхности рассола вершинкой вниз. Кубические кристаллы образуются из нейтральных растворов, октаэдрические — из активных, кислых или щелочных. Чистый галит прозрачный, бесцветный или белый. Желтая, оранжевая, розовая и красная окраски обусловлены различными соединениями железа; бурая и черная — органическими веществами; синяя — коллоидными частицами натрия. Желтая, фиолетовая и голубая окраски могут быть обусловлены также радиоактивным облучением под влиянием одновременно присутствующих калийсодержащих хлоридов.

Для галита обычны включения «отрицательных» кристаллов размером до 0,1 мм, представляющих собой пузырьки маточной рапы и газа, калийных минералов — сильвина, карналлита, риннита и эритросидерита и «несоляных» минералов — ангидрита, гипса, карбонатов, обломочного и аутигенного кварца, биотита, мусковита, полевых шпатов, глинистых минералов, соединений железа, пирита, ильменита и других минералов аутигенного и аллотигенного происхождения.

В шлифах он бесцветный. От сильвина и лангбейнита отличается большим показателем преломления, от лангбейнита также наличием совершенной спайности. Для галита вулканического проис-

хождения характерно аномально низкое светопреломление ($n = 1,520$), по-видимому, за счет изоморфной примеси сильвина. После теплового воздействия возможно появление слабо двупреломления. При ориентированном давлении параллельно нормали к граням куба или октаэдра галит становится одноосным, оптически отрицательным. Синий галит иногда слабо анизотропен, имеет прямое погасание относительно трещин спайности и плеохроирует в нежных тонах: от фиолетового, бледно-розового и фиолетово-красного до синего, светло-желтого и фиолетово-синего. Его показатель преломления снижается по мере увеличения интенсивности окраски.

Галит очень распространенный продукт галогенеза морских и континентальных солеродных бассейнов и озер, он выделяется при сублимации в процессе вулканической деятельности, образуется в солончаках, известен как продукт выветривания хлорсодержащих минералов, является основным хлоридным минералом металлоносных осадков Красного моря. По существующим представлениям большая его часть накапливалась в течение летнего седиментационного цикла за счет седиментационного осаждения, а меньшая часть, ассоциирующая с сильвином и карналлитом, формировалась за счет реакций высаливания. Для седиментационного галита характерны зональное строение зерен и наличие включений рапы, газа и минеральных зерен. На стадии диагенеза Т. М. Жаркова в 1976 г. установила значительные преобразования галита: перекристаллизацию, кристаллизацию из межкристалльной рапы; кристаллизацию в зернах галита новообразований сильвина и карналлита за счет включений рапы; укрупнение газовой-жидких включений и вытеснение их из различных минералов за пределы зерен; появление волокнистого галита за счет перекристаллизации и разрастания галитовых слоев при подтоке питающих растворов. На этом этапе в галите происходит разложение органического и алюмосиликатного вещества, растворение обломочного и образование аутигенного кварца и пирита. В катагенезе происходит дальнейшая перекристаллизация галита с образованием шпатовых или сильно вытянутых зерен, окрашивание галита в присутствии сильвина в синий цвет металлическим натрием, возникшим при разложении хлористого натрия под действием ^{40}K . На стадии метабенеза, вблизи интрузивных тел, имеет место сильная перекристаллизация галита до создания шпатовой структуры. В гипергенезе идет выщелачивание галита. Для изучения требует особой методики изготовления шлифов (см. сильвин).

Сильвин. KCl . Кубический. Оптические свойства: $n = 1,490$. Спайность весьма совершенная по (100). Плотность $1,989 \cdot 10^3$. Твердость 2. На вкус горьковато-соленый, слегка жгучий.

Кристаллы кубические, часто притупленные по углам гранями октаэдра. Агрегаты зернистые, реже шестоватые и параллельно-волокнистые, встречаются также налеты и корочки. Бесцветный и прозрачный; молочно-белый за счет включений галита или пузырьков газа; серовато-белый, голубой от включений синего галита;

часто желтый, красный или желтовато-красный за счет включений гематита. В шлифах бесцветен, редко розоватый. Обычно наблюдается в виде неправильных, иногда идиоморфных, изометричных и слегка удлиненных зерен. Отдельные кристаллы имеют зональное строение. С анализатором изотропен. При динамическом воздействии в направлении грани куба становится одноосным положительным, вдоль нормали к грани октаэдра — одноосным отрицательным. При появлении аномального двупреломления окрашенные кристаллы в проходящем свете отчетливо плеохроируют.

В сильвинитах этот минерал обычно ассоциирует с галитом, образуя взаимные включения одинаковой морфологии. Л. К. Семейкина и В. Н. Козлова в 1984 г. в сильвинитах Непского бассейна наблюдали следующие включения галита в сильвине и сильвина в галите: 1) округлые и овальные размером 0,3—1,5 до 2,0 мм; 2) мелкие бесцветные кристаллики кубической формы величиной 0,001—0,01 мм; 3) округлые и неправильно-округлые размером 0,1—0,2 мм; 4) включения неправильной, часто причудливой формы; 5) лишь сильвин наблюдался в виде пятен, выделений по трещинам спайности или периферии зерен галита, а также в виде оторочек, лапчатых, зигзагообразных, когтеобразных, игловидных и другой формы образований вдоль контактов галитовых зерен. Оба минерала содержат пузырьки газа и рапы, нередко многочисленные, рассеянные или вытянутые в одном направлении. Минералы-примеси чаще всего представлены призматическим, шестоватым и игольчатым ангидритом, ромбоэдрическим доломитом, глинистым веществом по спайности и контактам галитовых и сильвиновых зерен, но чаще в ассоциации с ангидритом и доломитом. Минералы-примеси в сильвине встречаются реже, чем в галите, вследствие чего последний выглядит более «загрязненным». Из акцессорных минералов в сильвине постоянно присутствуют гексагональные, призматические и таблитчатые кристаллики, реже неправильные зерна карналлита, уплощенно-ромбоэдрические кристаллики магнезита, розетки, таблички, призмочки, гексагональные кристаллики аутигенного кварца, сферолиты и радиально-лучистые агрегаты борсодержащих минералов, единичные пластинки гематита, органическое вещество. Размеры акцессорных включений до 0,1 мм. Они часто располагаются по периферии как сильвина, так и галита.

Сильвин в составе калийных солей тяготеет к верхним частям соленосных толщ морского происхождения, залегая среди каменной соли; известен в осадках современных бассейнов, встречается в выцветах почв и возгонах вулканов. Осадочный сильвин, как показала в 1976 г. Т. М. Жаркова, имеет седиментационное, диагенетическое и катагенетическое происхождение. Кристаллизация седиментационного сильвина идет из поверхностей рапы. Он имеет зональное скелетное или полногранное строение. В диагенезе либо испытывает перекристаллизацию и теряет зональное строение, либо кристаллизуется из межкристалльных растворов и пузырьков рапы, захваченной галитом. Катагенетический сильвин кристаллизуется

в трещинах пород обычно вместе с галитом, замещает карналлит и образуется при разложении риннеита. Сильвин волокнистого строения имеет явно катагенетический характер.

Сильвин — пластичный минерал: при сжатии между двумя покровными стеклами расплющивается. Галит при этой процедуре превращается в порошок. Сильвинит от галита отличается по показателю преломления и путем травления полированной поверхности насыщенным раствором NaCl: сильвин при этом мутнеет, галит остается блестящим. Раствор хлористой платины PtCl₄ над сильвином мутнеет, а над галитом остается прозрачным.

При изучении большинства минералов галогенных пород, в том числе и сильвина, надо иметь в виду, что они в той или иной степени растворимы в воде. Поэтому при изготовлении шлифов применяют специальную методику. Образец перед изготовлением шлифа проваривают в кедровом бальзаме до момента начала кипения бальзама. Подшлифовку образца и сгон излишней поверхности проводят на грубом порошке, доводку — на микропорошке № 28. Вместо воды при шлифовке используют концентрированный раствор соли, изготавливаемый из того же образца, что и шлиф. Контроль толщины шлифа проводится по линиям спайности минерала: чем тоньше линия спайности, тем меньше толщина шлифа. Наклейка подшлифованного образца на матированное предметное стекло и покрытие доведенного до необходимой толщины шлифа покровным стеклом производится жидким пихтовым бальзамом.

Бишофит. MgCl₂·6H₂O. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 1,528$; $n_m = 1,507$; $n_p = 1,494$; $n_g - n_p = 0,034$. Двусный, оптически положительный: $+2V = 79^\circ 30'$; $r > v$, слабая, перекрещенная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel b$; $cNm = 9^\circ 30'$; $aNg = 5^\circ 45'$. Спайность по (110) весьма совершенная. Плотность $(1,59 - 1,60) \cdot 10^3$. Твердость 1,5. Вкус острый, горький. Легко растворяется в воде и быстро растекается на воздухе.

Кристаллы короткопризматические, листовые, волокнистые. Агрегаты землисто-кристаллические. Бишофит — это прозрачный или полупрозрачный минерал, бесцветный либо с желтоватым, розоватым и сероватым оттенками, серый, голубовато-серый. В шлифах он бесцветный. Минералы-примеси представлены карналлитом, галитом, ангидритом, полигалитом, кизеритом, редко сильвином, минералами класса боратов, присутствует глинистое и битуминозное вещество.

Бишофит является одним из продуктов заключительной стадии морского галогенеза. Он встречается в относительно минеральных бишофитовых, хлоридных и сульфатно-хлоридных бишофитсодержащих породах и характеризуется преимущественно первично-седиментационной природой. В наримановском и городищенском горизонтах Приволжской моноклинали порядок залегания бишофитсодержащих солей, по М. А. Жаркову и др. [30], отвечает установленному в 1962 г. М. Г. Валяшко кристаллизационному ряду: каменная соль (галит) → карналлит, эпсомит (гексагидрит, кизерит) → бишофит. Диагенетический бишофит кристаллизовался

в пористом карналлитовом осадке. Незначительная часть бишофита возникла в результате замещения карналлита. Катагенетический бишофит кристаллизовался в брекчированных породах разного происхождения.

Карналлит. $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ромбический. Оптические свойства: $n_g = 1,494$; $n_m = 1,475$; $n_p = 1,467$; $n_g - n_p = 0,027$. Двуосный, оптически положительный: $+2V = 69^\circ 45'$; $r < v$, слабая. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Nm \parallel b$; $Ng \parallel a$. Погасание прямое. Спайность отсутствует. Плотность $1,6 \cdot 10^3$. Твердость 2—3.

Кристаллы дипирамидальные или толстотаблитчатые, часто псевдогексагональные, иногда несколько вытянутые вдоль оси a . Известны игольчатые кристаллы, изогнутые и слегка закрученные с восьмиугольным поперечным сечением. Обычно карналлит встречается в виде зернистых масс в смеси с галитом, иногда параллельно-волоконистых агрегатов. В микровключениях в галите имеет изометричную, гексагональную, удлинённую или причудливо-угловатую форму размером до 0,05 мм. Иногда наблюдаются тончайшие причудливой формы образования, располагающиеся по трещинам спайности галита, а также гексагональные и короткопризматические с пирамидальными окончаниями кристаллики размером до 0,3 мм. Обычны включения ангидрита, доломита, магнезита, глинистого вещества, галита с растворёнными вершинками кристаллов. В виде включений присутствуют кварц, борацит, органическое вещество. Карналлит содержит красные гексагональной формы пластинки гематита размером 0,01—0,12 мм, иголки гётита длиной до 0,5 мм, желтые чешуйки эритросидерита, точечные включения рапы и газа, коллоидную примесь оксидов железа. В природе он бесцветен, розоватый, красный, бурый или желтый; необычайно гигроскопичен и расплывается на воздухе; вкус жгучий, горько-солёный. Фигуры травления обладают шестиугольной и ромбовидной формами. Растворяясь в воде, карналлит издаёт треск за счёт выделения пузырьков газа, содержащегося в нём под большим давлением. То же самое происходит при сверлении его ножом или проведении по его поверхности стальной иглой. При нагревании на стекле карналлит растворяется в собственной кристаллизационной воде и разлагается. При подсушивании раствора образуются кубики сильвина.

В шлифах он бесцветный или розовый до красного, обычно в неправильной формы зернах с отчетливыми слабоизвилистыми контурами. В зернах карналлита с коллоидальными включениями оксидов железа благодаря их закономерному расположению наблюдается плеохроизм. С анализатором часто обнаруживаются полисинтетические двойники полосчатого и решетчатого типов. Иногда двойники настолько тонкие, что создают впечатление параллельно-волоконистого строения зерен. В срезе, перпендикулярном к оптической оси, двойниковые пластинки образуют угол в 36° с направлением погасания.

Т. М. Жарковой в 1976 г. карналлит установлен на разных этапах морского галогенеза. Карналлит седиментационный кри-

сталлизуется из поверхностных рассолов; диагенетический — при кристаллизации из межкристалльных рассолов и пузырьков рапы, захваченной при кристаллизации галита, а также при замещении сильвина под действием высококонцентрированных межкристалльных рассолов; катагенетический кристаллизуется в трещинах пород. Седиментационный карналлит кристаллизуется одним из последних, встречаясь в верхних горизонтах соляных залежей. Он ассоциирует с галитом, кизеритом, полигалитом, каинитом, а также сильвином, лангбейнитом, ангидритом. Для наблюдения в шлифах требует особой методики их изготовления (см. *сильвин*).

Тахгидрит. $\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Тригональный. Оптические свойства: $n_o = 1,5215$; $n_e = 1,5128$; $n_o - n_e = 0,0087$. Одноосный, оптически отрицательный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $N_e = Np$. Спайность по $(10\bar{1}1)$ весьма совершенная, под углом $106^\circ 30'$. Плотность $1,664 \cdot 10^3$. Твердость 2. Очень горький. Легко растворяется в воде и спирте, на воздухе расплывается.

Кристаллы ромбоэдрические, в природе встречаются в виде округлых зерен и зернистых агрегатов. Цвет восково-желтый до медово-желтого. Просвечивает. В шлифах бесцветный или желтоватый.

Тахгидрит образует вкрапленность, гнезда, секущие прожилки в верхней карналлитовой зоне соляных месторождений в непосредственной близости с каинитсодержащими породами. Он встречается в тесных сростаниях с карналлитом, содержит включения кизерита и иголки ангидрита, обнаружен в соляной глине, в плотном ангидрите, ассоциирует с галитом и седиментационным сильвином. Появляется при воздействии на карналлит восходящих метаморфизованных растворов.

ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Битумоиды (битумы) представляют собой часть органического вещества (ОВ), извлекаемого из горных пород органическими растворителями — сероуглеродом, хлороформом, эфиром, спиртом, бензолом. Они имеют вязкожидкую или твердую консистенцию, которая зависит от содержания летучих и степени потери их при миграции легкоподвижных компонентов.

Среди горных пород битумоиды имеют разные формы нахождения: образуют сплошные залежи, жилы, небольшие макроскопически наблюдаемые скопления; входят в состав цемента обломочных пород; в рассеянном состоянии или в виде мельчайших обособлений, наблюдаемых лишь под микроскопом, присутствуют в глинах, доломитах, солях; дают включения в различных минералах в виде зерен и капелек; встречаются в тонкодисперсном состоянии, окрашивая минералы или породу. Цвет этих образований желтовато-бурый различных оттенков или бурый до черного. В шлифах в проходящем свете они обладают желтоватым, рыжеватокрасным, серовато-бурым и бурым до черного цветом. Показатель преломления меняется от 1,57 у желтоватых до 1,78 и более у ярко-

рыжевато-красных битумоидов. У последних иногда наблюдается двупреломление. Как показали в 1954 г. И. А. Преображенский и С. Г. Саркисян, битумы с $n=1,598$ и менее растворяются в иммерсионных жидкостях, а с $n=1,780$ — не растворяются. В отраженном свете битумоиды приобретают желтовато-белые, желтовато-охристые и красные оттенки и цвета. В том случае, когда они имеют значительный показатель преломления, для отличия их от сходных с ними в шлифах гидроксидов железа В. Б. Татарский в 1948 г. рекомендовал использовать реакцию окрашивания непокрытых шлифов раствором сернистого аммония. Покрытые реактивом гидроксиды железа через 1—3 мин темнеют, окраска битумоидов остается без изменения.

Необходимо также иметь в виду, что даже ничтожные примеси битумоидов в породе люминесцируют в ультрафиолетовых лучах голубым, желтым, коричневым и бурым цветом. Для наблюдения этого явления изготавливают аншлифы без применения каких бы то ни было связующих веществ либо используют прозрачные шлифы, приготовленные без подогревания на обычном конторском клее. Канадский бальзам не употребляется из-за его люминесценции, а нагревание породы приведет к новой миграции углеводородов. Более подробно методика диагностики битуминозных веществ в горных породах рассмотрена И. С. Саркисян в 1970 г.

Характер битумонасыщенности и форма нахождения битумоидов связаны как со структурными и текстурными особенностями пород, так и с наложенными постседиментационными процессами (табл. 21).

МИНЕРАЛЫ НЕПРОЗРАЧНЫЕ И МАЛОПРОЗРАЧНЫЕ В ШЛИФАХ

Минералы низкой твердости (<3)

Золото. Au. Кубическое. Плотность $(15-18) \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3. R 84 %. Важнейшей изоморфной примесью является Ag. Типоморфное значение имеют Bi, Pt, Cu, Pd, Rh, Fe, Ir.

Кристаллы октаэдрического, реже додэкаэдрического и кубического облика. Распространено двойникование по (111). Наиболее обычные пластинки с разной степенью окатанности, менее типичны комковидные зерна и самородки, реже пленки, губчатые, дендритовые, проволочные, порошокватые, монокристаллические и другие формы. Тонкодисперсное золото наблюдается во включениях в пирите и других сульфидах. Цвет золота бывает в зависимости от содержания серебра золотисто-желтый до светло-желтого, иногда, за счет рубашки гидроксидов железа, бурый. Блеск сильный металлический. Черта блестящая желтая. В шлифах золото непрозрачно, в тонких срезах имеет синее и зеленое просвечивание. В отраженном свете оно желтое до светло-желтого; изотропное.

Схема последовательности постседиментационных процессов и характер миграции битумов в карбонатных породах доманиковой фации Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.
По Т. Т. Клубовой, Е. П. Ермоловой, Г. И. Сурковой

Стадия существования осадка и породы	Последовательность минералообразующих процессов и структурных изменений	Форма нахождения битумов	Характер миграции битумов в осадках и породах
Седиментогенез	Накопление карбонатного, глинистого, кремнистого материала и ОБ		
Диагенез	Перекристаллизация известкового осадка с образованием тонкозернистой структуры (I генерация кальцита), появление фосфатов кальция, пирита, каолинита, халцедона I генерации	<ol style="list-style-type: none"> 1. Пигментация битумами участков седиментогенного карбоната. 2. Унаследованные включения битумов в кристаллах кальцита при перекристаллизации и в новообразованиях фосфата кальция. 3. Нахождение битумов в пустотах между фрагментами осадка, зернами перекристаллизованного кальцита, чешуйками каолинита и во внутренних полостях скелетных остатков организмов 	Начало битуминизации ОБ и миграции битумов внутри глинистого осадка Проникновение битумов из глинистых в более проницаемые слои карбонатного осадка Миграция битумов интенсивная
	Перекристаллизация кальцита с образованием мелкокристаллической структуры, звездчато-сферолитовых нарастаний на раковинах кониконх и крустификационных оболочек на фрагментах породы (II генерация кальцита). Образование доломита I гене-	<ol style="list-style-type: none"> 1. Унаследованные включения битумов в кальците II генерации в виде контуров остатков раковин и других битумосодержащих фрагментов, мелких однородных скоплений, первоначально представляющих собой заполнения пустот осадка, а также в до- 	

	рации, полевых шпатов, пирита, кремнезема II генерации	ломите I генерации. 2. Пигмент в новообразованиях кремнезема. 3. Скопления битумов между кристаллами новообразованных минералов.	
Катагенез	Перекристаллизация кальцита с образованием мелко- и среднекристаллической структуры (III генерация кальцита). Образование доломита II генерации	1. Унаследованные включения битумов в кристаллах кальцита III генерации. 2. Появление обогащенных битумами зон в доломите II генерации. 3. Небольшие скопления битумов в межзерновых пространствах на перекристаллизованных и доломитизированных участках	Продолжение битуминизации ОБ Миграция битумов внутри осадка и в вышележающие слои. Миграция происходила слабее
	Образование флюорита, пирита. Полное или частичное заполнение трещинок и каверн аутигенными минералами (кальцит IV генерации, доломит III генерации, ангидрит, каолинит II генерации, халцедон и кварц III генерации)	1. Унаследованные включения битумов (незначительные количества) в аутигенных минералах, развивающихся метасоматически. 2. Скопление битумов в сообщающихся полостях и трещинах.	Продолжение битуминизации ОБ в глинистых породах и, возможно, начало генерации углеводородов в карбонатных породах под влиянием повышения температур. Миграция битумов в основном по эффективным пустотам и трещинам

Золото может быть обломочное и аутигенное. Для россыпей обломочного золота Н. В. Петровская в 1973 г. установила три группы признаков: 1) свидетельства дальности и условий переноса — окатанность, истирание, сортированность по размеру обломков, повышение пробности по мере удаления от предполагаемых источников сноса, изменения в структуре; 2) следы периодов покоя золотоносных отложений — высокопробные оболочки, структуры рекристаллизации деформированных участков зерен и зернистых агрегатов, структуры рекристаллизации, в том числе с обильными двойниками (типоморфные особенности золота древних погребенных россыпей), распространенность «нового» золота; 3) показатели повторного развития или усиления процессов миграции золота в россыпях — изгибы, скручивание, сплющивание, появление шрамов на истертых плоских частицах золота; повторные пластические деформации рекристаллизованного золота; смятие пористых приповерхностных оболочек; истирание вздутий золотин над газовыми включениями.

Аутигенное золото полигенетично. Его появление обусловлено разнообразием геохимических свойств золота. Благодаря гидрофильности, проявляющейся при активном участии галоидов и органических веществ, сравнительно легко растворяется и переотлагается в экзогенных условиях с образованием крупных скоплений. Гипергенное золото образует пленки, губчатые агрегаты, мелкие кристаллики и их сростки в трещинах дегидратации, порах и кавернах бурых железняков и ярозитов зоны окисления золотосульфидных месторождений. В 1985 г. Н. В. Нестеров отметил, что зона гипергенного обогащения имеет место в пределах многих золоторудных месторождений северо-востока Азии. Признаком гипергенно-обогащенного золота в близлежащих россыпях является присутствие золота «в рубашке» из оксидов железа. На всех этапах литогенеза наиболее действенным геохимическим барьером служит восстановительная среда углеродсодержащих пород. Золото сорбируется и соосаждается оксидами железа, сульфидами Fe, As, Cu, Pb, Zn, Mo, опалом, самородной серой, битумами, графитом, углистым веществом, цеолитами, глинистыми и другими минералами. Позднее оно переходит в самородное состояние, часто ассоциирует с сульфидами. Диагенетическое «новое» золото встречается в губчатых и пленочных выделениях на окатанных золотинах, наростах сложной дендритовой формы, зернах с зачаточными и хорошо различными гранями и на самородках в россыпных месторождениях. Интенсивность новообразований увеличивается с глубиной залегания россыпи. Г. С. Попенко [32] в долинных отложениях р. Зеравшан отметила наросты «нового» золота, увеличивающие толщину золотин в два-три раза, на глубинах 59—66 м. От общей массы россыпного золота «новое» составляет 15—40 %, а по отдельным золотинам 50—70 %. Дисперсное и видимое золото — обычный спутник диагенетических конкреционных сульфидных руд типа медистых песчаников и сланцев, обогащенных органическим веществом. Ката- и метагенетическое золото обычно

тонкодисперсно и приурочено к зонам интенсивной сульфидизации пестроцветных и черных углеродсодержащих песчано-глинистых толщ.

Галенит. PbS. Кубический. Спайность совершенная по кубу (100). Плотность $7,6 \cdot 10^3$. Твердость 2—3. R 43 %.

Кристаллы кубического, кубооктаэдрического, октаэдрического, реже пластинчатого, столбчатого и скелетного облика. Галенит обычен в зернах, пылевидной вкрапленности, гнездах, прослоях либо прожилках и жилах. Цвет свинцово-серый. Блеск металлический. Черта серовато-черная. По спайности наблюдаются треугольные ямки выкрашивания. В отраженном свете галенит принят как эталон белого цвета. Изотропен.

Известны диагенетический и катагенетический типы галенита. Стратиформные его рудопроявления, как показал в 1973 г. С. М. Корневский, приурочены к доломитам, доломитизированным известнякам, мергелям, реже песчаникам и глинам карбонатных, нередко содержащих гипс толщам крупных галогенных формаций. Образование и перераспределение галенита обусловлено содержанием органического материала в исходных осадках. В карбонатных породах с полиметаллическим оруденением в поле тектонического и температурного влияния интрузий появляется вкрапленный и прожилковый метагенетический галенит. Иногда галенит выполняет полости фосфоритовых конкреций, септарные выделения в пирите, образует вкрапленность и тонкие пленки в углях. При окислении он покрывается корочкой англезита, в карбонатной среде переходит в церуссит, иногда с выделением самородной серы.

Халькозин. Cu_2S . Установлено несколько полимерных модификаций, наиболее распространенная — низкотемпературный ромбический халькозин. Спайность по (110) несовершенная. Плотность $(5,5—5,8) \cdot 10^3$. Твердость 2,5—3. R 29 и 22 %.

Кристаллы короткопризматические и толстотаблитчатые псевдогексагонального или псевдоромбического облика. Наблюдаются псевдогексагональные или крестообразные двойники. Обычно встречается в тонкозернистых агрегатах. Цвет свинцово-серый. Блеск металлический. Черта темно-серая. Отличается непостоянством свойств в отраженном свете. Цвет серо-белый, голубоватый или голубой (примесь ковеллина) до розового (примесь борнита). Эффект анизотропии слабый. Обнаруживается при неполной скрещенности николей по появлению бледных розовых и голубоватых тонов на различно ориентированных зернах. Отражательная способность меняется: по С. А. Вахрамееву, она составляет 29 и 22 %; по С. А. Юшко, в красном свете для розового халькозина 15 %, для голубого 20 %; Е. Л. Афанасьева и М. П. Исаенко в 1981 г. привели значения R 32 и 25 %. В HNO_3 вскипает, становится более синим и выявляет спайность; в FeCl_3 синее и выявляет структуру.

В зоне вторичного сульфидного обогащения медно-сульфидных месторождений гипергенный халькозин замещает другие сульфидные минералы с образованием петельчатых и сетчатых структур. Халькозин диагенетический встречается в конкрециях и псевдомор-

фозах по органическим остаткам; катагенетический замещает цемент, разбивается по борниту, выполняет поры и пустоты, образует гнезда, сгущения, слойки, линзы, приуроченные к элементам слоистости пород и трещинам; метагенетический, на примере Джекказгана, образует полосчатые руды в зальбандах пластовых минерализованных трещин среди меденосных отложений. Как показал в 1973 г. С. М. Корневский, общей особенностью распространения аутигенного халькозина является приуроченность к пестроцветным песчаникам, алевролитам и глинистым породам прибрежных фаций засолоняющихся бассейнов. Типична связь халькозина с отложениями, богатыми органическим веществом. При окислении он переходит в куприт, малахит, азурит и другие минералы.

Ковеллин. CuS . Гексагональный. Оптические свойства: $n_o = 1,45$; $n_e = ?$ Двупреломление слабое. Одноосный, оптически положительный. Спайность совершенная по (0001). Плотность $(4,59-4,67) \times 10^3$. Твердость 1,5—2. R 26—18 %.

Кристаллы мелкие таблитчатые. Обычны тонкие примазки, земляные массы, прожилки, массивные агрегаты. Цвет индигово-синий. Блеск матовый до смолистого. Черта серая до черной. В шлифах в чрезвычайно тонких срезах ковеллин имеет зеленый цвет. Плеохроизм сильный по схеме $N_o > N_e$. В отраженном свете он обладает синим цветом. Двухотражение сильное: от бледно-голубого до васильково-синего. С анализатором ковеллин сильно анизотропен: от синего до красного, чем отличается от голубого халькозина.

Ковеллин — это очень распространенный экзогенный минерал меднорудных месторождений. Он замещает халькозин, халькопирит, борнит и другие сульфиды меди, а в зоне окисления переходит в малахит, при отсутствии кислорода — в халькозин. И. Джеквард в 1980 г. отметил ковеллин в составе ультрамикроскопической взвеси из пелагических зон Мирового океана.

Тодорокит. $(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba})_2\text{Mn}_5^{4+}\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Псевдоромбический. Оптические свойства: $n_g > 2,35$; $n_p > 2,31$. Двуосный, оптически отрицательный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Nm \parallel c$; N_g почти $\parallel b$; либо $Nm \parallel b$; N_g почти $\parallel c$. Спайность совершенная по (001) и (100) либо по (100) и (010). Плотность $(3,3-3,8) \cdot 10^3$. Твердость 1,5—2,5. R 21,0; 24,5 %. Растворяется в HCl с выделением Cl_2 .

Тодорокит встречается в полосчатых, сферолитовых, волокнистых, почковидных и дендритовых агрегатах, состоящих из мелких игольчатых кристаллов (рис. 45, 46). Он имеет темно-коричневый и черный цвет. Черта темно-коричневая.

В шлифах в проходящем свете тодорокит имеет коричневый цвет, иногда он непрозрачный. Плеохроирует в коричневых тонах. В отраженном свете светло-серый до темно-серого. Сильно анизотропен с цветными эффектами от светло-серого до серовато-белого.

Тодорокит широко распространенный минерал. Он встречается в железомарганцевых конкрециях и рудных корках Тихого океана. Его вулканогенные и метасоматические типы характерны для вул-



Рис. 45. Массивные сферолитовые агрегаты грубокристаллического тодорокита. Формации Эль-Кобре. Месторождение Чарко-Редондо. Куба, пров. Орьенте. Ув. 1. По Е. А. Соколовой



Рис. 46. Дендриты тодорокита (черное) по известнякам формации Эль-Кобре. Месторождение Хуанита. Куба, пров. Орьенте. Ув. 1. По Е. А. Соколовой

каногенно-осадочных формаций, а гипергенный — для пород, содержащих марганец.

Графит. С. Гексагональный. Оптические свойства: $n_o = 1,93$ — $2,07$; $n_e = 1,5$. Одноосный, оптически отрицательный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Спайность по (0001) весьма совершенная. Плотность $(2,09$ — $2,23) \cdot 10^3$. Твердость 1—2. R 22—5 %.

Встречается в виде гексагональных чешуек или таблитчатых кристаллов, массивных, листоватых, зернистых или землистых агрегатов. Цвет темно-серый до железо-черного. Блеск металлический, в скрытокристаллических агрегатах матовый. Черта черная блестящая. На ощупь жирный. Пачкает руки. В шлифах непрозрачен. В тонких срезах просвечивает зеленовато-серым оттенком. Плеохроичен: по No — темно-зеленый, по Ne — почти бесцветный. В отраженном свете буровато-серый, слегка коричневатый. Сильно анизотропен с ярким оранжево-кумачевым цветным эффектом. Двухотражение сильное с заметным, от коричневатого до сине-серого, цветным эффектом.

Типичный минерал контактово- и регионально-метаморфизованных осадочных пород, содержащих растительные остатки и битумы (угли, сланцы, известняки, гнейсы). Ю. Б. Басс, С. Т. Борисенко, В. Ю. Кондрачук и М. Д. Эльянов в 1975 г. описали графит в графитоносной коре выветривания каолинового состава на гнейсах и сланцах в Приднепровье, на Побужье, Волини и в Приазовье. К процессам выветривания устойчив, испытывает лишь некоторое измельчение, улучшающее качество графита.

Вернадит. $MnO_2 \cdot nH_2O$. Аморфный или слабо раскристаллизован. Псевдотетрагональный (?). Плотность $(3$ — $3,5) \cdot 10^3$. Твердость 2; до 6 у плотных разновидностей. R 14—17 %.

Образует сплошные слабораскристаллизованные, иногда землистые массы, натечные выделения, корки. Цвет темно-бурый до черного, плотные разности имеют смоляно-черный цвет. Черта шоколадно-бурая. В отраженном свете светло-серый, по наблюдениям С. А. Юшко в 1971 г., темно-серый. Плотный вернадит имеет коллоидное строение. Изотропный. Внутренние рефлексы коричневые. Легко растворяется в HCl и HNO_3 . При растворении в H_2SO_4 раствор окрашивается в лиловый цвет.

Вернадит развит в зоне окисления силикатных и карбонатных марганцево-рудных образований. Как показала П. Ф. Андрущенко в 1976 г., он является преобладающим рудным минералом железомарганцевых конкреций Тихого океана, где находится в сростании с гидроксидами железа. В нижней, погруженной в донные осадки части глыбовых конкреций встречаются корки мономинерального смоляно-черного вернадита. В конкрециях, где ядрами являются обломки фосфатизированных карбонатных пород, вернадит образует переходные зоны с кристаллически-зернистым тодорокитом. В аншлифах он отличается от последнего более низкой отражательной способностью и отсутствием эффектов анизотропии.

Бернессит. (Ca, Mg, Na, K)_{<1}(Mn⁴⁺, Mn²⁺)(O, OH)₂. Гексагональный. Оптические свойства: $n_o=1,73$; $n_e=1,69$. Одноосный, оптически отрицательный. Погасание прямое. Плотность $\sim 3 \cdot 10^3$. Твердость 1,5.

Образует мелкие зерна и кристаллики, плотные и землистые выделения, иногда корочки. Цвет черный. В шлифах темно-коричневый. В аншлифах серовато-белый с голубоватыми до коричневатых оттенков. Отражательная способность средняя до довольно низкой. Анизотропия сильная и даже интенсивная, иногда минерал хорошо раскристаллизован.

П. Ф. Андрушанко в 1976 г. обнаружил бернессит в тонкокристаллических землистых выделениях в рудных оболочках отдельных конкреций Тихого океана в сростании с тодорокитом, рансьенитом, вернадитом, а также колломорфных образованиях среди палагонита, монтмориллонита, филлипсита. Этот минерал известен в болотных отложениях, в марганцевых стяжениях среди флювиогляциальных отложений, обнаруживается в зоне окисления ряда марганцеворудных месторождений, где ассоциирует с пиролюзитом.

Минералы средней твердости (3—5)

Платина. Pt. Кубическая. Спайность отсутствует, у никелистой платины следы спайности по кубу. Плотность $(12—15) \cdot 10^3$ у ферроплатины, $(15—19) \cdot 10^3$ у поликсена. Твердость 4—4,5, у богатых иридием разновидей до 6—7. R 70 %. Примесями являются Fe, Ir, Pd, Rh, Cu и др. Поликсен содержит до 15 % Fe, ферроплатина до 15—19 % Fe, палладистая платина до 7 % Pd, иридийная платина до 8 % Ir.

Кристаллы мелкие октаэдрического или кубического облика. Из двойников развиты двойники прорастания по (100) и сростания по (111). Обычно встречается в зернах разнообразной формы: неправильных округлых или удлинённых, каплевидных, крючковидных, пластинчатых, лепешковидных в скелетных и губчатых выделениях. Вблизи коренных источников наблюдаются неправильные и скелетные формы, на удалении от них в косовых россыпях — окатанные пластинчатые и лепешковидные формы. Наблюдаемая иногда штриховка на поверхности окатанных частиц обусловлена вростками тонких пластинок осмистого иридия, выкрашивающегося при истирании. Цвет серебристо-белый (поликсен) до стально-серого (ферроплатина), иногда бронзовый (медистая платина) и латуно-желтый (палладистая платина). Блеск металлический. Черта стально-серая. Излом крючковатый. В отраженном свете белая. Изотропна. Структура выявляется царской водкой и $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$. Встречается в россыпях в связи с основными и ультраосновными породами.

Халькопирит. CuFeS_2 . Тетрагональный. Плотность $(4,1—4,3) \times 10^3$. Твердость 3—4. R 47 %.

Кристаллы удлиненные или изометрические тетраэдрического, псевдооктаэдрического и псевдодоэктаэдрического габитуса. Характерны двойники по (112), (012), (110). Обычны зернистые и скрытокристаллические агрегаты. Цвет латунно-желтый, часто с синей или пестрой побежалостью. Блеск металлический. Черта зеленовато-черная. В отраженном свете желтый. Слабо анизотропен с цветным эффектом.

Происхождение и формы проявления аналогичны халькозину, с которым тесно ассоциирует. При метабазисе намечается тенденция увеличения в рудах содержаний халькопирита и сокращения халькозина. При выветривании замещается борнитом, образуя с ним пластинчато-решетчатые структуры сростания, халькозином, ковеллином, позднее появляются сульфаты Cu и Fe, малахит, лимонит и другие минералы.

Пирротин. $Fe_{1-x}S$. Гексагональный. Плотность (4,58—4,6) · 10³. Твердость 4. R 37 %.

Кристаллы таблитчатые или бипирамидальные, одиночные или полисинтетически сдвойникованные. Обычно они встречаются в массивных или зернистых агрегатах. Цвет бронзово-желтый с бурой побежалостью. Черта серовато-черная. Пирротин магнитен, но не всегда. В HCl растворяется с выделением H₂S. В аншлифах он кремовый. Анизотропен.

Пирротин встречается в метаморфизованных медистых песчаниках. Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренберг, В. В. Калинин, Е. С. Тихомиров в 1968 г. наблюдали его в керченских оолитовых гидрогетит-шамозитовых рудах в ассоциации с сидеритом и вивинантом, А. Г. Бетехтин в 1956 г. изучал его в желваковых фосфоритах. По мнению Ф. В. Чухрова, в керченских рудах пирротин образуется за счет гидротроилита. В виде идиоморфных таблитчатых шестигранников размером 10—200 мкм пирротин отмечен в металлоносных осадках Красного моря [4]. При выветривании он легко переходит в сульфаты железа, которые, гидролизуясь, дают лимонит и свободную серную кислоту.

Пирролюзит. MnO₂. Тетрагональный. Одноосный, оптически положительный. Спайность совершенная по (110). Плотность 5,2 × 10³. Твердость 6—6,5 у кристаллов до 1—2 у землистых агрегатов. R_e 39,7 %; R_o 29,5 %.

Кристаллы от длинно- до короткопризматических, иногда игольчатые, вытянутые по оси c . Обычны плотные тонкозернистые и скрытокристаллические оолитовые, пизолитовые, конкреционные, почковидные сплошные линзообразные и желваковые, колломорфные и метаколлоидные агрегаты (рис. 47), реже рыхлые и землистые массы. Среди плотных слабораскристаллизованных масс нередко встречаются волокнистые, тонкошестоватые, лучистые и зернистые агрегаты. Цвет стально-серый до черного, иногда с синеватой побежалостью. Блеск металлический, у землистых агрегатов матовый, у тонкошестоватых — шелковистый. Черта черная или синевато-черная. Капля HCl на поверхности минерала становится

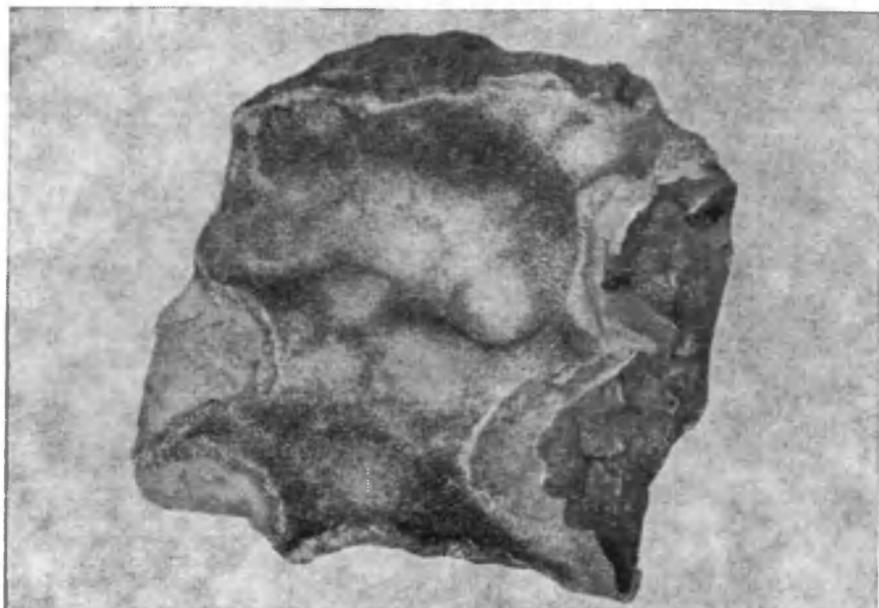


Рис. 47. Натечные образования тонкошестоватого пиролюзита (светло-серое) по криптомелану (серый, на изломе темно-серый). Месторождение Китай. КазССР. Ув. 1. По В. Н. Смольяниновой

коричневой, капля H_2O_2 сильно вскипает, $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$ неоднородно окрашивают поверхность в черный цвет.

В отраженном свете минерал имеет серовато-белый цвет с бурым или кремовым оттенком. Характерна грубая трещиноватость. Сажистый пиролюзит темно-серый, не полируется. Отражательная способность у скрытокристаллического пиролюзита ниже. Двухотражение сильное: от светло-серовато-белого (R_o) до более светлого с желтоватым оттенком (R_e). Кристаллические разности сильно анизотропны с цветным, от кремово-желтого до фиолетово-серого, эффектом.

Пиролюзит — довольно распространенный гипергенный минерал зоны окисления марганцевых и железомарганцевых месторождений. В качестве примера можно привести состав рудообразующих минералов Сваранского месторождения (табл. 22).

Коронадит. $\text{Pb}_{2-y}\text{Mn}_{8-z}(\text{O}_{16-x})\text{OH}_x$, где y — от 0,8 до 0,9, z — от 0,2 до 0,7, x — от 0,9 до 1. Тетрагональный или моноклинный. Оптические свойства: $n_o = 3,25$; $n_e = 2,95$ (вычисл.). Спайность по (110). Плотность $(5,24 - 5,50) \cdot 10^3$. Твердость 4,5—5. R_e 32,5; R_o 27,5. Мп содержится главным образом в виде Mn^{4+} , который изоморфно замещается Mn^{2+} , Fe^{3+} . Свинец замещается барием. Сионим — свинцовый псиломелан.

Кристаллы призматические, удлинены по оси c . На гранях призм — вертикальная штриховка. Обычно встречается в тонкозер-

Главные рудообразующие минералы Сваранцкого месторождения
Юго-Восточной Армении.
По П. Ф. Андрущенко и А. Т. Суслову

Образовавшиеся при осадконакоплении и диagenезе, сохранившиеся в реликтовой форме	Возникшие при метаморфизме	Связанные с гидротермальными процессами	Типичные для зоны окисления
Манганит Родохрозит Манганокальцит Гидроксиды марганца Гидроксиды железа Опал	Браунит Биксбиит Манганит Гаусманит Родонит Бустамит Родохрозит Тефронит Пьомонит Кварц Гранат	Браунит Манганит Рамделлит Родонит Бустамит Родохрозит Пьомонит Тулит Фриделит Цоизит Клиноцоизит Пренит Барит Кальцит Хлорит Альбит Кварц Халцедон Самородная медь	Бернессит Тодорокит Псиломелан Криптомелан Рансьеит Пиролюзит Рамделлит Мартит Гётит Гидрогётит Самородная медь Куприт Малахит

нистых сосцевидных корках с волокнистой структурой (рис. 48). Цвет серебристо-белый, на воздухе — темно-серый до черного. Блеск металлический и полуметаллический, иногда тусклый. Черта коричневатая-черная. Коронадит растворяется в концентрированной HCl, окрашивая раствор в бурый цвет. В шлифах он непрозрачен. В аншлифах свинцово-белый, слегка желтоватый. Крупные кристаллы отчетливо двуотражают. В тонкозернистых агрегатах двуотражение заметно в масле. Сильно анизотропен с цветными эффектами от серого до коричневого. Погасание прямое. Наблюдаются двойники.

Коронадит встречается в зоне окисления полиметаллических и марганцевых месторождений.

Рамделлит. MnO_2 . Ромбический. Спайность по (001) и призме. Плоскости спайности пересекаются под прямым углом. Плотность $4,37 \cdot 10^3$. Твердость 3. R 26,2.

Этот минерал встречается в тонкозернистых агрегатах, радиально-лучистых тонковолокнистых скоплениях (рис. 49), мелких кристаллах, иногда в толстотаблитчатых кристаллических зернах. Цвет стально-серый до железо-черного. Черта красноватая или черная с бурым оттенком. Блеск металлический. В отраженном свете рамделлит имеет желтовато-белый цвет. Хорошо выражена

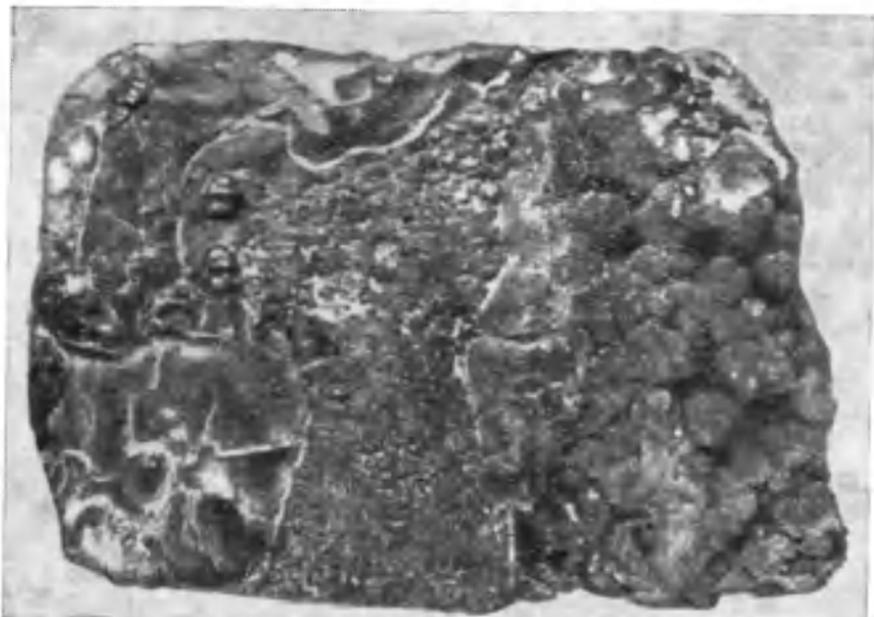


Рис. 48. Коронадит. Месторождение Батыскау. КазССР. Ув. 2. По В. И. Смольяниновой

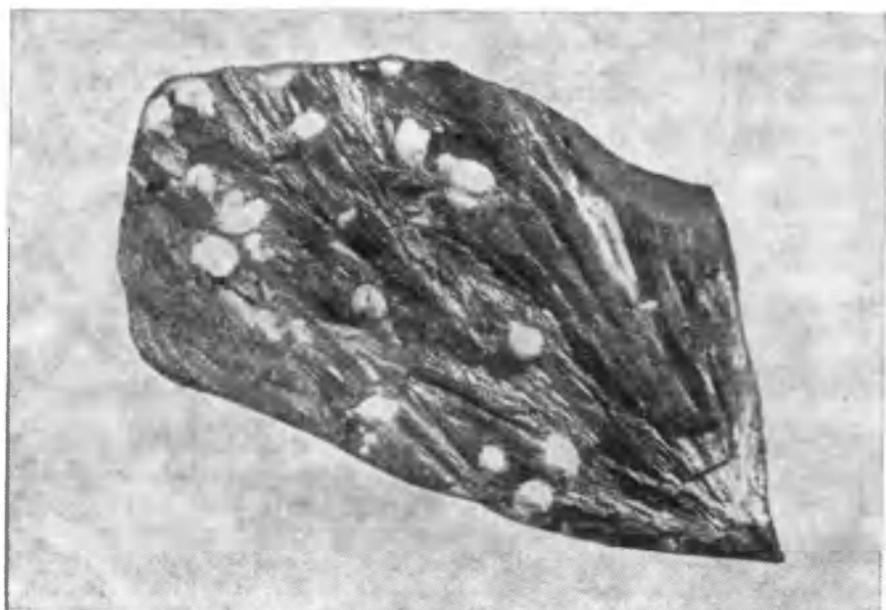


Рис. 49. Крупнокристаллический радиально-лучистый рамселлит с округлыми включениями барита (белое). Эльворское месторождение. АзССР. Ув. 1. По П. Ф. Андрущенко

спайность. Двуетражение отчетливое. Слабо анизотропен. Внутренние рефлексы темно-красные, наблюдаются в иммерсии. Минерал имеет гипергенное либо гидротермальное происхождение в марганцевых и железомарганцевых месторождениях (см. табл. 22). В зоне окисления часто ассоциирует с пиролюзитом.

Борнит. Cu_5FeS_4 . Кубический. Спайность практически отсутствует. Плотность $(4,9-5,0) \cdot 10^3$. Твердость 3. R 21 %.

Кристаллы кубические, иногда усеченные гранями октаэдра, встречаются редко. Обычны массивные агрегаты, вкрапленность, прожилки, цемент в обломочных породах. Борнит на свежем изломе темный, медно-красный (в отличие от ковеллина) с оранжевым оттенком у твердых растворов борнит-халькопирита и с розовым у твердых растворов борнит-дигенита. Характерна яркая синяя и пестрая побежалость. Блеск полуметаллический. Черта серовато-черная. В HNO_3 вскипает, буреет и выявляет спайность. FeCl_3 окрашивается в оранжевый цвет. В отраженном свете в свежей полировке минерал имеет розовый цвет. На воздухе он покрывается буроватыми, зеленоватыми и голубоватыми налетами. Изотропен или слабо анизотропен.

Известен гидротермальный и контактово-метаморфический борнит, наиболее распространен гипергенный борнит за счет халькопирита, с которым образует структуры распада твердого раствора. Это один из главных минералов медистых песчаников и сланцев. В поверхностных условиях он замещается вторичными медными минералами либо гидроксидами железа.

Рансьеит. $(\text{Ca}, \text{Mn}^{2+})\text{Mn}_4^{4+}\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Гексагональный. Плотность $(3,2-3,3) \cdot 10^3$. Твердость 3. $R > 14-17$ %. Синоним — кальциевый псиломелан.

Минерал образует мелкие призмочки, зернистые, тонковолокнистые, тонкопластинчатые или скрытокристаллические колломорфные натечные или почковидные агрегаты. Цвет серебристо-серый, буровато-черный, коричневый, фиолетовый. Черта темно-коричневая. Блеск сильный металлический. В тонких срезах рансьеит просвечивает коричневым цветом. В аншлифах нередко наблюдаются зерна с грубыми трещинами спайности в одном направлении. Отражательная способность относительно высокая (выше, чем у вернадита). Резко анизотропен.

По наблюдениям Н. М. Страхова, Л. Е. Штеренберга, В. В. Калининко, Е. С. Тихомирова, это гипергенный минерал зоны окисления ордовикских руд Сакмарской зоны Южного Урала в ассоциации с вернадитом и криптомеланом. Он встречается в зоне окисления сульфидных месторождений, в том числе свинцово-цинково-марганцевых гидротермального происхождения провинции Цзянсу (КНР) в ассоциации с пиролюзитом, псиломеланом, ромсделлитом. П. Ф. Андрущенко в 1976 г. обнаружил его в рудных корках и ядрах некоторых железомарганцевых конкреций Тихого океана и в несколько большем количестве в гидротермально измененных конкрециях в ассоциации с тодорокитом, вернадитом, иногда криптомеланом. Значительное распространение гипергенного рансьеита

обнаружено П. Ф. Андрущенко и А. Т. Суловым в 1978 г. в вулканогенно-осадочных рудах Сваранцкого месторождения (см. табл. 22). Рансьент образует мономинеральные скопления в полукислородных браунит-родоносовых рудах, секущие прожилки кристаллических агрегатов в затронутых выветриванием манганит-браунитовых рудах, агрегаты пластинчатых зерен в прожилках в яшмах и яшмовидных породах на контакте с марганцевой рудой.

Манганит. $MnOОН$. Моноклинный. Оптические свойства: $n_g = 2,53$; $n_m = 2,24$; $n_p = 2,24$; $n_g - n_p = 0,29$ (для Li света). Двуосный, оптически положительный: $+2V$ малый; $r > v$, сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np = a$, $Np = b$, $cNg = 0-4^\circ$. Удлинение положительное. Спайность весьма совершенная по (010), совершенная по (110), несовершенная по (001). Плотность от $4,4 \cdot 10^3$ до $3,7 \cdot 10^3$ у гидроманганита. Твердость 3,5—4. R 21; 15,2 %.

Кристаллы коротко- и длиннопризматические до игольчатых. На призматических гранях — грубая вертикальная штриховка. Распространены двойники: сростания, прорастания, коленчатые, крестовидные. Обычны скрытокристаллические и тонкозернистые агрегаты в виде плотных корок, полусферических стяжений, оолитов, пизолитов, конкреций, сплошных плотных, реже землистых масс. На стенках пустот и внутренней поверхности органических остатков манганит часто образует агрегаты копьевидных и тонкопризматических кристалликов. Обычно он имеет темный стальносерый цвет до черного, а гидроманганиты — бурый. Часто присутствует буровато-черная или пестрая побегалость. Блеск полуметаллический в кристаллах, матовый в агрегатах. Черта бурая. В шлифах в тонких срезах манганит красновато-коричневый, слабоплеохроичный по схеме $Np = Nm < Ng$. В отраженном свете он сероватобелый со слабым буроватым оттенком. Двухотражение ясное: от серовато-белого до буровато-серого. Сильно анизотропен с цветными эффектами: голубовато-серыми, фиолетово-серыми, желтовато-серыми. Криво-красные внутренние рефлексы хорошо заметны в иммерсии в разрезах по (010).

По наблюдениям Н. М. Страхова, Л. Е. Штеренберга, В. В. Калининко, Е. С. Тихомирова, диагенетический манганит встречается в олигоценовых марганцеворудных месторождениях юга СССР. В современных озерных, морских и океанических железомарганцевых стяжениях он наблюдается редко и рассматривается как диагенетический по псиломелану. Образование манганита идет при некотором недостатке кислорода. В локальных, с застойными условиями, участках зоны окисления имеет место прожилковидный и гнездовидный вторичный гипергенный манганит по псиломелану. По наблюдениям П. Ф. Андрущенко и А. Т. Сулова, на Сваранцком месторождении (см. табл. 22) крупные агрегаты призматического манганита в сростании с браунитом, родохрозитом, кварцем и халцедоном образуются при перекристаллизации и более глубоких изменениях осадочных гидроксидов и карбонатов марганца. Иногда он связан с гидротермальными процессами. При ката- и метатенезе переходит к гаусманит и браунит. В зоне окисления

замещается пиролюзитом, псиломеланом и другими минералами марганца зоны окисления.

Сфалерит. ZnS . Кубический. Оптические свойства: $n=2,37$. Спайность по (110) совершенная. Плотность $4,1 \cdot 10^3$. Твердость 3,5—4.

Основной изоморфной примесью в сфалерите является железо, замещающее цинк — до 26 %. Кроме железа цинк замещается Mn , Cd , Ga , Ge , In , Co , Hg . В химических анализах указываются Cu , Ag и Sn , но они частично могут присутствовать в виде включений других минералов.

Часто встречается в хорошо образованных кристаллах тетраэдрического, кубооктаэдрического и додекаэдрического габитуса. В агрегатах зернистый, скорлуповатый, почковидный, колломорфный, землистый или оолитовый. Чистый сфалерит бесцветен (клеюфан), но в природе обычно окрашен примесями в черный (марматит), бурый, красноватый, желтый и зеленый цвет. Блеск жирный, алмазный. В концентрированной HCl растворяется с выделением серы. В окислительном пламене на угле дает белый налет оксида цинка.

В шлифах сфалерит бесцветный, содержащий примесь железа — светло-желтый или коричневатый полупрозрачный. Иногда окраска проявляется зонально. С анализатором изотропен, но вследствие внутренних напряжений возможно двупреломление. Наблюдаемые иногда одноосность и положительный знак обусловлены, по-видимому, наличием сростаний сфалерита и политипных разновидностей вюртцита. Часто наблюдаются полисинтетические, контактные и взаимопроникающие двойники и пластинчатые сростки. В отраженном свете это полуметаллический светлоокрашенный минерал.

В осадочных породах присутствует аутигенный диагенетический сфалерит, редко обломочный. Н. М. Страхов в 1962 г. и С. М. Корневский в 1973 г. показали, что в крупных масштабах аутигенное накопление цинка, как свинца и меди, проявляется в подсолевых, межсолевых и надсолевых комплексах крупнейших галогенных формаций аридных зон. Если медное оруденение приурочено в них к более грубозернистым дельтовым, реже прибрежно-морским осадкам, то свинец и цинк приурочены преимущественно к карбонатным толщам, нередко содержащим гипс. Часто оруденение связано со слоями, богатыми органическим веществом. Е. К. Лазаренко описал землистый или колломорфный светлоокрашенный сфалерит — брункит из песчаных битуминозных глин района Трускавца. Нередко сфалерит приурочен к пиритовым конкрециям и пиритизированным остаткам древесины; в мелких включениях и тонких секущих прожилках встречается в углях; заполняет внутренние полости и реже трещины усыхания сидеритовых и фосфоритовых конкреций. Чаше других сфалерит ассоциирует в них с галенитом, кальцитом, иногда кварцем. Сфалерит и его железистая разновидность марматит являются наиболее распространенными минералами металлоносных осадков впадины

Атлантис-II, Красное море [4]. В поверхностных условиях он легко окисляется с образованием сульфата цинка. И. Джедвард в 1980 г. указал аутигенный сфалерит в составе ультрамикроскопической взвеси из пелагических зон Мирового океана.

Минералы высокой твердости (>5)

Марказит. FeS_2 . Ромбический. Иногда ясная спайность по (101). Плотность $4,9 \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5. R 55 %.

Представляет собой полиморфную модификацию пирита и отличается от последнего более постоянным составом. Кристаллы удлиненно-призматического, таблитчатого или копьевидного облика. Часто встречаются двойники — простые и полисинтетические. Последние в виде копьевидных двойников, пятерников, сложных гребенчатых сростаний. Обычны конкреции самой разнообразной формы: звездчатых агрегатов, искривленных корок, шаровидных стяжений «икряной» структуры, псевдоморфоз по органическим остаткам. Цвет латунно-желтый с сероватым или зеленоватым оттенком, более светлый, чем у пирита. Блеск металлический. Черта черная. В отраженном свете марказит бледно-желтый. Двухотражение слабое, отчетливо заметно в иммерсии. Сильно анизотропен с цветным эффектом от зеленого до красновато-фиолетового. От пирита отличается практически по анизотропии.

Диagenетический марказит в основном встречается в угленосных песчано-глинистых отложениях. Он формируется в условиях кислой восстановительной среды. Иногда совместно с пиритом гипергенный за счет пирротина колчеданных месторождений. На стадиях ката- и метагенеза марказит переходит в пирит. В зоне окисления он изменяется быстрее пирита, покрываясь буроватыми-серыми со специфическим запахом выцветами различных сульфатов, обычно ярозита, или замещается гидроксидами железа.

Пирит. FeS_2 . Содержит большое количество элементов-примесей. Кубический. Спайность несовершенная по (100) и (111), иногда по (110). Плотность $(4,9—5,2) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5. R 53 %.

Кристаллы кубического, пентагондодэкаэдрического и октаэдрического облика со штриховкой, перпендикулярной к соседним граням. Агрегаты в виде кристаллических сростков, конкреций, конкреционных линз и прожилков, друз и корочек, редко оолитов. Обычно тонкорассеянный в виде зоо- и фитоморфоз, агрегатов фрамбоидального пирита, простых идиоморфных форм. Цвет светло-желтый, латунно-желтый, иногда с желтовато-бурой и пестрой побегалостью. Блеск сильный металлический. Черта зеленовато-или буровато-черная. В отраженном свете желтовато-белый. Изотропен. Структура выявляется с помощью $\text{KMnO}_4 + \text{KOH}$.

Существует обломочный и аутигенный пирит. Аутигенный появляется на разных этапах литогенеза. Раннедиагенетический пирит образуется в условиях восстановительной нейтральной или слабощелочной среды вследствие бактериального восстановления

или сульфидизации коллоидного гидротроилита в углях, песчаниках, алевролитах, глинах, известняках, фосфоритах и других, содержащих органическое вещество образованиях. При позднем диагенезе и катагенезе пирит испытывает укрупнение агрегатов, появляется в цементе, формирует метакристаллы, образуется за счет разложения биотита и ильменита. В метагенезе интенсивна перекристаллизация с образованием мелких прожилков, вкрапленности и метакристаллов, приуроченных к кварцевым жилам, отдельным прослоям и горизонтам вмещающих пород. Перекристаллизация и укрупнение агрегатов сопровождаются, по наблюдениям Л. Ф. Наркелюна, изменениями структуры пирита. Так, в ордовикских медистых песчаниках южной части Сибирской платформы пирит наследует форму органических остатков, в верхне-нижнекембрийских формациях повсеместно отмечаются глобулярно-шаровые формы, а в вендских отложениях Прибайкалья даже хорошо ограниченные кристаллы пирита при травлении выявляют концентрически-зональное строение, напоминающее структуру усыхания геля. Пириты нижнепротерозойских отложений обладают структурами перекристаллизации и дробления, иногда имеют глобулярное и гелеподобное строение.

Пирит является одним из главных минералов медистых песчаников и сланцев. Обычен парагенез с сульфидами Pb, Zn, Cu. Встречается в восстановленных осадках шельфов и континентальных окраин. Г. Ю. Бутузовой [4] отмечен в составе металлоносных осадков Красного моря. Г. Н. Батурин и В. Т. Дубинчук в 1984 г. методами электронной микроскопии обнаружили пирит в ассоциации с органическими остатками в железомарганцевых конкрециях Тихого океана.

При выветривании на самых первых этапах пирит переходит в сульфаты, гидроксиды железа, серную кислоту. И. Джедвард в 1980 г. указал аутигенный пирит в составе ультрамикроскопической взвеси из пелагических зон Мирового океана.

Романешит. $(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+}, \dots)_3(\text{O}, \text{OH})_6\text{Mn}_8^{6+}\text{O}_{16}$. Ромбический или моноклинный. Оптические свойства: $n=2,40$. Плотность $(3,95-4,71) \cdot 10^3$. Твердость 5—6, у землистых разновидностей меньше. R 30; 20%. Синоним псиломелан.

Встречается в плотных, колломорфных, ячеистых и землистых массах (рис. 50), иногда натечных, почковидных, сферических и дендритовых агрегатах. Цвет от темно-стально-серого до черного. Блеск полуметаллический до тусклого. Черта коричнево-черная до черной, блестящая. В отраженном свете романешит серовато-белый, по сравнению с пиролюзитом он имеет голубоватый оттенок. Двуотражение сильное. У кристаллических разновидностей анизотропия в белых, серых и бурых тонах. Бурые внутренние рефлексии наблюдаются редко и в масляной иммерсии.

Гипергенный романешит типичен для зоны окисления марганцевых и железомарганцевых руд в ассоциации с пиролюзитом, вернадитом, гётитом. В олигоценовых марганцеворудных месторождениях юга СССР он является метастабильной фазой при выветри-

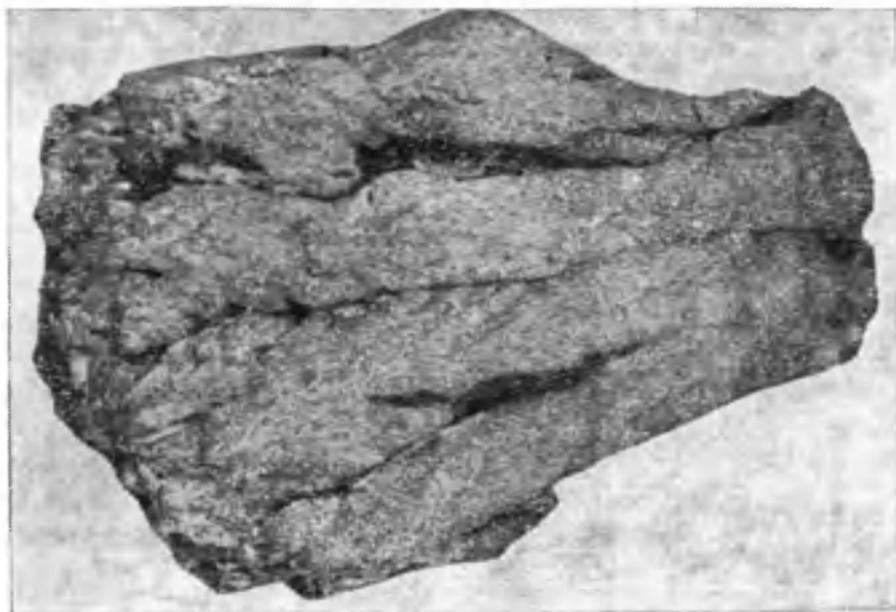


Рис. 50. Агрегат романешита. Месторождение Караджал. Центральный Казахстан. Ув. 2. По В. Н. Смольяниновой

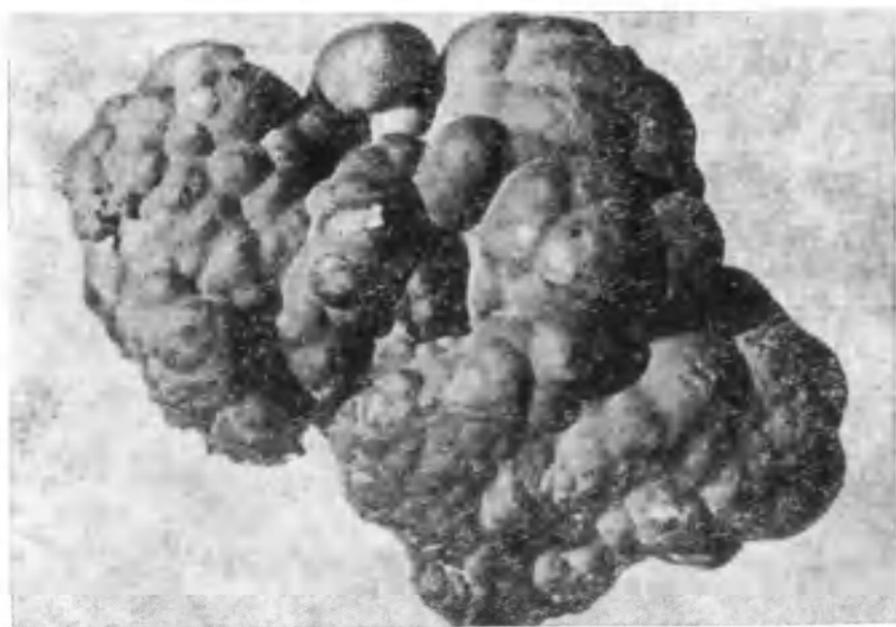


Рис. 51. Натечные образования криптомелана. Иликтинское месторождение. Прибайкалье. Ув. 1. По А. Т. Суслову и П. Ф. Андрущенко

вании манганита и родохрозита. При окислении марганца замещается пиролюзитом с образованием черных сажистых продуктов.

Криptomелан. $K_{2-y}Mn_{8-z}(O_{16-x})OH_x$, где $y=0,8-1,3$, $z=0,1-0,5$, $x \approx 1$. Тетрагональный или моноклинный. Плотность $(4,17-4,47) \times 10^3$. Твердость 6—6,5, у волокнистых агрегатов твердость 1. R 25%. Химический состав непостоянный. Mn (преимущественно Mn^{4+} , часть Mn^{2+}) замещается Cu, Zn, Co, Ni. Калий изоморфно замещается Ba, иногда Na. В зависимости от соотношения содержаний K и Ba проявляется замещение кислорода гидроксильными группами. Обычно криптомелан содержит некоторое количество адсорбированной воды, иногда U. Наличие Si, Fe, Al обусловлено примесями минералов.

Кристаллы короткопризматические, иногда игольчатые. Агрегаты почковидные (рис. 51), скрытокристаллические, плотные или рыхлые, тонкозернистые и тонковолокнистые, метаколлоидные. Цвет стально-серый, голубовато-серый, черный. Черта коричневаточерная. Блеск полуметаллический. В H_2O_2 вскипает. В аншлифах серовато-белый или голубовато-серый. Сильно анизотропен, цветные эффекты в серых тонах. У тонкозернистых агрегатов анизотропия слабая.

Криptomелан в ассоциации с пиролюзитом и гидроксидами железа является довольно распространенным минералом зоны окисления марганцевых месторождений (см. табл. 22). Иногда он ассоциирует с романешитом или голландитом. В почковидных и дендритоподобных с зонально-скорлуповатым строением агрегатах обнаружен П. Ф. Андрущенко в 1976 г. в тонких трещинках в измененных глинистых отложениях Тихого океана. Иногда почки покрыты оболочкой тонкокристаллического тодорокита. От последнего скрытокристаллический криптомелан отличается характерным стально-серым цветом и матовой раковистой поверхностью излома.

Гематит. Fe_2O_3 . Тригональный. Оптические свойства: $n_o = 2,904-3,22$; $n_e = 2,69-2,94$; $n_o - n_e = 0,214-0,28$. Одноосный, оптически отрицательный. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$; $r > v$, очень сильная. Отдельность по (1011) и (0001) обусловлена двойникованием. Удлинение положительное. Плотность $5,26 \cdot 10^3$. Твердость 5—6. R 25%.

Кристаллы таблитчатые, пластинчатые, иногда ромбоэдрические. Агрегаты чешуйчатые, зернистые, листоватые, оолитовые и конкреционные, плотные, скрыто- и тонкокристаллические либо рыхлые землистые. Тонкокристаллический гидрогематит, содержащий до 8% воды, часто колломорфный. Известны псевдоморфозы гематита по магнетиту (мартит), пириту, иногда сидериту. Кристаллические агрегаты имеют стально-серый до черного с синеватым оттенком цвет, скрытокристаллические — матово- и ярко-красные. Блеск металлический до матового. Черта вишнево-красная или красная.

В проходящем свете в тонких срезах кроваво-красный, оранжево-красный, серо-желтый. Плеохроизм слабый: по No — коричневатокрасный, по Ne — желтоватокрасный. Схема абсорбции

$№ > №$. С анализатором вследствие сильного двупреломления цвет почти не меняется. В отраженном свете серо-белый с легким голубоватым оттенком, более светлый, чем магнетит или ильменит. Шлифованная поверхность ямчатая. Двухотражение слабое: в иммерсии цвет меняется от бесцветного до голубоватого. Сильно анизотропен с цветным эффектом в синих и коричневых блеклых тонах. В порошке иногда наблюдаются темно-красные внутренние рефлексы.

Известен обломочный и аутигенный гематит. Аутигенный гематит обнаруживается в верхних горизонтах латеритных кор выветривания, зонах окисления железорудных и колчеданных месторождений, морских пластовых вулканогенно-осадочных рудах, оолитовых гематитовых рудах, железистых кварцитах, железистом пигменте красноцветных пород, красных силвинитах и других ископаемых солях, железных охрах. Во всех случаях он является продуктом самопроизвольной трансформации преимущественно на стадии диагенеза «бурового аморфного водного оксида железа» — ферригидрита. При ката- и метагенезе устойчив, в процессе прогрессивного метаморфизма переходит в магнетит. Как показал в 1969 г. Ю. П. Казанский, в гидрослюдисто-каолинитовом профиле выветривания гематит является одним из наиболее стойких минералов, однако в почвах в умеренном климате при значительном обогащении нисходящих растворов органическими соединениями растворяется, после разложения органики железо выделяется в виде гётита.

Голландит. $Ва_{2-y}Mn_{8-z}(O_{16-x}OH_x)$, где $y=0,9-1,1$, $z=0,1-0,5$, $x=0,4-0,6$. Тетрагональный или моноклинный. Оптические свойства: $n_g=3,30$; $n_p=2,90$ (вычисл.). Одноосный, оптически положительный. Спайность ясная по (110). Плотность $(4,70-4,96) \cdot 10^3$. Твердость 6 на гранях кристалла, на плоскостях излома меньше. R 24,5—30,2%. Mn^{4+} изоморфно замещается Mn^{2+} , Fe^{3+} , Ti . Ва замещается K , Pb , Na . Иногда присутствуют U и W , а Si и Al содержатся в механических примесях.

Кристаллы призматические, удлиненные по оси c . На гранях призм штриховка вдоль оси c . Агрегаты тонкозернистые, шестоватые или игольчатые; плотные массивные, тонкие колломорфные, корковидные. Цвет минерала на свежем сколе серебристо-серый с металлическим блеском. На воздухе он становится черным, блеск смолистый или полуметаллический. Черта черная.

В аншлифах голландит имеет белый цвет с желтоватым оттенком. Двухотражение отчетливое в иммерсии: от белого или светло-серого до темно-серого или синевато-серого. Сильно анизотропен с цветными эффектами: от желтовато-розоватого до зеленовато-голубовато-серого. В тонкокристаллических агрегатах слабо действует на поляризованный свет.

Как показали В. В. Калинин в 1978 г., П. Ф. Андрущенко и А. Т. Суслов в 1978 г., минералы марганца, содержащие Pb , Va и K , часто находятся в тесном сростании и образуют парагенетическую ассоциацию изоструктурных минералов — голландита, коро-



Рис. 52. Колломорфные зональные выделения голландита (светло-серое) и криптомелана (серое) на стенках пор и крупных пустот в базальтовой лаве. Мартиросское рудопоявление. АрмССР. Аншлиф. $\times 100$, без анализатора. По П. Ф. Андрущенко

надита и криптомелана (Джездинское месторождение, Центральный Казахстан) или голландита и криптомелана (Мартиросское и другие месторождения юго-востока Армении). Более ранние ассоциации имеют колломорфное строение (рис. 52), более поздние образуют петельчатые и ячеистые текстуры.

Голландит рассматривается как гидротермальный, метаморфический и гипергенный минерал.

Маггемит. Fe_2O_3 . Кубический. Оптические свойства: $n = 2,52—2,74$ (Li). Плотность $(4,7—4,9) \cdot 10^3$. Твердость 5—6. R 23 %.

Встречается в плотных корках, натечных и оолитовых выделениях, микроскопических новообразованиях по магнетиту. Цвет бурый до стально- и темно-бурого. Черта бурая до темно-желтой. Сильно магнитен. В шлифах в проходящем свете маггемит коричневый до желтого. Изотропен. В аншлифах он серый с голубоватым оттенком, светлее магнетита, но более темный, чем гематит. Внутренние рефлексы красновато-бурые, наблюдаются редко.

Его наблюдают в зоне окисления железорудных месторождений, он входит в состав некоторых бокситов и латеритов, отмечался в болотах. Условия формирования маггемита отвечают переходу магнетита в гематит (мартит). Допускается его образование по лепидокрокиту и гётиту. Он ассоциирует с магнетитом, гематитом, водными оксидами железа.

Магнетит. $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$. Кубический. Оптические свойства: $n = 2,42$. Отдельность по (111). Плотность $(4,8-5,3) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—6. R 20 %. Относится к группе шпинели. В химическом составе Al незначительно замещает Fe^{3+} , а Fe^{2+} обычно замещается в небольших количествах Ca, Mg, Mn, Ni, Co, Zn. Могут иметь место непрерывные замещения между Mg и Fe^{2+} вплоть до магнезиоферрита. В больших количествах V и Cr часто замещают Fe^{3+} . В структуру магнетита может входить Ti, при высоких содержаниях образуются твердые растворы двух типов: магнетит — ильменит и магнетит — ульвошпинель. Такие минералы называют титаномагнетитом.

Кристаллы магнетита октаэдрические, неполнообразованные, иногда кубические. Агрегаты зернистые, оолитовые, конкреционные, реже колломорфные или сажистые. Цвет черный, иногда с синеватой побелостью. Блеск металлический, в тонкозернистых массах до матового. Черта черная. Сильно магнитен. В проходящем свете в тончайших срезах просвечивает бурым. Изотропен. В отраженном свете серый с буроватым оттенком. Иногда содержит мелкие ориентированные пластинчатые включения ильменита, герцинита и других минералов, представляющие собой продукты распада твердых растворов.

Известен обломочный и аутигенный магнетит. Последний образуется в щелочной обстановке при медленном течении окислительных реакций и встречается в железных рудах коры выветривания ультраосновных пород и железистых кварцитов, оолитовых железных рудах и бокситах, заболочиваемых корах выветривания, торфяных болотах, где, в частности, образует псевдоморфозы по растительным остаткам, в зонах гипергенеза рудных месторождений, иногда в современных морских илах и раковинах некоторых моллюсков. В заметных количествах появляется за счет гематита в железисто-кремнистых породах на стадии позднего метагенеза; становится преобладающим на стадии метаморфизма. В монтмориллонит-каолинит-охристом профиле выветривания устойчив до горизонта охр, в профиле гидрослюдисто-каолинитового выветривания — в гидрослюдистой зоне. При окислении замещается магнетитом и гематитом.

Браунит. $\text{Mn}^{2+}\text{Mn}_6^{3+}\text{SiO}_{12}$. Тетрагональный. Спайность совершенная по (101). Плотность $(4,72-4,90) \cdot 10^3$. Твердость 6—6,5. R 18 %. В виде изоморфной примеси присутствуют Fe, Ba, Mg, Ca.

Кристаллы дипирамидальные, призматические и клиновидные. Агрегаты зернистые. Цвет стально-серый до черного. Черта темно-серая, буровато-черная, черная. Блеск металлический, металлоидный или смоляной. В аншлифах этот минерал имеет серый цвет с буроватым оттенком. Двуотражение слабое, заметно в иммерсии. Слабо анизотропен. Внутренние рефлексы темно-бурые, наблюдаются в крупных зернах в иммерсии.

Браунит образуется в восстановительных условиях начальной стадии регионального метаморфизма осадочных месторождений марганца (см. табл. 22). В более восстановительной обстановке он

переходит в гаусманит. Встречается в некоторых контактово-метаморфизованных месторождениях. Браунит гидротермального происхождения обычно ассоциирует с кристаллически-зернистым родонитом, баритом, иногда гаусманитом. В ассоциации с гематитом установлен П. Ф. Андрущенко в 1976 г. в гидротермально измененных железомарганцевых конкрециях Тихого океана. В зоне окисления переходит в пиролюзит, минералы групп криптомелана и псиломелана.

Ильменит. FeTiO_3 . Тригональный. Оптические свойства: $n > 2,7$; $n_o - n_e$ очень большое. Одноосный, оптически отрицательный. Дисперсия сильная. Ориентировка оптической индикатрисы: $Np \parallel c$; $Ne = Np$. Отдельность по (0001) и (10 $\bar{1}$ 1) как результат двойникования. Плотность (4,6—4,8) · 10³. Твердость 5—6. R_o 20,2%; R_e 17,4%. Химический состав минерала непостоянный. Обычно он содержит Fe_2O_3 , который изоструктурен с FeTiO_3 . Часто Fe^{3+} связано с примесью гематита или магнетита в структурах распада твердого раствора. В пикроильмените Fe^{2+} частично изоморфно замещается на Mg. Эта разновидность является промежуточным минералом между собственно ильменитом (кричтонитом) и гейкилитом. Манганильменит содержит 13% и более MnO, является промежуточным между ильменитом и пирофанитом.

Ильменит — довольно распространенный аллотипный минерал. В зависимости от коренных источников он характеризуется особенностями состава, формы и размера зерен. В осадочных коллекторах и древних россыпях Мало-Ботуобинского района юго-западной Якутии, по наблюдениям В. Т. Подвысоцкого, И. И. Моستانенко, Е. Н. Белова и А. Е. Бессолицина, этот минерал встречается в следующих разновидностях (рис. 53).

1. Пикроильменит кимберлитовый — округло-овальные, слегка-угловатые, относительно изометричные зерна размером до 1—2 мм и более. Поверхность зерен тусклая, часто шероховатая, свежие сколы раковистые блестящие и зернистые. Магнитный и электромагнитный.

2. Ильменит из интрузивных траппов — угловато-неправильные, нередко с острыми краями сложно построенные зерна размером до 0,5—0,8 мм. Цвет смоляно-черный, блеск сильный металлический. Поверхность зерен гладкая, ребристая, ступенчатая, параллельно-бороздчатая, обусловленная сложными прорастаниями ильменита с нерудными минералами. Имеет низкое содержание Fe_2O_3 и попадает в электромагнитную фракцию. Иногда наблюдается в структурах распада твердого раствора в зернах титаномагнетита. При замещении в данных зернах магнетитовой матрицы гетитом и лимонитом этот минерал сохраняется в виде ильменитового каркаса.

3. Ильмениты с кристаллографической огранкой — таблитчатые, иногда пластинчатые, размером менее 0,5 мм кристаллики, образованные комбинацией базового пинакоида и ромбоэдров. Поверхность гладкая с зеркальным, металлическим и тусклым, в зависимости от степени изменения, блеском, иногда с тонкой штриховкой и ямчатыми углублениями. Обладает магнитными и элект-

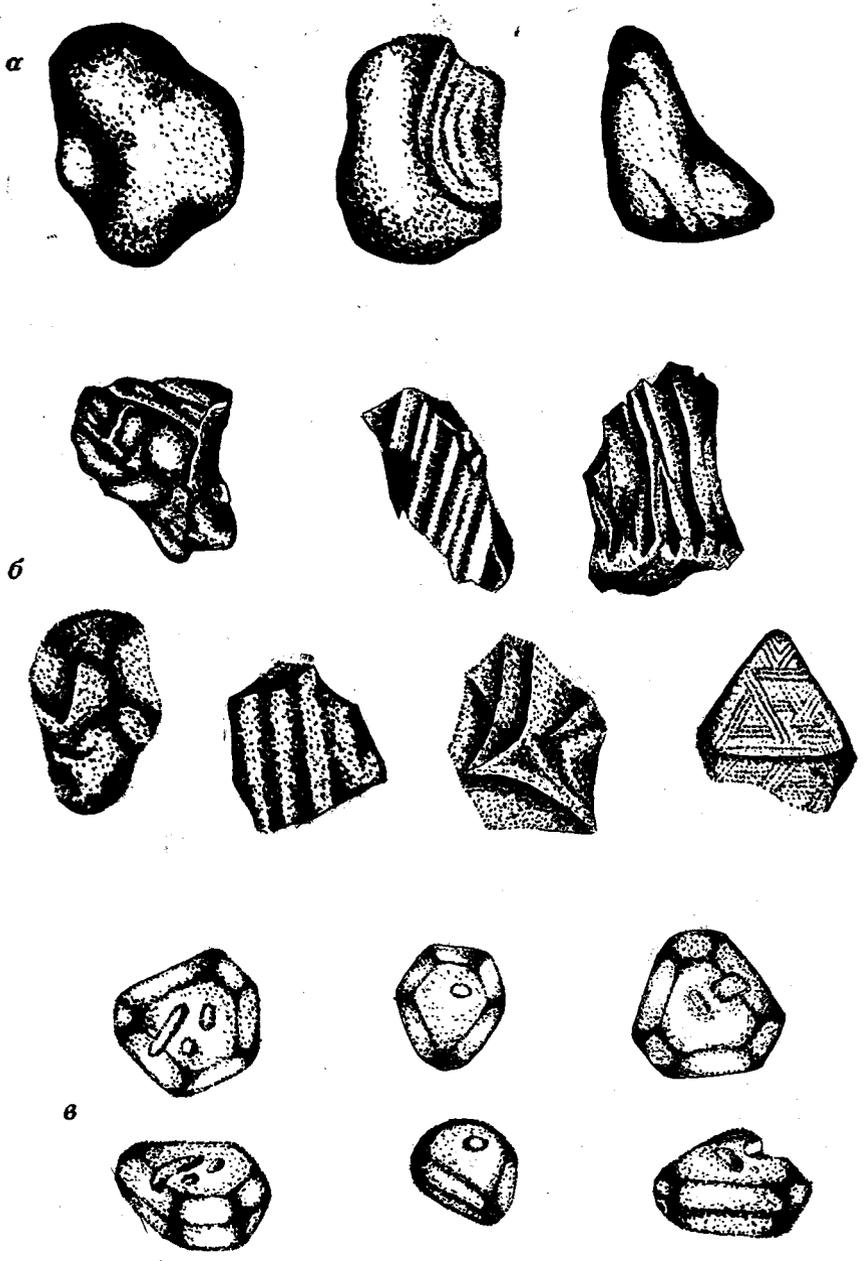


Рис. 53. Форма зерен ильменита, поступивших в осадочные коллекторы и россыпи Мало-Ботубинского района из различных источников:

а — кимберлитов; *б* — интрузивных долеритов; *в* — метаморфических и магматических экзотических пород. Ув. 20. По В. Т. Подвысоцкому, И. И. Мостепаненко, Е. Н. Белову, А. Е. Бессолицыну

тромагнитными свойствами. Источником их авторы полагают экзотические обломки байкало-патомских метаморфических и изверженных пород. В. П. Афанасьев, А. Ю. Герасимов, В. В. Бабенко в 1986 г. пришли, однако, к выводу, что гексагональная таблитчатая форма зерен пикроильменита в современных аллювиальных отложениях северной части Якутской провинции является крайней «равновесной» формой механического истирания, обусловленной анизотропией механических свойств минерала.

Ильменит в проходящем свете в тонких срезах имеет темно-бурый цвет. В отраженном свете он серовато-белый с легким буроватым оттенком. Двуотражение слабое, в иммерсии отчетливое: R_o — белый, розово-бурый; R_e — более темный, бурый. Сильно анизотропен.

В профиле гидрослюдисто-каолинитового выветривания, как показал в 1969 г. Ю. П. Казанский, изменения носят стадийный характер. Конечными продуктами изменения являются лейкоксен, рутил и анатаз. Большая часть ильменита сохраняется в каолинитовой зоне. В коре выветривания ультраосновных и основных пород он устойчив по всему профилю. Переход в оксиды титана происходит в зоне охр.

Гаусманит. $MnMn_2O_4$. Тетрагональный. Оптические свойства: $n_o = 2,46$; $n_e = 2,15$ в Li свете; $n_o - n_e = 0,31$. Одноосный, оптически отрицательный. Спайность ясная по (001), менее ясная по (101) и (112). Плотность $(4,7-4,9) \cdot 10^3$. Твердость 5—5,5. R_o 19,6; R_e 16,0 %.

Кристаллы дипирамидальные, нередко образуют друзы. Агрегаты зернистые. Цвет черный. Черта коричневатая или красновато-бурая. Блеск у неокисленных кристаллов сильный полуметаллический. В шлифах в проходящем свете минерал красновато-бурый без заметного плеохроизма. В отраженном свете он серовато-белый. Двуотражение слабое: от серого до серовато-белого. Резко анизотропен с цветными эффектами в желтоватых, желтовато-коричневых, светло-серых или голубовато-серых тонах. Характерны кроваво-красные внутренние рефлексии. Нередко наблюдаются двойники в двух-трех направлениях.

Гаусманит встречается в метаморфизованных осадочных марганцевых месторождениях. Он образуется в более восстановительной среде по сравнению с браунитом и гематитом за счет водных оксидов марганца, пиролюзита и браунита. Иногда он имеет гидротермальное происхождение. В зоне окисления замещается псиломеланом и пиролюзитом.

Хромит. $(Mg, Fe^{2+})Cr_2O_4$. Кубический. Оптические свойства: $n = 2,05-2,16$. Плотность $(4,0-4,8) \cdot 10^3$. Твердость 5,5—7,5. R 11,3—15,2 %.

Встречается в кристаллах октаэдрической формы, округлых и неправильных зернах. Цвет смоляно-черный до буро-черного. Блеск полуметаллический до матового. Черта бурая. Немагнитен или слабо магнитен. В проходящем свете в тонких срезах цвет минерала зеленый, оранжевый, красный или бурый. С анализато-

ром изотропен. В отраженном свете серый. Изотропный, иногда аномально анизотропный (серые цветные эффекты). Внутренние рефлексы желто-бурые и красные, отчетливы преимущественно в масляной иммерсии.

Обломочный хромит распространен в районах развития ультраосновных пород. Как показал в 1962 г. К. К. Никитин, в коре выветривания этих пород он устойчив до горизонта охр. Изменения связаны с замещением по трещинам оксидами железа, хлоритом, магнезитом, опалом, халцедоном. При глубинном катагенезе и начальном метаморфизме хромит неустойчив. Его разрушение сопровождается выносом Cu , отчасти Fe и привнесом Al и Si , что приводит к образованию хромсодержащего хлорита и гидрослюда (фуксита?), с одной стороны, и неустойчивого, состоящего из отдельных микроагрегатов хромшпинелида, с другой. Обе фазы взаимно проникают друг в друга.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Микровключения в минералах являются одним из важнейших источников информации о температуре, давлении, E_h , pH и других параметрах среды минералообразования. Собственно осадочный процесс методами термобарогеохимии почти не изучен, хотя необходимость такого исследования очевидна на следующих примерах. Так, И. М. Симанович в 1978 г. пришел к выводу, что состав и количество микровключений позволяет определить или предположить генезис зерен кварца неизмененных песчаных пород. Например, кварц метаморфических пород содержит включения графита, граната, силлиманита, дистена и титанита; редко игольчатого рутила. Для кварца древних гранитоидов типичен игольчатый рутил. Циркон, апатит, биотит, мусковит, рудные минералы и эпидот наблюдаются реже в кварце метаморфических пород и чаще в кварце молодых (интрузивных) гранитоидов. В зернах песчаной зернотности жильного кварца минеральные включения встречаются очень редко, а в кварце кислых эффузивов они представлены раскристаллизованным вулканическим стеклом. В ряду метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды — жильный кварц контрастно возрастает содержание включений минералообразующей среды, особенно крупных ограненных и полуограненных. Метаморфизм обломочного кварца приводит к замене цепочек и лент мелких включений минералообразующей среды на крупные хорошо ограненные газово-жидкие типы отрицательных кристаллов. Ассоциация минеральных включений часто состоит из рутила и мусковита, реже циркона и апатита.

О. И. Петриченко в 1977 г. показал, что агрегатное состояние микровключений в галите и некоторых других минералах галогенных пород находится в прямой зависимости от степени перекристаллизованности пород в результате термодинамического воздействия. Так, включения в седиментационном зональном галите пре-

**Результаты термобарогеохимических исследований газовой-жидких включений
По М. В. Курило, Ю. А. Галабурде, Л. А. Добрянскому**

Минерал и место, откуда он взят	Сопоставление с марками углей	Характеристика включений
Кальцит из прожилка в известняке L ₁ ; кальцит из пустот выполнения в известняке L ₂	Д	Однофазовые, реже двухфазовые с наполнением 95 %
Кальцит из прожилка в известняке L ₁	Г	В равных количествах одно- и двухфазовые включения с наполнением 95 %
Кальцит из прожилка в глинистом сланце	Ж	Преобладают двухфазовые включения
Кальцит из прожилка в известняке L ₄	ОС	То же
Кварц из прожилка в глинистом сланце; кальцит из пустот выполнения в известняке L ₁	Т	„
Кальцит из жилы в глинистом сланце	А	„
Кварц из пустот выполнения в песчанике	А ₂	Некоторые ранневторичные включения взрываются до гомогенизации при температурах 513—558 К

имущественно жидкие, по морфологии приближающиеся к негати́вным кристаллам. Крупные микровключения, растворы которых перенасыщены по отношению к хлористому калию, содержат минерал-узник сильвин. Диагенетический галит иногда характеризуется жидкими и газовой-жидкими включениями. Минералы-узники представлены гипсом, ангидритом и рядом аутигенных минералов, а в галите калийных отложений — сильвином, карналлитом, бишофитом, эпсомитом, леонитом. Газовой-жидкие водные включения в катагенетическом галите содержат значительную примесь ангидрита, аутигенного кварца, кальцита, терригенного и пелитового материала. Многие включения за счет роста температур и давлений теряют свою герметичность и несут следы микровзрывов. Общее содержание воды в солях снижается и вследствие этого уменьшается количество газовой-жидких включений. В нефтегазоносных районах галогенные минералы стадии катагенеза характеризуются включениями углеводородов в твердом, жидком и газообразном состоянии и иногда самородной серы. Существенно газовые включения в галите стадии метагенеза часто располагаются вдоль залеченных трещин. Газ при этом находится под давлением, в его составе преобладает углекислый газ, в подчиненном количестве присутствуют вода, азот, метан. При увеличении давления и концентраций углекислого газа возникают включения с жидкой углекислотой и водно-углекислые образования. Иногда газовые включения содержат пелитовый материал или аутигенные кварц, карбонаты, пирит. В зоне гипергенеза включения в галите носят вторичный характер. Обыч-

в кварце и кальците из угленосной толщи Донбасса.

Температура, К		Глубина погружения пород, м	Давление, МПа	Температурная поправка на давление, К	Вероятные температуры, К
гомогенизации	декрепитации				
323—333	333—353	1500	40	—	323—333
373—378	333—373	2500	50	298	398—403
373—383	393—433	3500	80	313	413—423
391—399	—	4000	100	323	441—449
403—428	413—473	5000	120	333	463—488
443—455	—	7000	180	373	543—555
515—540	653—693	8000	200	418	660—685

но они располагаются вдоль плоскостей спайности, образуя плоские вакуоли с жидким наполнением. Некоторые из них содержат газовые пузырьки варьирующего размера, что является признаком их вторичного происхождения.

Ю. П. Казанский в 1976 г. привел предпочтительные результаты реставрации состава древней атмосферы и гидросферы по составу газовой и жидкой фаз включений в кремнистых породах.

М. В. Курило, Ю. А. Галабурда и Л. А. Добрянский [15] исследовали термобарогеохимические характеристики газовой-жидких включений в аутигенных минералах из угленосных отложений Донецкого бассейна. Условно ката- и метагенетические изменения этих отложений были приравнены к степени метаморфизма углей, выраженных технологическими марками. По мере нарастания постдиagenетических изменений во включениях увеличивается концентрация солей в растворах и меняется содержание метана и диоксида углерода. С учетом поправок на давление температура гомогенизации соответствует данным по декрепитации включений (табл. 23) и совпадает с общегеологическими наблюдениями регионального характера аутигенного минералообразования. Поскольку источником минералообразующего вещества были погружающиеся и изменяющиеся осадочные породы (а также меняющийся состав подземных вод), предлагается использовать термобарогеохимические методы не только для стадийного анализа, но и для минералогического прогноза и прогноза марочного состава углей, для реконструкции палеогидрологических условий.

Таким образом, состав первичных микровключений в минералах осадочных пород отражает состав флюида, захваченного в процессе кристаллизации минералов магматических пород и минералообразующего раствора — для хемогенных осадочных образований. Включения в последних наиболее информативны для истории литогенеза.

Изучение включений ведут с помощью поляризованного, реже бинокулярного стереоскопического микроскопа. Для наблюдения изготавливают плоскопараллельную полированную с двух сторон пластинку, толщина которой (обычно 0,2 до 1—3 мм) зависит от прозрачности минерала. Включения в обломках кристаллов (до песчаной размерности) изучают во временных препаратах. Шлифы применяют мало, поскольку (вследствие их незначительной толщины) включения встречаются редко, к тому же вскрываются поверхностью шлифа или разрываются при его изготовлении. Для того чтобы избежать полного внутреннего отражения света на границе с поверхностью препарата, пластинку или обломки минералов помещают в иммерсионную жидкость с близким показателем преломления. Четкость изображения достигается диафрагмированием пучка света.

Наблюдение ведут при больших увеличениях объектива в проходящем свете, а для затвердевших включений и в поляризованном. К изучению включений применяют обычную методику кристаллооптического анализа, которую в дальнейшем сочетают с теми или иными методами экспериментального исследования, рассмотренными в 1972 г. Н. П. Ермаковым.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Изучение осадочных пород под микроскопом показывает, что многие из них содержат примесь, а некоторые целиком сложены органическими остатками животного и растительного происхождения. К последним относятся органогенные известняки, угли, многие кремнистые породы, некоторые фосфориты. Изучение органических остатков позволяет не только правильно произвести петрографическую диагностику породы и определить ее относительный возраст, но и установить условия образования осадка. Так, остатки морской фауны свидетельствуют о солености, температуре и газовом режиме палеобассейна, динамике и глубине водной среды. Хорошими индикаторами климата для континентальных отложений служат наземные растения и т. п.

Однако следует иметь в виду, что шлифы дают различные сечения одного и того же вида органического остатка, к тому же сами остатки часто бывают фрагментированы. Поэтому, не будучи специалистом микропалеонтологом, геолог должен стремиться провести определение по возможности до класса включительно. Приз-

наками, по которым ведется определение являются форма и микро-структура изучаемых остатков, а также их минеральный состав.

Большинство организмов имеет карбонатные скелеты. К ним относится преобладающее число фораминифер и водорослей, брахиоподы, мшанки, молдюзки, иглокожие и др. К организмам с опаловыми панцирем или скелетом относятся диатомовые водоросли, силикофлагеллаты, радиолярии и кремневые губки. Немногие беззамковые брахиоподы имеют фосфатизированные раковины. При окаменении минеральный состав скелета может быть замещен другими минералами. В этом случае необходимо ориентироваться на их форму.

Форма остатка имеет значение при определении фораминифер, гастропод, мшанок, трилобитов и др. В случае если наблюдается не целый скелет, а его обломки, то вопрос принадлежности организма помогает решить его микроструктура. Например, волокнистая микроструктура створок раковин брахиопод заметно отличается от таковой двустворчатых моллюсков.

При определении органических остатков необходимо учитывать не только распространенность (рис. 54, 55), но и ассоциации тех или иных организмов в органогенных постройках (табл. 24). Они будут различны в отложениях разного возраста.

Наконец, следует иметь в виду, что остатки организмов как растительного, так и животного происхождения лучше сохраняются в конкрециях, чем во вмещающей породе. Поэтому при их поисках в породе необходимо обратить внимание на изучение содержимого конкреций.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ ЖИВОТНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Фораминиферы — одноклеточные морские животные простейшего типа, насчитывающие до 20 000 современных и ископаемых видов. Эти морские организмы обитают на различных глубинах в области тропических и субтропических поясов и районах теплых поверхностных течений. Холодноводные (арктические и антарктические) формы появлялись лишь в моменты общего похолодания планеты. Небольшое число форм приспособилось к опресненным прибрежным зонам, а также стали проникать в эстуарии рек. Реликтовые фауны фораминифер обнаружены в некоторых поверхностных водоемах и грунтовых бассейнах, давно потерявших связь с морем.

Скелеты фораминифер образуют биогермы и самостоятельно слагают различные современные осадки и древние отложения — глобигериновые и птероподовые илы, писчий мел, нуммулитовые, швагериновые и фузулиновые известняки. Они встречаются в глинах, алевролитах, некоторых яшмах и кремнистых сланцах. Фораминиферы появились в кембрии и сохранились до настоящего времени, из них: фузулины были распространены в среднем — позднем карбоне, швагерини — в ранней перми, глобигерины — с юры

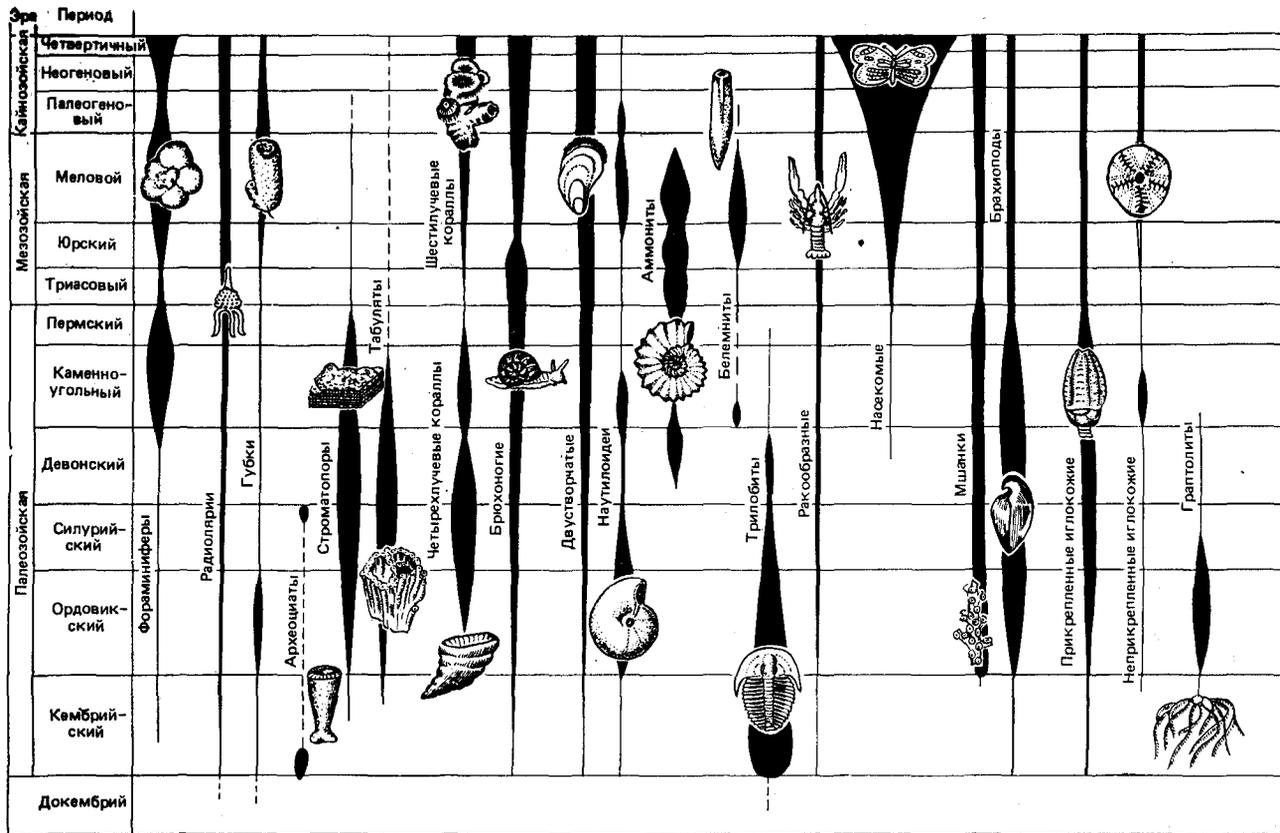


Рис. 54. Схема геохронологического распространения главнейших групп беспозвоночных. По В. В. Друщизу

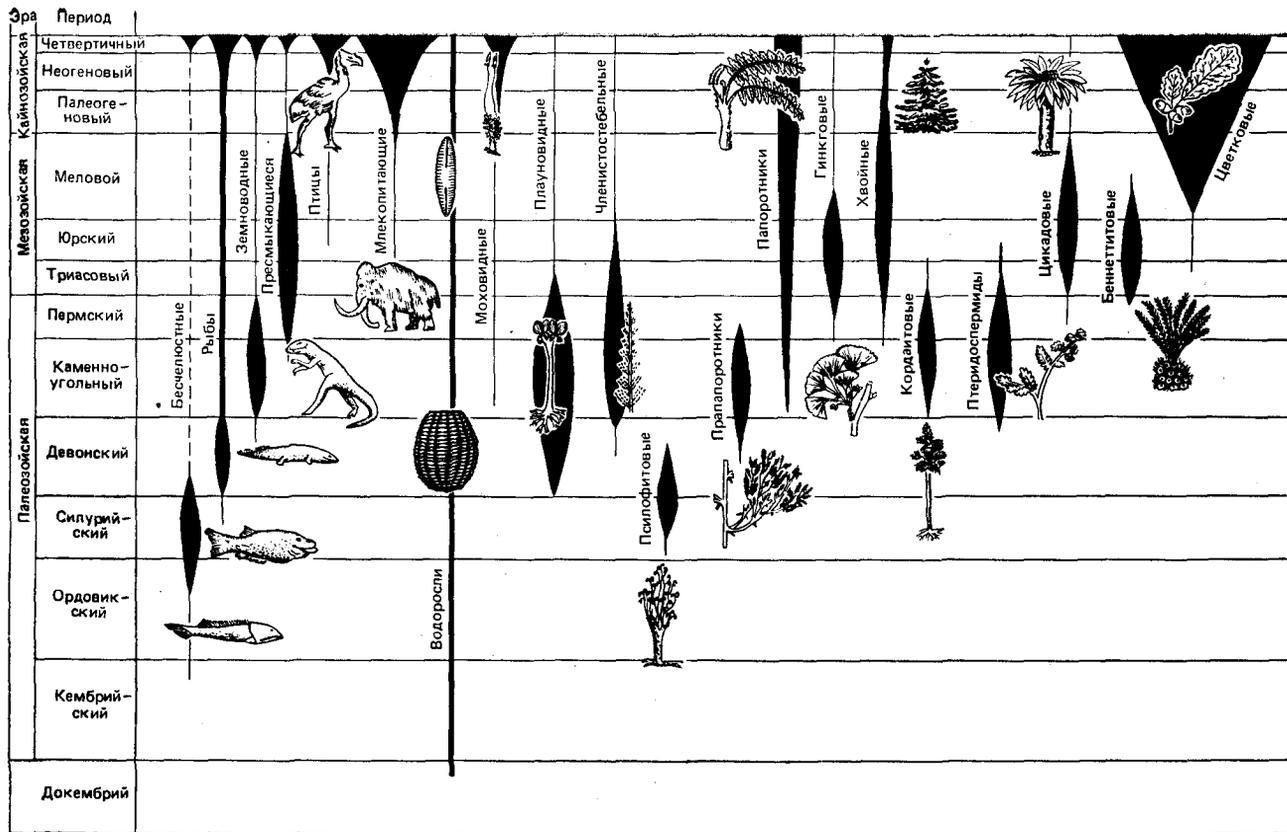


Рис. 55. Схема геохронологического распространения главнейших групп позвоночных и растений. По В. В. Друщцу

**Схема распространения флоры и фауны
в органогенных постройках докембрия — кайнозоя.
По Ю. П. Казанскому**

Возраст	Организмы	
	создающие органогенные постройки	охотно селящиеся в их пределах
Кайнозой	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные), склерактинии, мшанки коркообразующие, гидростоаны, фораминиферы, аннелиды (трубкожилы), ругозы	Фораминиферы, иглокожие, криноидеи, двустворки, гастроподы, рыбы
Мезозой	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные), склерактинии, фораминиферы коркообразующие трубчатые, тубифиты, губки, рудисты, ругозы	Фораминиферы, криноидеи, двустворки, гастроподы, иглокожие
Пермь — поздний карбон (?)	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные), фораминиферы коркообразующие трубчатые, тубифиты, губки, гидростоаны, окончатые мшанки	Криноидеи, ругозы, двустворки, иглокожие, фораминиферы
Карбон	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные массивные), колоннальные ругозы, окончатые мшанки, палеоплизины, брахиоподы	Криноидеи, двустворки, иглокожие, фораминиферы
Девон	Водоросли (синезеленые, красные массивные), строматопоридеи, ругозы, табуляты, мшанки, гидростоаны, окончатые и коркообразующие мшанки	Криноидеи, брахиоподы, двустворки
Силур	Водоросли (синезеленые, красные), строматопоридеи, табуляты, ругозы, губки, коркообразующие мшанки	Трилобиты, криноидеи, двустворки, иглокожие
Поздний — средний ордовик	Синезеленые водоросли, губки, строматопоридеи, табуляты, коркообразующие мшанки	Ругозы, трилобиты, криноидеи, двустворки, иглокожие
Ранний ордовик	Синезеленые водоросли, губки, табуляты	Трилобиты, криноидеи, иглокожие, брахиоподы
Кембрий	Водоросли синезеленые, археоциаты	Губки, трилобиты
Докембрий	Синезеленые водоросли	?

до настоящего времени, нуммулиты — с позднего мела и до настоящего времени.

Тело фораминифер состоит из протоплазмы и раковины размером от 0,01 до 10 см (у нуммулитид). У большинства этих организмов раковина имеет псевдохитиновую или хитиноидную основу, пропитанную углекислым кальцием, иногда с примесью углекислого магния, фосфорнокислого кальция и стронция — секреторные раковины. Встречаются также агглютинированные раковины, состоящие из постороннего материала (обломки кварца, слюда, зерна полевых шпатов, глауконит, известковые частицы, спикулы губок, мелкие раковины фораминифер), сцементированного кальциевой, кремнистой или сидеритовой массой. Несколько видов имеют арагонитовые скелеты.

Стенки раковин сложены одним или несколькими слоями. Микроструктура стенок разнообразна и видна лишь при достаточно крупном увеличении. Она может быть тонкозернистой (первичной или вторичной), бесструктурной, волокнистой и т. п., отличаясь размерами, формой и оптической ориентировкой слагающих ее зерен. Встречаются раковины, стенки которых пронизаны многочисленными тонкими канальцами.

Раковины бывают одно-, двух- и многокамерными (рис. 56). Иногда однокамерные раковины дают скопления нескольких особей. Двух- и многокамерные раковины образуют одно- или многорядные формы с прямолинейными, беспорядочно расположенными или навитыми вокруг оси камерами.

После отмирания фораминифер протоплазма, псевдохитиновая и хитиноидная основы замещаются кальцитом, иногда пиритом и лимонитом, вещество раковин подвергается перекристаллизации, наружный оборот или последние камеры заполняются мелкозернистым осадком.

Размер раковин часто соответствует гранулометрическому составу вмещающих отложений, что является результатом их сортировки. При переотложении раковины приобретают окатанность, часто встречаются битые формы и формы, покрытые корочкой выветривания, наблюдается смесь фаун разного возраста. Степень окаменения окружающей породы может не соответствовать степени окаменения органики, залегающей на месте ее образования.

Для целей литологии важно отметить приспособляемость фораминифер к окружающей среде. Так, например, формы с агглютированной раковиной преобладают в холодных водах, с известковой — в теплых. Крупные особи указывают на благоприятный геохимический и пищевой режим, нормальную соленость; тонкостенные — на спокойный гидродинамический режим; вздутые шарообразные формы — на парение в морской воде; дополнительные скульптурные украшения (кили, ребра, бугорки) и укороченные раковины — на подвижный гидродинамический режим.

Фораминиферы легко диагностируются по форме раковин, строению камер и обычно малому размеру.



Рис. 56. Сечения раковин фораминифер в шлифах. По В. П. Маслову, В. Т. Фролову, «Основам палеонтологии», материалам автора:

а-г — ув. 30; у-ф — ув. 50; х — ув. 15; ц-л — ув. 20; без анализатора

Радиолярии — одноклеточные исключительно морские планктонные животные, насчитывающие несколько тысяч видов, из них более 6000 видов — современные. Они обитают на всех глубинах открытых экваториальных частей океанов. В умеренных и холод-

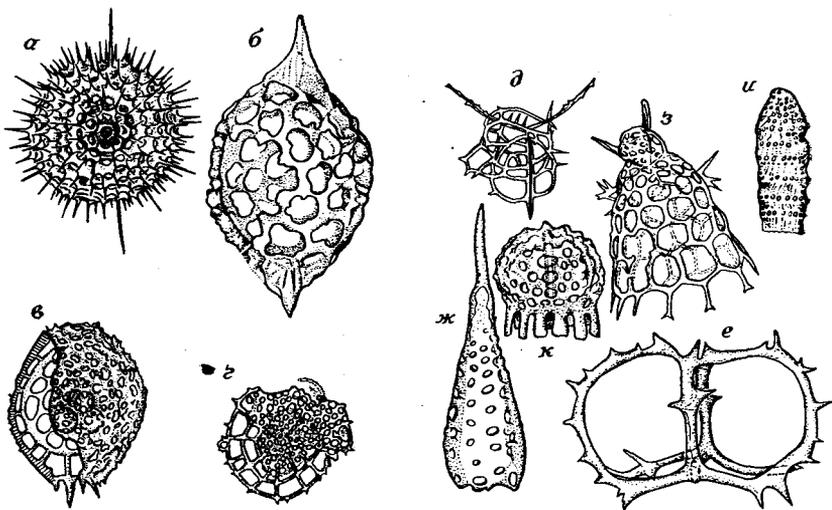


Рис. 57. Строение скелета радиолярий. По В. П. Маслову:
а—г — спумеллярии, д—к — населлярии. Ув. 400—600

ных районах Мирового океана число современных видов резко сокращается. Эти организмы известны с кембрия и, возможно, с рифея. Силлициты с радиоляриевым пороодообразующим компонентом (радиоляриты, яшмы, фтаниты) широко распространены в геосинклинальных отложениях палеозоя и мезозоя, где ассоциируют с вулканогенными и терригенными отложениями и редкими биогенными известняками. Скелеты разнообразных современных радиолярий в значительных количествах содержатся в пелагических алевропелитовых и пелитовых илах океанов. В. С. Вишневская [6] при изучении верхнеюрских — нижнемеловых кремневых отложений Севано-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа пришла к выводу о глубоководной обстановке накопления радиоляритов. Переходной к глубоководной является обстановка накопления спонголит-радиоляритовой фации. Размеры радиолярий колеблются в широких пределах: от 0,1 до 3,0 мм у приповерхностных форм до 2,5—10,0 мм у глубоководных. Колониальные формы достигают размера 4—15 мм.

Радиолярии состоят из протоплазмы, плотной ячеистой хитиной оболочки и такого же строения скелета. Скелет у спумеллярий и населлярий чисто кремнистый (опаловый), у феодарий и стихолонхей содержит кремневую кислоту, а акантарий — цеlestиновый. Последние два рода в ископаемом состоянии не встречаются.

Формы скелета разнообразны (рис. 57): шаровидные, эллиптические, каплевидные, дисковидные, крестообразные, башенковидные и т. д. Спумеллярии имеют скелет из одной или нескольких, вложенных одна в другую, сфер. Обычны многочисленные иг-

лы, радиальные и полярные сростки скелета с отходящими от них шипами. У некоторых радиолярий при первичном или вторичном отсутствии скелета поверхность тела агглютинирована налипшими панцирями диатомей, радиолярий, обломками игл. Стенки скелета пористые, сетчатые или губчатые. Хорошо сохранившиеся радиолярии отличаются от диатомовых водорослей более крупными размерами, формой раковины, грубым сетчатым строением, нередко наличием шипов.

При окаменении опаловый скелет радиолярий превращается в халцедон, а при глубоких преобразованиях — в кварц. Иногда он замещается кальцитом и родохрозитом. Внутренние полости скелета радиолярий могут быть выполнены халцедоном, кварцином, лютецитом, кварцем, пиритом, гидроксидами железа, хлоритом, коллофаном, глауконитом. Иглы при этом исчезают, но может сохраниться сетчатое строение, возможно и обратное явление. У спумеллярий в поперечном сечении сохраняется рисунок концентрических окружностей, иногда пунктирный, отражающий пористое строение скелетных оболочек.

Как и фораминиферы, радиолярии обладают приспособляемостью к окружающей среде. Мелкие сферические сильнопористые с многочисленными шипами и иглами радиолярии свидетельствуют об условиях обитания в теплых водах. Крупные толсто-стенные мелкопористые и менее шиповатые формы обитали на больших глубинах или в более холодных водах. Башенковидные формы указывают на восходящие течения. Дискообразные, крестообразные и пятиконечные уплощенные формы с более развитой одной лопастью были приспособлены к парению в воде.

Радиолярии ассоциируют с кремневыми губками, фораминиферами, диатомовыми водорослями.

Губки — низшие многоклеточные организмы. По внешнему виду они довольно разнообразны. В ископаемом состоянии сохраняется лишь опорная ткань тела, сложенная из тонких опаловых, реже известковых игл — спикул различной формы. Губки — это донные неподвижные животные, колониальные, реже одиночные, обитающие преимущественно в морях во всех климатических зонах: известковые губки в зоне литорали и сублиторали, а кремневые, начиная от литорали до океанических глубин. В. С. Вишневская [6] при изучении верхнеюрских — нижнемеловых кремневых отложений Севано-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа пришла к выводу об относительной мелководности спонголитовой фации. Накопление спонголит-радиоляритовой фации происходило в обстановке, переходной к глубоководной. Развитие губок осуществляется с кембрия и по настоящее время.

Итак, губки в ископаемом состоянии представлены спикулами различной формы. Спикулы по форме могут быть одно-, трех- и четырехосными или неправильно ветвистыми. В продольном сечении они имеют вид тройника, якорька, рогульки, стрелки. Лучи игл гладкие или шиповатые, прямые или изогнутые. У одноосных спикул встречаются, кроме того, цилиндрические, веретенковидные,

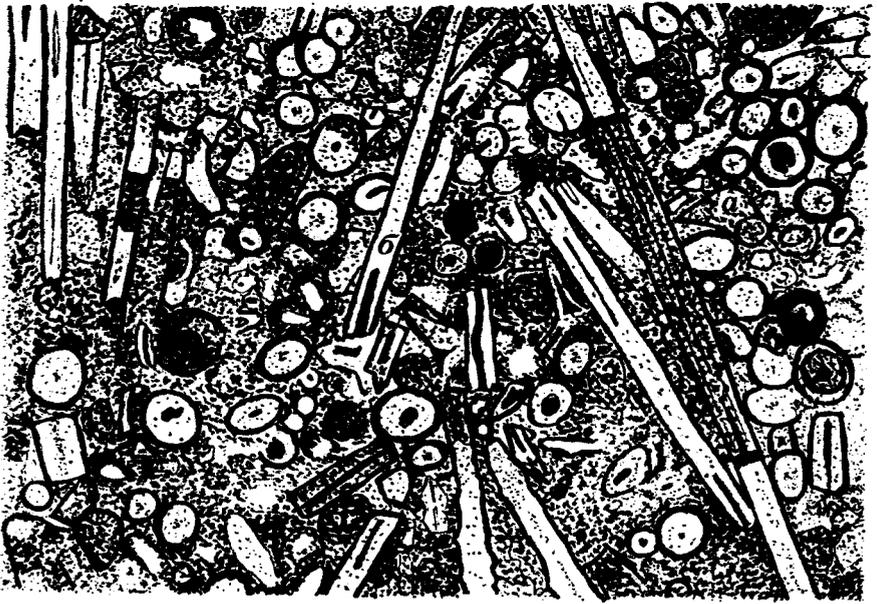


Рис. 58. Спонголит халцедон-опаловый, слабоглауконитизированный. По Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либрович, О. К. Некрасовой, А. Д. Петровскому. Спикулы сложены опалом (а), халцедоном (б), некоторые замещены глауконитом. Силур. Франция, департамент Сомма, Бушевен. Ув. 60, без анализатора

змеевидные, головчатые, булавовидные формы. Длина спикул до 1,5—2,5 мм, а у одноосных спикул известковых губок до 3 см. Каждая спикула имеет внутри осевой канал (рис. 58), наличие которого необходимо для уверенного определения спикул. Канал может быть заполнен кальцитом, хлоритом, глауконитом, гидроксидами железа. Сходные, но без канала образования могут иметь различное происхождение. Спикулы каменистых губок, спаиваясь между собой, иногда дают скелетный остов.

В процессах диагенеза и катагенеза кальцит известковых губок замещается кремнеземом, оксидами железа, глауконитом или другими минералами. Опал кремневых губок уже в кайнозойских породах превращается в опал-СТ (см. рис. 37), в мезозойских породах — в халцедон или замещается кальцитом, и тогда порода превращается в спикуловый известняк или спикуловый мергель. При полной перекристаллизации или замещении спикул канал отличается от стенок более тонкозернистым строением.

Губки распространены в спонголитах, встречаются в радиоляритах, известняках, мергелях и глинах морского происхождения.

Археоциаты — это исключительно морские донные организмы. Имели преимущественное развитие до глубин 20—30 м, отдельные

экземпляры проникали и на большие глубины. Совместно с синезелеными водорослями, особенно эпифитонами, они являются древнейшими рифообразователями в истории Земли. Время их появления можно связывать с докембрием, поскольку они получили широкое распространение в раннем кембрии. Со среднего кембрия началось вымирание этих организмов. В толщах силура Урала найдены остатки организмов, отнесенных к одному из классов археоциат.

Ископаемые остатки археоциат обладают тонкозернистым кальцитовым скелетом в виде кубков конической или субцилиндрической формы (рис. 59). Среди не прикрепляющихся ко дну особей встречаются дискоидальные, тарелковидные и мешковидные формы. Диаметр кубков колеблется в пределах 5—20 мм, а высота составляет 5—80 мм; иногда встречаются особи размером 50×150 см. В составе скелета различают следующие элементы: внешнюю и внутреннюю пористые стенки, вертикальные перегородки — серпы, иногда горизонтальные — днища. В косых срезах рисунок скелета напоминает косой срез раковин фузулинид. Для их отличия следует искать другие сечения и иметь в виду, что фузулиниды в кембрии не встречаются. В поперечном сечении скелеты археоциат могут быть похожи на сифонниковые водоросли, от которых отличаются не однослойной, а двуслойной стенкой. При полной перекристаллизации скелета внутренняя структура его исчезает.

Кроме синезеленых водорослей археоциатам часто сопутствовали трилобиты.

Строматопороидеи — это морские колониальные кишечнополостные. Их следы встречаются в разнообразных карбонатных породах кембрия (?), среднего ордовика — мела и палеогена (?).

Строение мягкого тела не известно. Скелет (ценостиум) микрозернистый кальцитовый. Колонии имеют различные размеры (от нескольких миллиметров до метров) и по форме могут быть сферическими, караваевидными, желваковоподобными, пластинчатыми, ветвистыми и инкрустирующими с бугристой верхней поверхностью. Структура скелета крупная и наблюдается под микроскопом не более чем при десятикратном увеличении (рис. 60). В нем отчетливо различают горизонтальные элементы — ламины, или изогнутые выпуклые вверх пузырьки, и вертикальные — столбики различной длины, пронизывающие ламины. Скелет других строматопороидей не имеет столь отчетливых элементов и напоминает пористую, губчатую ткань. Обязательным элементом скелета является наличие астрориз — вертикальных и соединяющихся с ними горизонтальных каналов. Однако у некоторых родов они отсутствуют. Предполагается, что слой ценостиума был образован эктодермическими клетками многих мелких полипообразных организмов, которые облекали ценостиум с верхней поверхности. При окаменении возможна раскристаллизация и полная перекристаллизация скелета или его окремнение. Все пустоты заполняются вторичным кальцитом, глинистым, железистым или кремнистым материалом.



Рис. 59. Различные сечения кубков археозоит в археозоитовом известняке. Ув. 2.
По Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, Е. И. Орешниковой

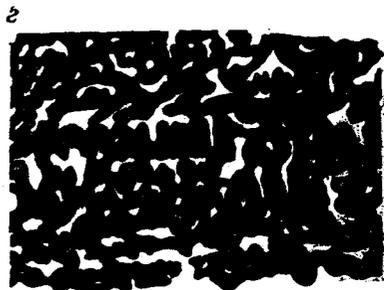
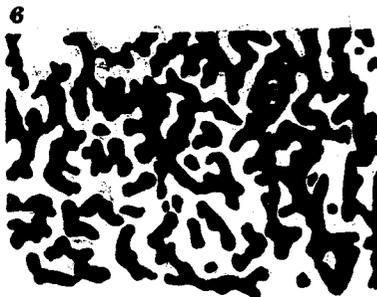
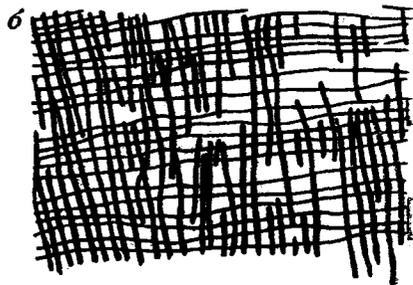
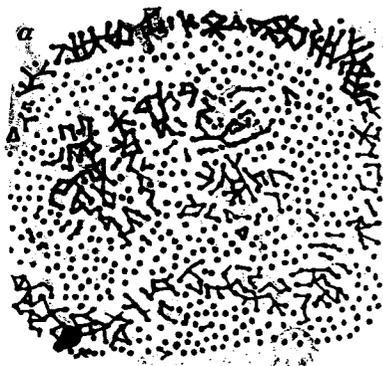


Рис. 60. Скелетные остатки строматопоройдей в шлифах. По О. Б. Бондаренко, И. А. Михайловой:

а, в — поперечные сечения; б, г — продольные сечения. Ув. 10

Строматопоройдей обитали на небольших глубинах в открытом море и вблизи береговой линии. Они участвовали в образовании рифов. Для них был характерен симбиоз с кораллами и червями. Отмечено, что строматопоройдей ассоциируют также с брахиоподами и двустворчатыми моллюсками.

Коралловые полипы представлены табулятами, четырех-, шести- и восьмилучевыми кораллами. Табуляты (рис. 61) — это морские прикрепляющиеся организмы. Их остатки встречаются в органогенных известняках, обогащенных терригенным, глинистым и битуминозным материалом, в глинистых породах и алевролитах. Эти организмы появились в среднем кембрии и вымерли главным образом в перми.

Скелеты табулят видны невооруженным глазом. Для определения под микроскопом необходимы шлифы с продольным и поперечным сечениями. Карбонатная тонкостенная постройка — полипник может быть трех типов: массивная с плотно прилегающими кораллитами; кустистая, где кораллиты отделены друг от друга свободным пространством или соприкасаются боковыми сторонами; стелющаяся, когда кораллиты вытянуты по субстрату це-

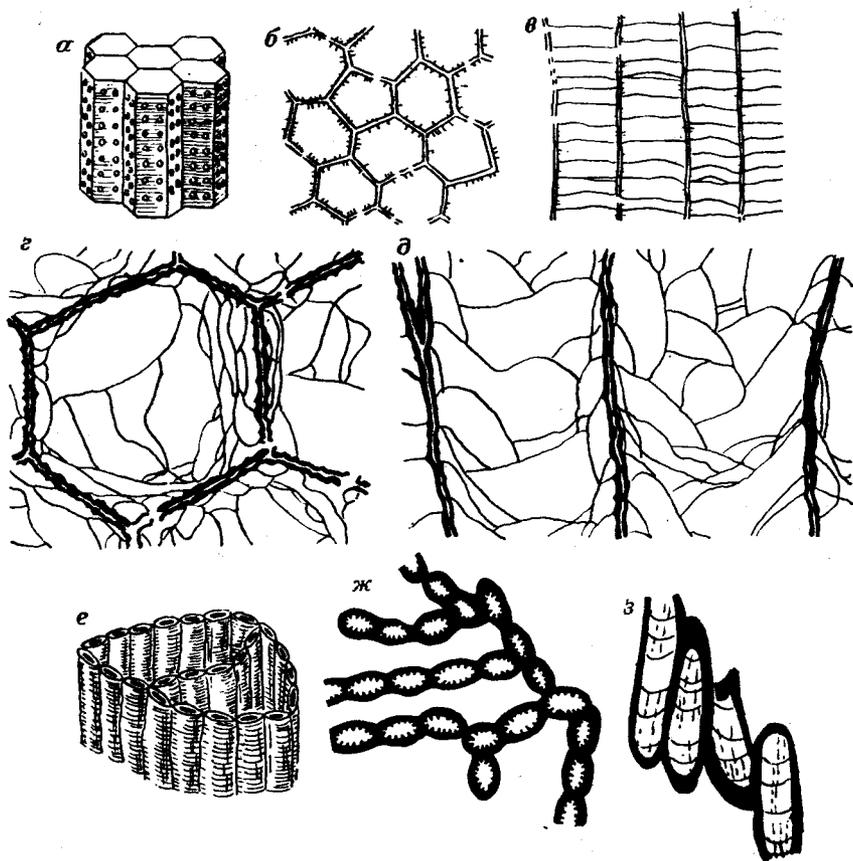


Рис. 61. Табуляты. По О. Б. Бондаренко, И. А. Михайловой:

а, е — внешний вид колоний; б, г, ж — поперечные сечения колоний с зачатками септ; в, д, з — продольные сечения колоний с днищами. Ув. 3—4

почкой или сеточкой. Внутреннее строение кораллитов простое. Вертикальные скелетные элементы — септы представлены несплошными септальными пластинами. Часто они носят фрагментарный характер, вдаваясь во внутреннюю полость кораллита в виде шпиков и бугорков, а иногда могут отсутствовать. Важнейший признак табулят — днища, фиксирующие передвижение зооида при его росте. Они могут быть горизонтальными, реже наклонными, воронкообразными или пузырчатыми.

В процессе окаменения известковый скелет табулят может сохраняться без изменения, подвергается перекристаллизации или окремнению. Промежутки заполняются вторичным кальцитом, глинистым, железистым или другим осадком. В целом сохранность полипняков табулят хорошая.

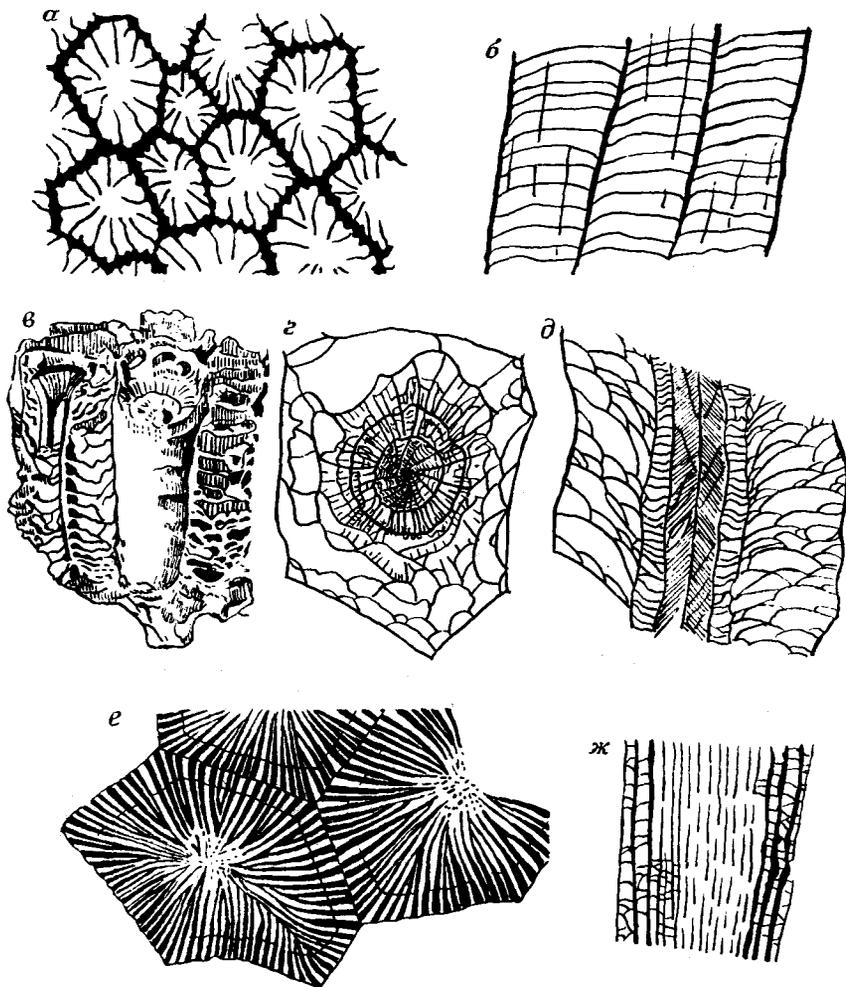


Рис. 62. Скелетные остатки четырехлучевых (а—д) и шестилучевых (е, ж) кораллов. По О. Б. Бондаренко, И. А. Михайловой:
 а, г, е — поперечные сечения; б, д, ж — продольные сечения; в — внешний вид четырехлучевых кораллов. Ув.: а, б — 4; в — несколько уменьшено; г, д — 1,8; е, ж — 1,6

Табуляты обитали на глубинах от 10 до 100 м в нормально-соленых водах разных климатических зон. Они ассоциируют с ругозами, строматопороидеями, брахиоподами, бентосными фораминиферами, сифоновыми водорослями, реже моллюсками. Нередок их симбиоз с аннелидами (кольчатыми червями).

Четырех- и шестилучевые кораллы (рис. 62) образуют колониальные и одиночные формы, восьмилучевые — колониальные. Они встречаются в известняках, мергелях, аргиллитах. Четырехлучевые кораллы (ругозы) были распространены в ордовике —

раннем триасе, шести- и восьмилучевые — с триаса по настоящее время.

Скелет восьмилучевых кораллов в ископаемом состоянии сохраняется редко, так как представлен карбонатными спикулами, разбросанными в студенистой массе полипа либо слипшимися между собой и образующими осевой скелет.

Наружный скелет четырехлучевых кораллов состоит из тонкозернистого арагонита. У одиночных форм он конический (разной ширины и длины) или цилиндрический, у колониальных — кустистый или массивный. Вертикальные элементы скелета представлены септами (перегородками) пластинчатой или шиповидной формы и осевыми структурами — столбиком или осевой колонной. Роль горизонтальных элементов выполняют днища и развивающаяся на их периферии пузырчатая ткань. Четырехлучевые кораллы, имеющие только днища и септы, именуются однозонными, у двухзонных появляется пузырчатая ткань, у трехзонных — осевые структуры. Шестилучевые кораллы также имеют арагонитовый скелет. Кораллиты обладают многоугольной или овальной формой. Септы многочисленные. Днища и пузырчатая ткань имеются только у некоторых родов. Осевая структура представлена столбиком.

При окаменении арагонитовый скелет переходит в тонкозернистый кальцит. В дальнейшем он может замещаться халцедоном, оксидами железа, фосфатом. Промежутки между септами, где помещалось мягкое тело полипа, либо остаются свободными, либо выполняются более крупнозернистым кальцитом, кремнистым и другими материалами.

Кораллы распространены в открытых тропических и субтропических морях нормальной солености. Рифостроящие организмы селились на глубинах от 0 до 45—90 м, определяемых глубиной проникновения света, необходимого для находящихся в симбиозе с кораллами зооксантелл, нерифостроящие — на различных глубинах, иногда значительных. Вместе с коралловыми полипами в строительстве рифов принимали участие гидроидные полипы, стромапороидеи, табуляты, гастроподы, водоросли и др.

Черви (рис. 63) не имеют твердого скелета. В ископаемом состоянии, обычно в различных известняках, встречаются остатки аннелид (кольчатых червей) класса полихет (многочетинковых): челюсти червей, окаменелости животных, известковые и в меньшей степени песчаные и хитиновые защитные трубки.

Размеры трубок колеблются в широких пределах: длина от 0,9 мм до 10—12 см, диаметр от 0,2 мм до 1 см. Форма прямая и изгибающаяся у серпулид или плоскоспиральная у спирорбусов. Стенки трубок многослойны. Слои отличаются цветом и структурой (пелитоморфной, микрозернистой, пластинчатой, фибровой, волокнистой). Волокна дуговидно изогнуты к поверхности трубок, чем и отличаются от трубок гастропод — верметид, обладающих поперечно-призматическим наружным слоем. У мезозойских и тре-

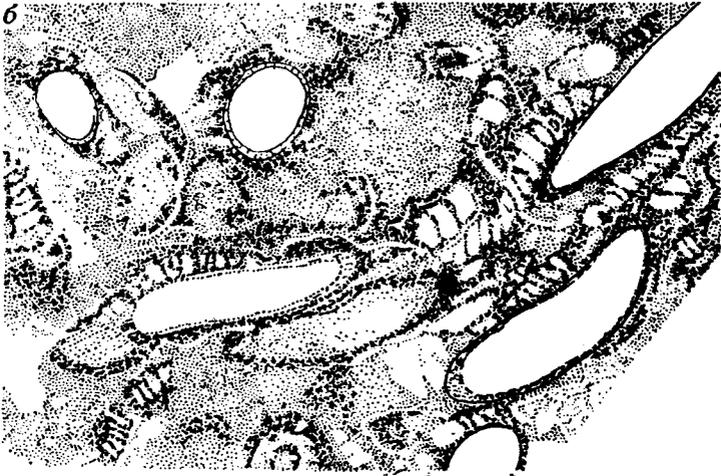
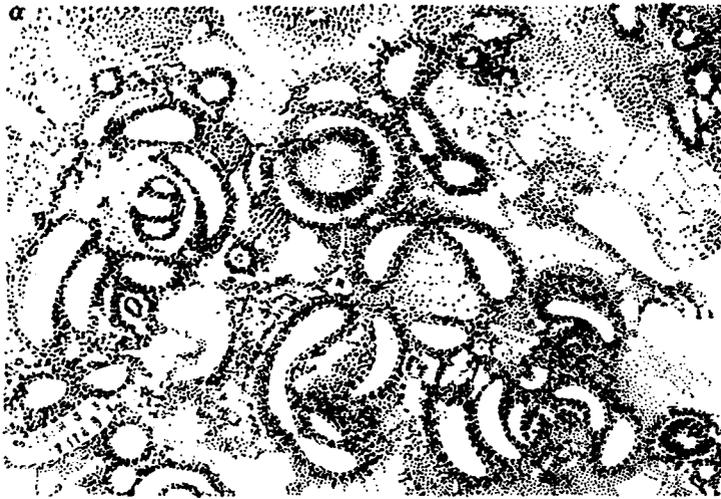


Рис. 63. Сечения шлифами защитных трубок червей. По В. П. Маслову:
 а — трубки серпул в тонкозернистом известняке. Ув. 15; б — преобладание сросшихся трубок серпул, видна пузыристая ткань срастания. Ув. 10

тичных форм трубки срастались между собой выступающими грубыми волокнами, образующими пузырчатую ткань.

Черви появились в докембрии и имеют широкое распространение в настоящее время. Они обитают в морских, солоноватых, реже пресноводных бассейнах в разных климатических областях на разных глубинах. Представители рода серпулид самостоятельно либо с другими организмами (иглокожими, водорослями, брахиоподами, двустворчатыми моллюсками, мшанками, табулятами и др.) участвуют в сооружении биогермов и рифов.

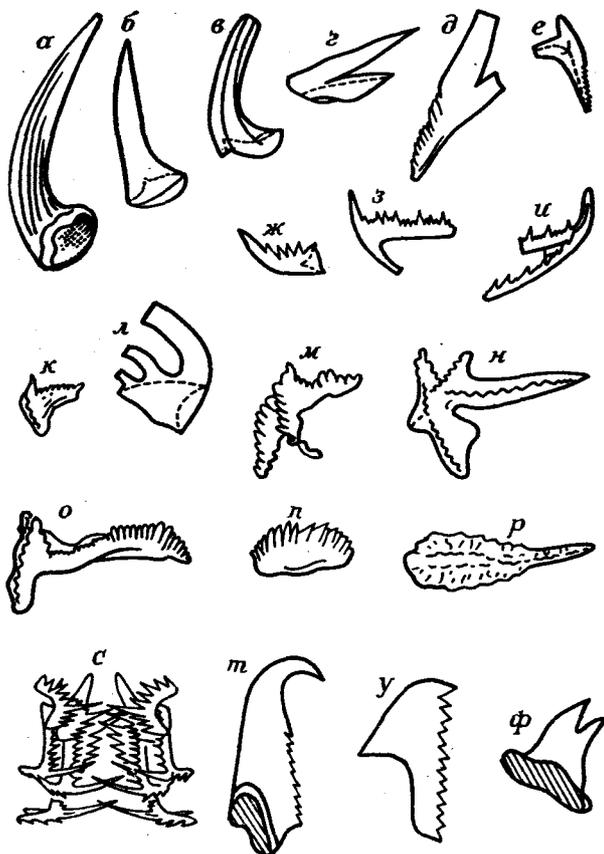
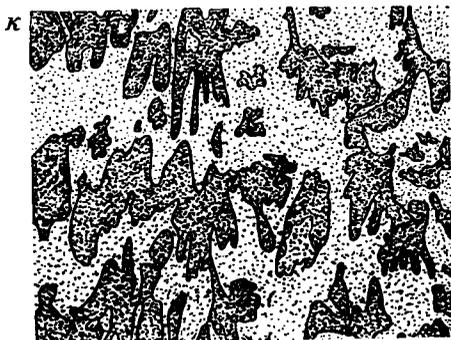
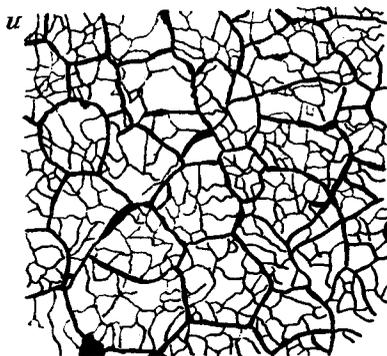
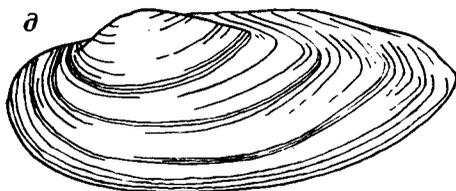
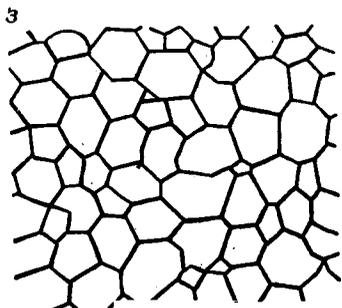
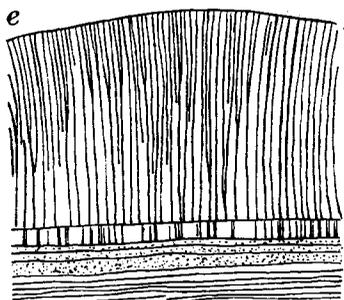
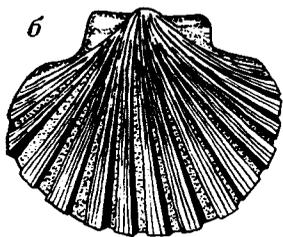


Рис. 64. Типы конодонтов и сколекодонтов. По В. П. Маслову:

a—p — конодонты; *c* — естественные скопления конодонтов; *т—ф* — верхние челюсти сколекодонтов. Ув. 60

Сколекодонты и *конодонты* встречаются в морских отложениях: глауконитовых песчаниках, глинистых породах, известняках, кремнистых сланцах, содержащих соединения фосфора. Сколекодонты — это ископаемые остатки челюстей кольчатых червей размером менее 2 мм. Они имеют черный цвет, в шлифах темно-коричневые. Состоят из фосфорнокислого кальция и органического вещества. Известны с докембрия и до настоящего времени.

Конодонты не имеют ясного систематического положения. Возможно, они являются челюстным аппаратом первичных рыб, челюстями кольчатых червей, остатками других животных. Морфология их разнообразна (рис. 64). Размер до 3 мм. Цвет варьирует от янтарного до светло-бурого. В шлифах конодонты бесцветные, коричневатые, желтоватые. Они состоят из фосфорнокислого кальция и CO_2 (апатита) и органического вещества. В отличие



от сколекодонтов легко разлагаются в азотной и серной кислотах. Известны с кембрия до мела.

Двустворчатые моллюски, или *пелециподы*, — это донные животные, распространенные во всех климатических зонах, на разных глубинах водоемов различного типа: в океанах, морях, лагунах, реках, озерах. Они прикрепляются ко дну, ползают по нему или плавают скачками, хлопая створками (пектиниды). Их ископаемые остатки встречаются в разнообразных породах, иногда слагают биогермные известняки. Они широко распространены в битуминозных и угленосных толщах. Эти организмы известны с кембрия и до настоящего времени.

Раковина моллюска двустворчатая, левая и правая створки симметричные или асимметричные, равные или неравные (рис. 65). Размер от 2—3 мм до 1,4 м (тропическая тридакна). При хорошей сохранности в раковинах наблюдается три слоя: наружный (тонкий, коричневый, или зеленоватый) — из рогоподобного органического вещества; средний — призматический кальцитовый, внутренний — пластинчатый перламутровый арагонитовый. У венерид и кардид призматический слой не развит. В тангенциальном срезе через призматический слой с анализатором наблюдается картина ячеистого строения с разной структурой и оптической ориентировкой отдельных призм. При разрушении раковин призматический слой распадается на отдельные призмы, неплохо сохраняющиеся в осадке. В палеоген-неогеновых и мезозойских породах наружный слой обычно не сохраняется и раковина наблюдается как двухслойная. Арагонит при этом становится непрозрачным и утрачивает свою структуру. В палеозойских отложениях наблюдается полная перекристаллизация раковин. Нередко раковины растворяются, и на их месте появляются пустоты или отливы внутренних полостей раковин, выполненные обычно более мелкозернистой фракцией вмещающей породы.

Гастроподы, или *брюхоногие моллюски*, насчитывают до 80 000 современных видов. Они состоят из обособленной головы, уплотненной подошвообразной ноги и спирально-плоскостной, спирально-конической и колпачковидной раковины. Это экологически многообразные организмы: морские, пресноводные и наземные. Морские гастроподы — донные, свободно передвигающиеся организмы, иногда планктонные, распространены во всех климатических зонах и на разных глубинах. Их ископаемые остатки встречаются в разнообразных породах, иногда они образуют гастроподовые (например, птероподовые) известняки. Часто брюхоногие моллюски сопутствуют двустворчатым. Они известны с кембрия, а пресноводные виды с поздней юры.

Рис. 65. Скелетные остатки двустворчатых моллюсков. По В. П. Маслову, О. Б. Бондаренко, И. А. Михайловой:

a-d — внешний вид раковин. Уменьшено. *e* — поперечное сечение раковины пинна, видны три слоя в вертикальном разрезе. Ув. 32, без анализатора; *ж* — поперечное сечение призматического слоя раковины иноцерама. Ув. 10, с анализатором; *з-к* — тангенциальные сечения различных типов призматического слоя раковин. Ув. 20—30, без анализатора

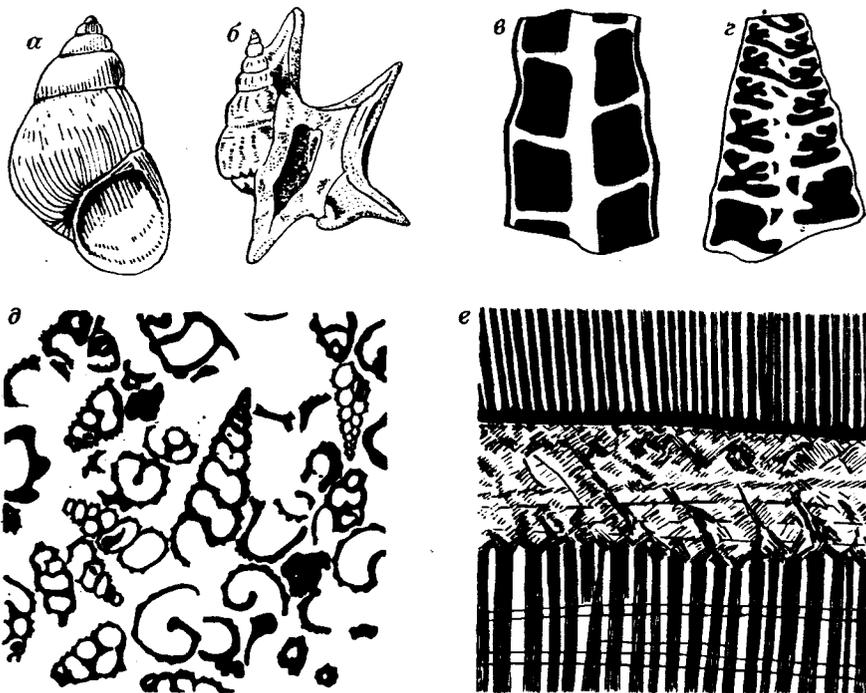


Рис. 66. Скелетные остатки гастропод. По В. П. Маслову, О. Б. Бондаренко, И. А. Михайловой и др.:

a, б — внешний вид раковин. Уменьшено: *в, з* — осевые продольные сечения раковин. Уменьшено: *д* — характерные формы сечений обломков и целых мелких раковин гастропод в шлифах. Ув. 33, без анализатора; *е* — поперечное сечение стенки раковины ископаемого конуса: снизу — внутренний листоватый слой, всередине — «плетенчатый слой», сверху — внешний пластинчатый слой. Ув. 30, без анализатора

В шлифах и образцах раковины гастропод хорошо распознаются по спиральной закрученной форме (рис. 66). Стенки раковин, как и у пелеципод, трехслойны: внешний слой состоит из рогоподобного вещества конхиолина, средний призматический из кальцита, внутренний пластинчатый из арагонита. Часто внешний слой не сохраняется, а навивание раковины приводит к дублированию призматического и пластинчатого слоев, создавая впечатление многослойности. Раковины гастропод легко перекристаллизуются, давая при этом либо неправильные многослойные структуры стенок, либо вообще теряют слоистую структуру. Последнее явление встречается чаще всего.

Аммониты (рис. 67) — исключительно морские нектоно-бентонические животные. Их ископаемые остатки встречаются в известняках и глинистых породах, формирующихся в условиях высокого содержания кислорода, и часто ассоциируют с радиоляриями, остатками кремневых губок, гастропод, пелеципод. Они почти не встречаются вместе с фузулинами, кораллами, мшанками и бра-

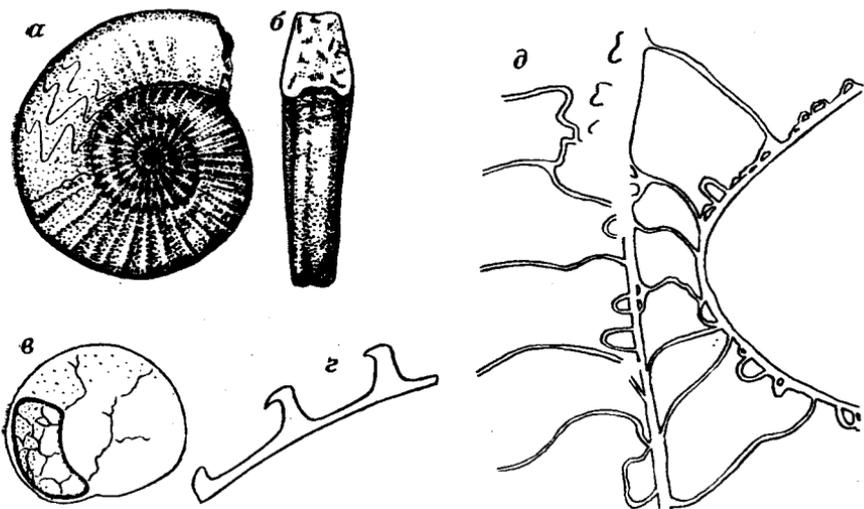


Рис. 67. Скелетные остатки аммонитов. По И. В. Хворовой, В. П. Маслову и др.: а, б — внешний вид раковины. Ув. 0,3; в, г — остатки мелких раковин в шлифах. Ув. 24, без анализатора; д — сечения через переборки раковины в пелитоморфном известняке. Ув. 12

хиоподами. Аммониты известны с раннего девона до мела включительно.

Раковина аммонита крупная размером от миллиметров до 1 м, многокамерная, свернутая в плоскую спираль с большим числом сложноизогнутых перегородок, что отличает ее от раковины гастропод. Последняя камера заполнялась телом животного, в остальных, разделенных перегородками и связанных сифоном, находился газ. Стенки раковин трехслойные: наружный конхиолиновый, два других — арагонитовые. Вследствие этого раковины обычно перекристаллизованы и состоят из кристаллов кальцита. При определении в шлифах учитываются контуры сечения раковины, структура стенки, извилистость и причудливое сочетание перегородок со стенками раковины.

Трилобиты (рис. 68) — это морские членистоногие с уплощенным овально-удлиненным сегментированным телом, насчитывающие около 1300 видов. Они обитали в мелком море, где были представлены донными, nektonными и планктонными формами. С кембрия до перми эти организмы осваивали морские ландшафты. Предполагается также значительный эволюционный период их развития в докембрии. Длина тела трилобитов колеблется от миллиметров до 75 см, обычно 3—10 см. Кальцитовый панцирь хорошо развит только со спины.

В шлифах наблюдаются обломки панцирей трилобитов разнообразной формы с внезапными вздутиями и утолщениями, однослой-

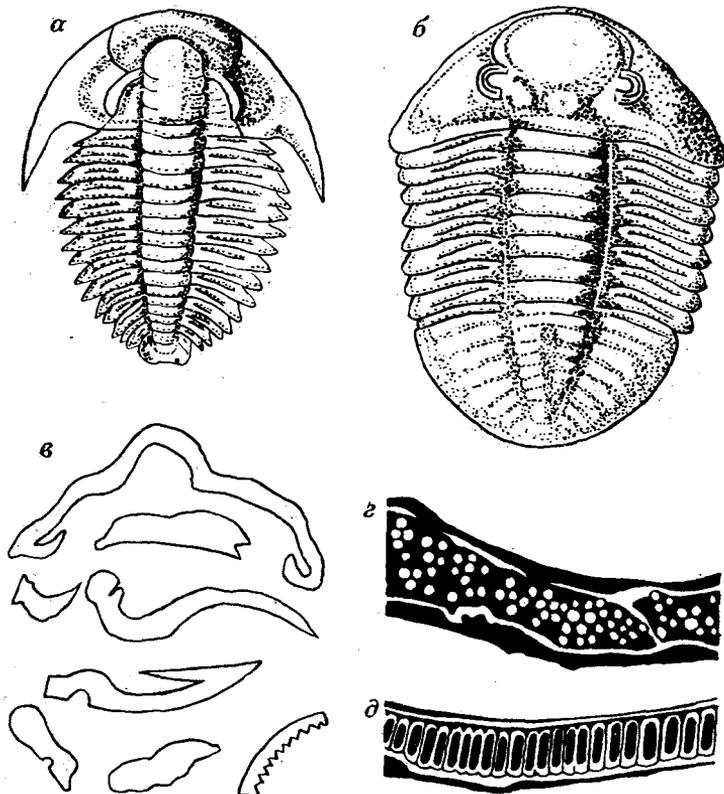


Рис. 68. Скелетные остатки трилобитов. По И. В. Хворовой, В. П. Маслову, О. Б. Бондаренко, И. А. Михайловой:

а, б — типовой вид панцирей. Ув. 1—2; в — сечения панцирей в шлифах. Ув. 13; г — тангенциальное и д — поперечное сечения через панцирь с поперечными и продольными сечениями канальцев. Ув. 25

ные или многослойные. С анализатором в поперечном сечении эти обломки имеют перпендикулярное к поверхности погасание, обусловленное, возможно, наличием тонких фибр (?) кальцита. Поперечные сечения содержат канальцы (?), имеющие в тангенциальном срезе вид мелких округлых пятнышек. Хорошо диагностируются по форме обломков и их волнистому погасанию.

Остракоды — одна из важнейших групп организмов, применяющихся для целей стратиграфии морских, в том числе сильно засоленных и пресноводных отложений. Эти организмы известны с кембрия и до настоящего времени. Богатую фауну остракод содержат отложения девона, карбона, перми, триаса и других стратиграфических подразделений. По фауне остракод для этих подразделений разработаны детальные стратиграфические схемы, вошедшие в унифицированные схемы СССР.

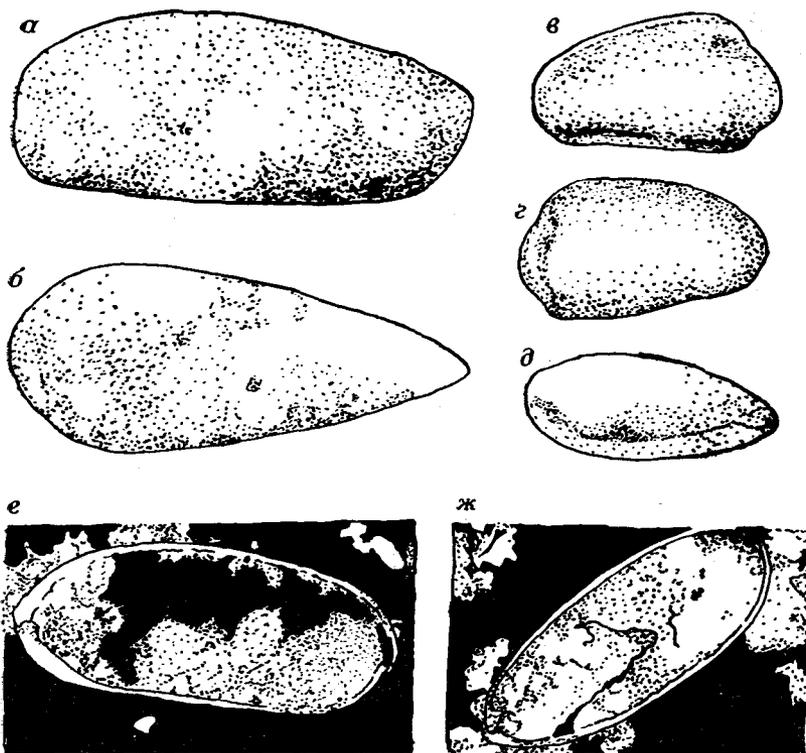


Рис. 69. Скелетные остатки остракод. По Е. М. Мишной:
 а-д — внешний вид раковин сухонелла (а, б) и дарвинула (в-д); е, ж — охват створок раковин. Ув.: а, б — 80; в-д — 47; е, ж — 60

Подкласс Ostracoda (ракушковые рачки) ведет бентонный образ жизни. Остракоды населяют самые разнообразные бассейны и водоемы до глубины 200 м, часто селятся на водорослях. Это связано с тем, что большая часть их ведет ползающий или зарывающийся образ жизни. В пресноводных бассейнах рачки живут в водоемах любого типа, вплоть до мелких луж. В этих водоемах живут предпочтительно плавающие формы, имеющие гладкую форму раковин (*Darwinulidae*). На распределение остракод значительное влияние оказывают питательные ресурсы. Их основной пищей служат мелкие растения и животные, главным образом детрит, илистый субстрат. Изучение остатков остракод семейства *Darwinulidae* показало, что они в основном встречаются в глинистых породах, мергелях, алевролитах, аргиллитах. В песках и сильно опесчаненных породах они отсутствуют.

Раковина, заключающая тело остракод, симметричная двустворчатая (рис. 69) размером от 0,5 до 50 мм, очень часто преобла-

дают раковины микроскопических размеров. Раковинное вещество представлено аморфным или кристаллическим кальцитом с небольшой примесью $MgCO_3$. Форма раковин разнообразна: двояковыпуклая, миндалевидная, вздутая, уплощенная, удлинённая и т. п. Она зависит от условий обитания животного. У крупных остракод заметно, что стенки раковины состоят из кальцитовых фибр, перпендикулярных к поверхности раковины. С анализатором они затухают в том же направлении. Иногда фибры рассматриваются как поровые каналчики. В толстых створках различают один или два слоя с той же фибровой структурой. Формы, не сбрасывающие при линьке старый панцирь, наращивают новый с внутренней стороны, в итоге наблюдаются многослойные створки. Створки некоторых раковин несут скульптурные украшения. При окаменении панцирь часто полностью перекристаллизовывается, внутренние полости заполняются кальцитом, который цветом и структурой резко обособляется от стенок раковины.

Диагностика остракод затруднений не вызывает, особенно в тех случаях, когда они встречаются группами, ведется по общей форме створок и внутренней структуре стенок.

Мшанки — колониальные морские, реже пресноводные, прикрепленного образа жизни животные, известные с ордовика. Насчитывают около 4000 современных и 15 000 вымерших видов. Современные мшанки встречаются во всех климатических зонах на разных глубинах, но предпочитают мелководные зоны теплых морей. Остатки ископаемых мшанок находят в различных породах, преимущественно морского происхождения, но особое обилие их отмечено в глинистых породах, переслаивающихся с детритовыми известняками. Они принимают участие в образовании рифов и мшанковых известняков.

В зоне приливов и отливов мшанки формируют уплощенные корковые колонии, обрастающие водорослями, раковинами, обломками; в более спокойных условиях — листообразные и сетчатые, а в более глубоководных зонах — массивные и кустистые колонии.

Детали скелета отличаются большим разнообразием форм. Основной скелета являются ячейки, создающие вид сложных сеток и веточек (рис. 70). Продольные разрезы стенок сетки имеют характер разорванных фрагментов с общим основанием, поперечные — вытянутых цепочек. Стенки ячеек чрезвычайно тонкого фибрового строения, наблюдаемого с анализатором. Фибры ориентированы вокруг ячеек и параллельно наружной поверхности. Нередко, однако, стенки состоят из тонкокристаллического кальцита, являющегося, по-видимому, продуктом перекристаллизации первичного материала. Определение мшанок под микроскопом требует навыка.

Брахиоподы (рис. 71) — это бентосные морские животные с двустворчатой асимметричной раковинкой. Они существуют в широком диапазоне солености, гидродинамического и газового режима, ведут прикрепленный образ жизни. К раковинам брахиопод

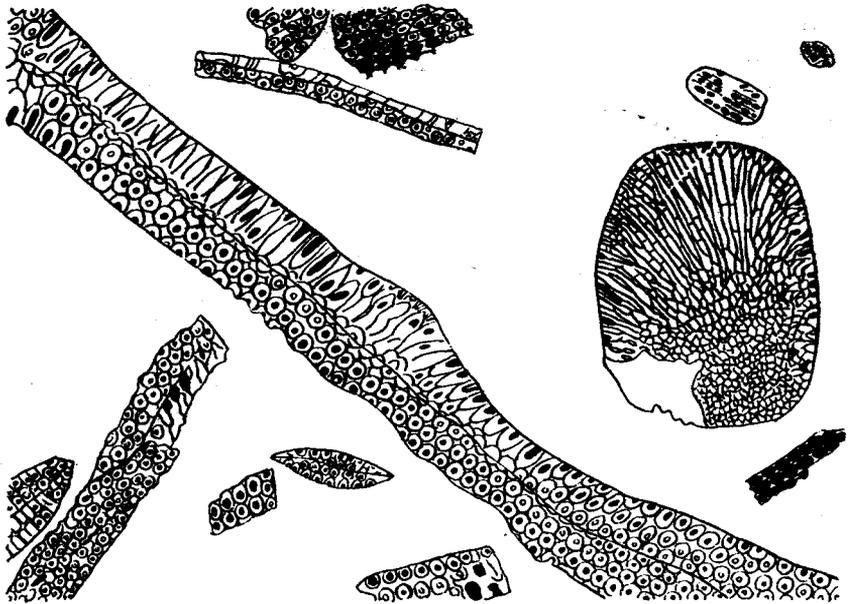


Рис. 70. Скелетные остатки мшанок в органогенном известняке. Ув. 7, без анализатора

нередко прикрепляются другие особи брахиопод, черви, губки, кораллы, мшанки, иглокожие, балянусы. Вместе с ними ассоциируют также фораминиферы. Брахиоподы известны с кембрия и до настоящего времени. Особенно характерны они были для среднего и позднего палеозоя. Остатки брахиопод встречаются в песчаниках, алевролитах, аргиллитах, но чаще всего в карбонатных породах. Они принимают участие в образовании рифов.

Беззамковые брахиоподы имеют хитиново-фосфатную (голубовато-серую с анализатором) и в меньшей степени кальцитовую раковину. В ископаемом состоянии хитин замещается кальцитом, фосфатом, пиритом и другими минералами. При больших увеличениях ($100\times$ и более) в шлифах видно многослойное строение, при малом — характерна резкая штриховатость. У замковых брахиопод раковина кальцитовая, имеет несколько типов строения. У современных форм она покрыта хитином, не сохраняющимся в ископаемом состоянии. Известковое вещество каждой створки состоит из двух слоев: первичного и вторичного. Первичный слой имеет одинаковую, но незначительную толщину в любом участке створок, толщина вторичного слоя увеличивается к макушке. Он состоит из налегающих друг на друга пластинок. Вторичный слой имеет либо волокнистое, либо (очень редко) грубопризматическое строение, с направлением призм перпендикулярно к первичному

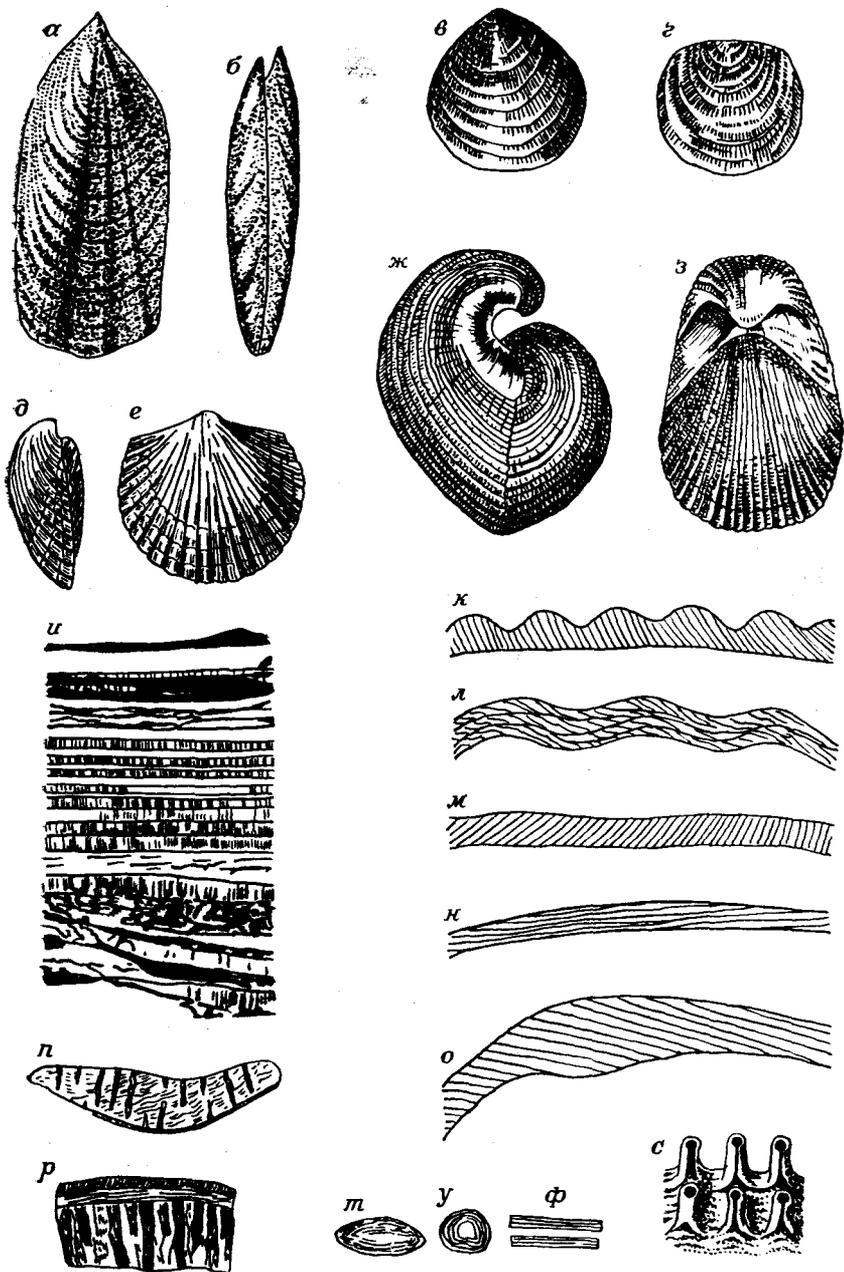


Рис. 71. Скелетные остатки брахиопод. По В. Т. Фролову, «Основам палеонтологин», В. П. Маслову, материалам автора:

а—г — внешний вид раковин беззамковых брахиопод; д—з — внешний вид раковин замковых брахиопод; и — поперечный разрез раковины современной лингулы. Чередующиеся

слою. В ископаемом состоянии первичный слой обычно не сохраняется, и в шлифе виден только один вторичный слой с однонаправленными волокнами, попеременно угасающими при повороте столика микроскопа.

При сохраняющейся волокнистости двуслойные раковины могут быть пористыми и непористыми. Последние часто несут на поверхности дополнительные скульптурные украшения (ребра, иглы), дающие в шлифах кружки и овалы с многочисленными концентрически-тонкими линиями вокруг них.

В шлифах, если только раковины не перекристаллизованы, они распознаются по волокнистому строению прогнутых, вытянутых или волнистых полосок створок, чем отличаются от сходных по форме остатков раковин двустворчатых моллюсков. Кроме того, в палеозойских породах брахиоподы хорошо сохраняют следы первоначального строения, раковины же двустворчатых моллюсков легко перекристаллизовываются и состоят из крупных зерен кальцита. Некоторые мезозойские, особенно меловые, двустворки также имеют волокнистое строение раковин, но отличаются от брахиопод большим количеством обломков в шлифах и тем, что они толстые.

Иглокожие — это исключительно морские одиночные прикрепляющиеся ко дну или свободно живущие животные. Они обитают в морях нормальной солености, в разных климатических областях и на разных глубинах — от литорали до абиссали. Остатки иглокожих встречаются в известняках и других породах. Породообразующее значение принадлежит морским лилиям и ежам, реже морским звездам, офиурам и голотуриям. Иглокожие ассоциируют с водорослями, кораллами, брахиоподами, фораминиферами и др. Они известны с кембрия по настоящее время.

Большинство иглокожих имеет арагонитовые скелеты или панцири, состоящие из члеников, пластинок и табличек, рассыпающихся при отмирании организма (рис. 72). Форма скелетных элементов различна. У морских лилий членики имеют округлую, эллиптическую, треугольную, четырех-, пяти- и шестиугольную формы с центральным осевым каналом. Пластинки панциря морских ежей многоугольны, содержат ограниченное число пор и обладают бугорками, к которым крепились иглы. В шлифах обломки игл имеют более удлиненные формы, чем членики морских лилий.

Остатки иглокожих легко распознаются в шлифах: каждый элемент скелета, несмотря на свою ячеистость, состоит из одного монокристалла карбоната, что приводит к его одновременному погашению при использовании анализатора.

слой хитина и фосфорнокислого кальция. Фосфатные слои секутся темными канальчиками. Ув. 100; к—о — обычные сечения створок раковин в шлифах. Ув. 35, без анализатора; л — поперечный срез раковины типа теребратулид с поперечными канальцами. Ув. 40, без анализатора; р — поперечный срез трехслойной раковины спирифера. Ув. 9, с анализатором; с — скульптурные элементы раковины. Ув. 16; т—ф — косой, поперечный и продольный срезы игл брахиопод в шлифах. Ув. 40, без анализатора

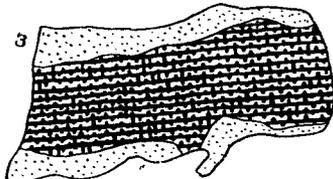
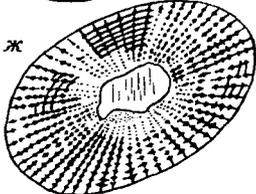
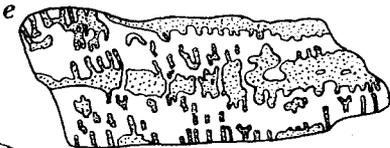
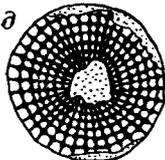
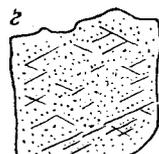
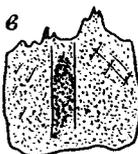
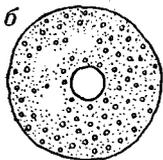
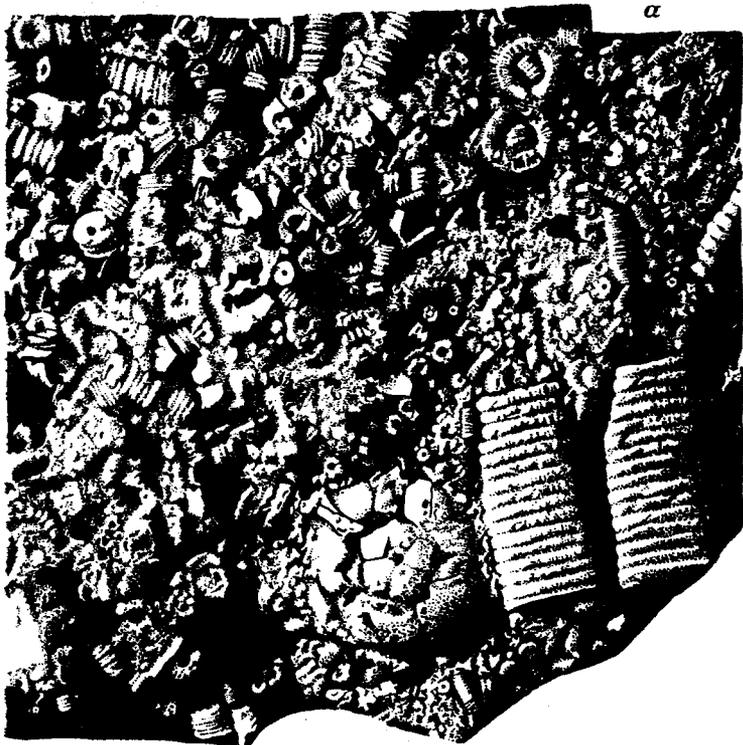
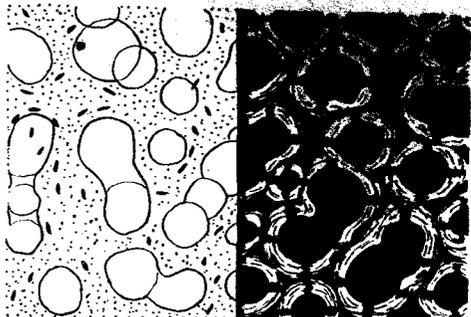


Рис. 72. Скелетные остатки иглокожих. По Е. В. Дмитриевой, Г. И. Ершовой, В. Л. Либрович и др.:
 а — криноидный известняк. Остатки криноидей погребены на месте их существования. Уменьшено: б—г — сечения стеблей морских лилий в шлифах; д—з — сечения игл морских ежей в шлифах. Ув. 7, без анализатора

Рис. 73. Структура минерального вещества в продольном шлифе чешуи космидной кистеперой рыбы. По О. П. Обручевой. Ув. 200: слева — без анализатора, справа — с анализатором



Кости позвоночных. Костные элементы позвоночных включают четыре твердые ткани: кость, дентин, эмаль и аспидин. В ископаемое состояние переходят преимущественно костные части скелетов.

Неорганический компонент костей представлен карбонатпатитом с различным соотношением фтора и гидроксильной группы. Основной органический компонент — collagen исчезает уже в костях среднеплиоценового возраста. Он замещается карбонатами, глиноземом, гидроксидами железа и т. д.

В шлифах (рис. 73) в поперечном срезе костной ткани видны остеоны — серия концентрических пластинок, расположенных вокруг гаверсова канала. Каждая кольцевая пластинка содержит концентрически расположенные многочисленные мелкие полости — лакуны костных клеток (osteocитов), соединенных системой тончайших каналов.

На этапе катагенеза скрытокристаллический фосфат костей раскристаллизовывается, но в условиях метагенеза и при метаморфизме обычно полностью растворяется.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Остатки водорослей и продукты их жизнедеятельности

Синезеленые водоросли — это микроскопические одноклеточные или нитевидные многоклеточные одиночные или колониальные водоросли без различного ядра. Нитевидные формы имели наружную слизистую оболочку, в которой происходило отложение извести биохимическим способом вследствие изменения кислотности — щелочности среды под влиянием жизнедеятельности водорослей и, возможно, находящихся в слизи в симбиозе с ними бактерий. В ископаемом состоянии встречаются строматолиты и микрофитоли-

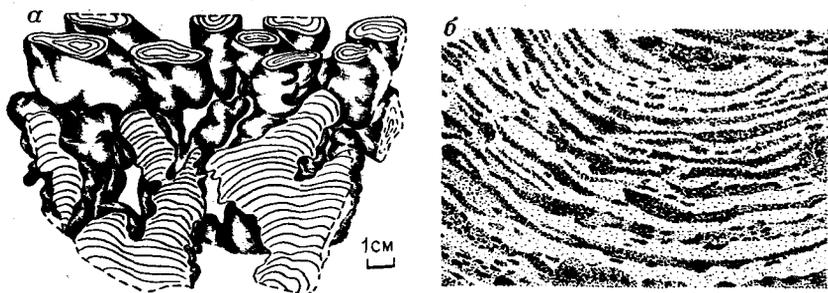


Рис. 74. Строматолиты. По Т. А. Дольник:

a — столбчатые строматолиты группы байкаля. Восстановлено методом графического препарирования. Ув. 0,5; *b* — то же, поперечный срез в шлифе. Ув. 0,5, без анализатора

ты. Последние подразделяются на онколиты и катаграфии. Все они являются продуктами жизнедеятельности синезеленых водорослей. Особенно значительным было их накопление в протерозое и раннем палеозое. Строматолиты и онколиты образуются и в настоящее время. Они имеют большое значение как свидетели резко меняющихся тектонических режимов осадконакопления, динамики, температуры, прозрачности и солености водной среды. Возрастные комплексы строматолитов и микрофитолитов используются для расчленения и корреляции осадочных толщ.

Строматолиты (рис. 74) — прикрепленные постройки, возникающие вследствие деятельности синезеленых водорослей и, видимо, находящихся в симбиозе с ними бактерий. По латерали постройки могут достигать значительных размеров. Они нарастают на неровности морского дна и напоминают корки, бугры, простые или ветвящиеся столбики, хорошо наблюдаемые методом графического препарирования. Верхняя поверхность обычно выпуклая, вплоть до правильной конической. По мнению А. Г. Вологдина, она обусловлена движением слизистой массы вверх под влиянием образующихся пузырьков кислорода.

Внутренняя структура слоистая, образованная в результате годичного нарастания слоев, заметна невооруженным глазом. Остатки водорослей встречаются исключительно редко, но они влияют на внутреннюю структуру слоев, состоящую из равномерно-зернистого, узловатого, пятнистого, комковатого, пластинчатого или пелитоморфного карбоната. Внутренняя структура слоя часто сохраняется, несмотря на перекристаллизацию, доломитизацию или кремнение строматолита.

Все строматолиты являются мелководными образованиями платформ или окраин геосинклиналей. Они встречаются в участках водоемов с резко непостоянным солевым режимом.

Микрофитолиты — микроскопически обособленные желвачки, сгустки и комочки карбонатного состава, не имеющие ясного систематического положения ввиду небольшого числа диаг-

ностических признаков и неясности биологического смысла последних. В. П. Маслов, Е. А. Рейтлингер и И. К. Королук допускают, что данные образования являются результатом жизнедеятельности различных примитивных растений, в основном синезеленых водорослей. Некоторые из них, по мнению И. К. Королук, возможно, являются продуктами жизнедеятельности животных и представляют собой копролиты, следы ползания и прочие образования животных (микрзоолиты). Они имеют порообразующее значение для некоторых карбонатных пород рифея и раннего палеозоя и образуют обычно линзы среди строматолитовых построек, прослой среди хемогенных карбонатов. Мощные слои карбонатных пород с микрофиолитами встречаются среди соленосных формалий. Изучаются в обычных неориентированных шлифах. З. А. Журавлева в 1964 г. среди рассматриваемых образований выделяет онколиты и катаграфии.

Онколиты (рис. 75) — ископаемые известковые округлые стяжения с концентрической или радиально-лучистой структурой. Онколиты с концентрической слоистостью относятся к группе озегия, с радиально-лучистой структурой — к группе астеросфероидес и радиозус. Последние две близки между собой и различаются тем, что у группы радиозус в периферической части желваков наблюдается резко выраженный слой шестоватого карбоната. Онколиты имеют размеры от нескольких миллиметров до 10—12 см. Они сходны с оолитами — концентрически-зональными однородными хемогенными стяжениями кальцита, от которых отличаются неровной волнистой или бугристой годичной слоистостью, неодинаковой толщиной слоев, чередованием светлых и темных слоев, обогащенных глинистым и органическим материалом, иногда неправильно-сферической формой. Слои быстрее и лучше развивались в тех участках онколитов, где была больше освещенность. Ядром онколитов часто являются различные обломки, в том числе органического происхождения.

Местом распространения онколитов служит мелководная зона волнений и течений. Здесь они образуются в условиях различной солености морской воды.

Катаграфии — неслоистые карбонатные образования различной величины и структуры, неправильной, часто причудливой формы — в виде комочков, сгустков, стяжений. По форме, величине, строению внутренней и периферической зон З. А. Журавлева в 1964 г. выделила пять групп катаграфий: везикуляриты, вермикулиты, глебозиты, нубекуляриты и гиероглифиты (см. рис. 75). Везикуляриты имеют пузырчатое строение. По мнению И. К. Королук, у некоторых из них первичные биологические признаки сохранились лучше, чем у других микрофитоцитов. Вермикулиты представляют собой стяжения неправильной формы, часто вытянутые, сложенные скрытокристаллическим карбонатом, ограниченные темной оболочкой. Глебозиты — это мелкие темные округлые комочки расплывчатых очертаний или ограниченные темной тонкой оболочкой. Нубекуляриты являют собой темные сгустки

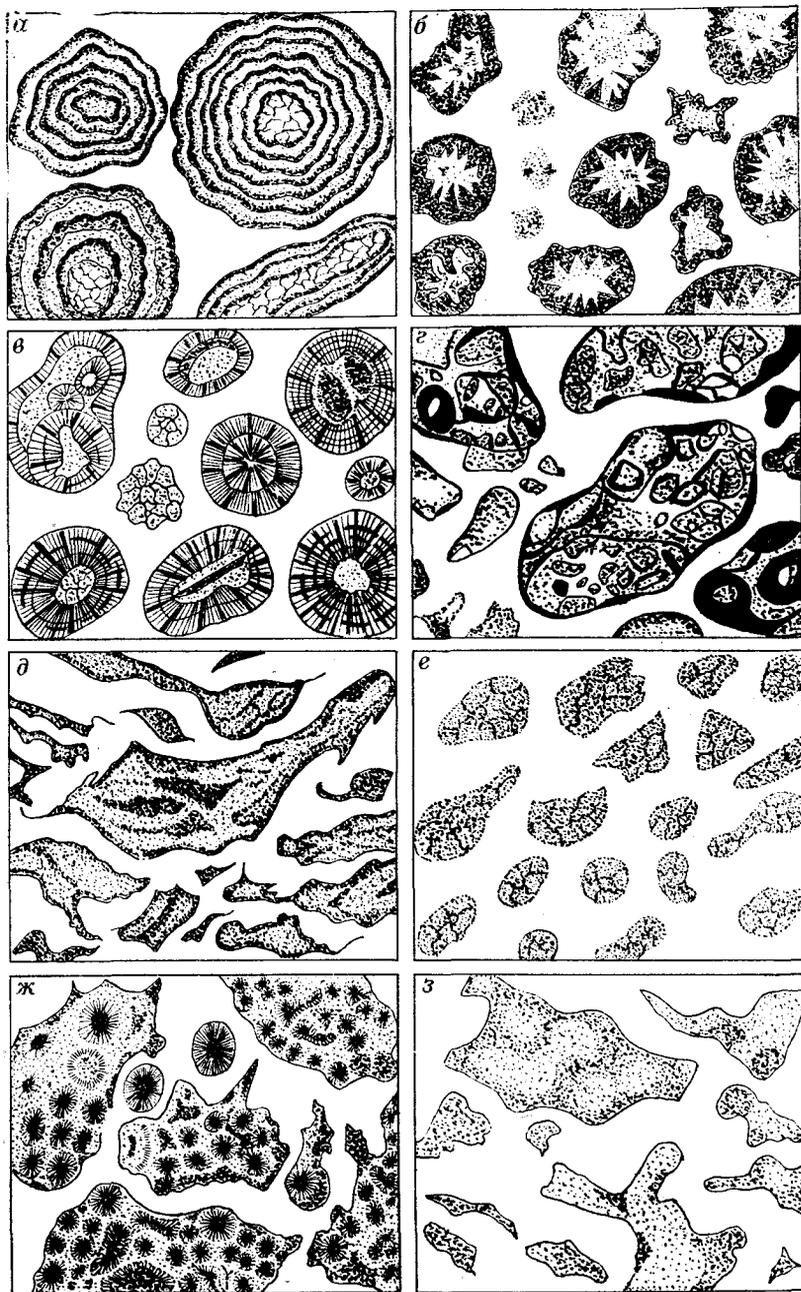


Рис. 75. Онколиты (а—в) и катаграфы (з—з) в шлифах. По Т. А. Дольник, З. А. Журавлевой, Т. Н. Титоренко.

различной величины, неправильной формы, с расплывчатыми очертаниями или ограниченными темной тонкой оболочкой. Гиероглифиты имеют неправильную форму, сложные очертания, напоминающие знаки иероглифов.

Красные (багряные) водоросли — сложно устроенные многоклеточные водоросли, которые выделяют известь органическим путем — внутри клеток. Они изучены слабо, и их систематика до сих пор не отработана, вследствие чего одни и те же водоросли, например эпифитоны (рис. 76); разные авторы относят к различным типам. Главным признаком красных водорослей, как показали в 1962 г. А. Г. Вологдин и в 1973 г. К. Кордэ, следует считать многоклеточность слоевища и наличие спороносных клеток, отчетливо проявившееся уже у кембрийских форм. Современные и близкие к ним по возрасту водоросли образуют желваковые, корковые, бугристые или ветвистые формы размером до десятка и более сантиметров. Клеточные нити залегают параллельно, создавая впечатление многоклеточной ткани (рис. 77). Характерны спорангии или пустоты на месте их нахождения. Красные водоросли обитают на глубинах, по-видимому, до 150 м в водах океанической солёности, иногда слабоопресненных. Они участвуют в образовании биогермов и рифов, достоверно известны с кембрия.

Зеленые водоросли известны с докембрия, но все же их следует считать более поздними образованиями по установившимся признакам. Они обладают большим количеством видов: многоклеточные и одноклеточные. Тело наиболее часто встречающихся в ископаемом состоянии сифоновых не делится перегородками на отдельные клетки, а содержит много ядер. Твердая корочка известкового чехла выделялась на поверхности водорослей физиологическим путем.

Слоевища у ранних форм мешковидные, шаровидные и трубчатые без боковых ответвлений, у более поздних — цилиндрические с располагавшимися мутовками ответвлениями. Ответвления оставляют в чехле отходящие от центрального «сифона» поры и каналы (рис. 78). В шлифах известковый чехол сифоновых обычно крупнокристаллический светлый, но отличающийся от вмещающего карбоната. Канальца и поры нередко заполнены темным пелитоморфным карбонатом, что и позволяет отыскивать рассматриваемые остатки в шлифах.

Зеленые водоросли характерны для мелководья теплых морей. Они имеют пороодообразующее значение. В углях и углистых породах часто встречаются остатки пресноводных одноклеточных колониальных углеобразующих форм зеленых водорослей. К ним относятся *Pila*, *Reinschia* и *Cladiscothallus*, а в Тунгусском бассейне *Pastillus*. В шлифах эти водоросли наблюдаются в виде коротких

Группы: а — озагия, б — астеросферондес, в — радиозус, г — везикуляритес, д — вермикулиты, е — глебозиты, ж — нубекуляриты, з — гиероглифиты. Рифей, нижний кембрий. Сибирь. Ув.: а — 10; б—д, ж—з — 20; е — 80; без анализатора

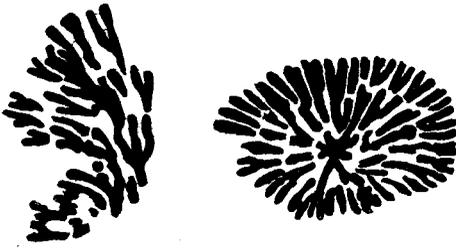


Рис. 76. Продольное (слева) и поперечное сечения кустистого слоевища эпифитона. По В. П. Маслову, Кембрий, Сибирь. Ув. 17, без анализатора

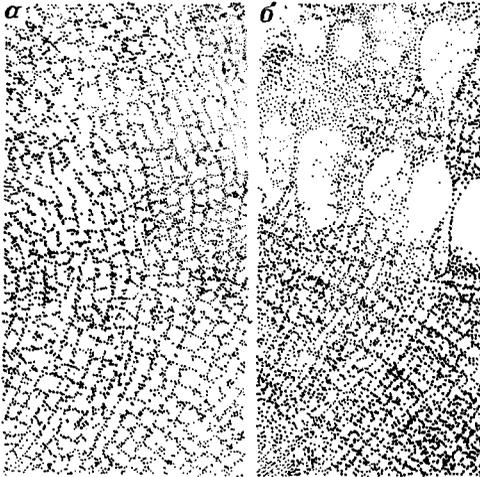


Рис. 77. Строение слоевищ и органов размножения некоторых желваковых кайнозойских красных водорослей в шлифах. По В. П. Маслову:

a — базальная ткань. Ув. 45;
б — спорангии в периферической ткани. Вертикальное сечение. Ув. 90

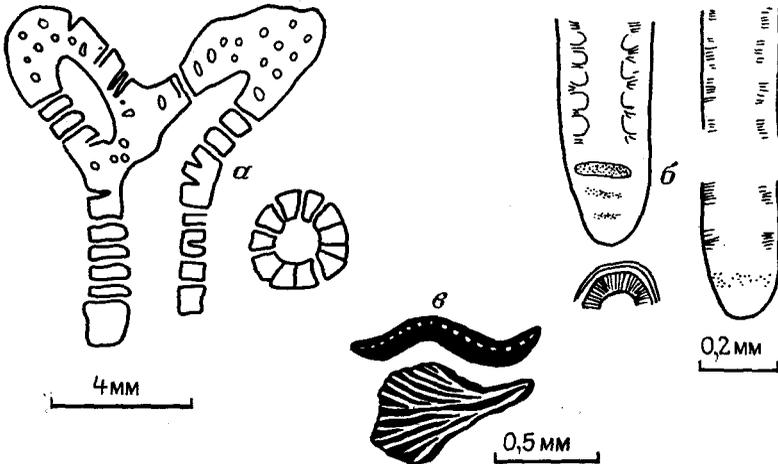


Рис. 78. Скелетные остатки зеленых водорослей. По В. П. Маслову, В. Т. Фролову:

a — мутовчатая сифония вермипорелла в продольном и поперечном срезах. Ув. 5;
б — мутовчатая сифония диакантелла с группами канальцев, продольное и поперечное сечения. Ув. 50; *в* — обрывки кодиевой водоросли кальцифолиум в поперечном и продольном сечении. Ув. 30

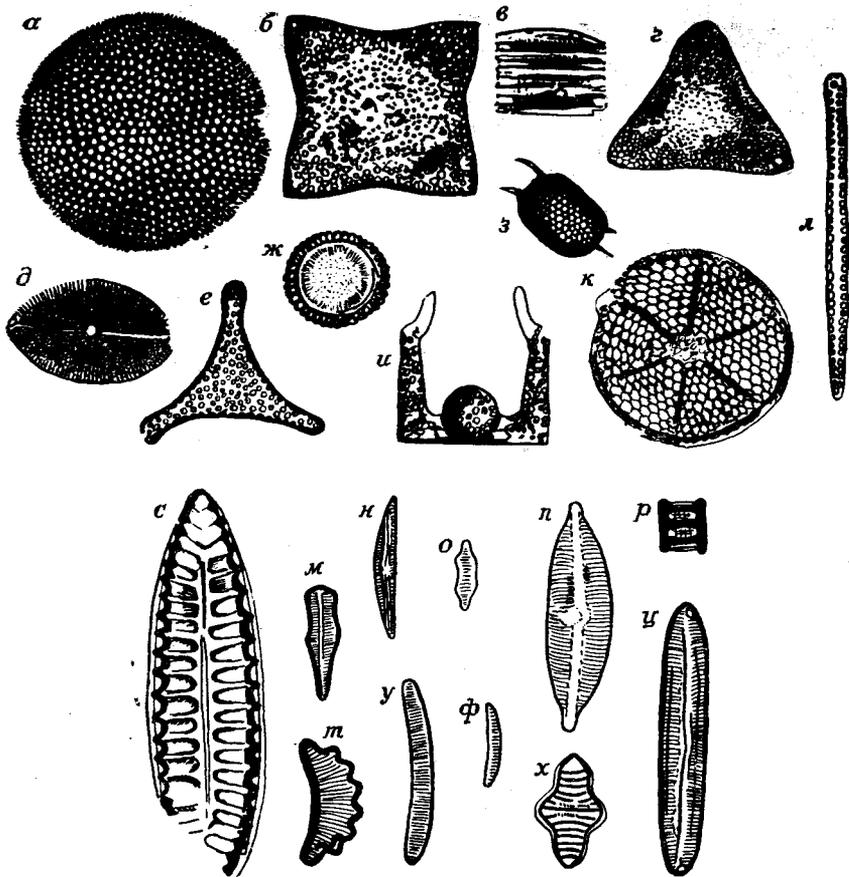


Рис. 79. Панцири морских палеогеновых (а—л) и современных пресноводных (м—ц) диатомовых. По Е. В. Дмитриевой, В. Д. Либрович, О. К. Некрасовой, Л. Д. Петровскому. Ув. 800, без анализатора

линзочек с неровными контурами, напоминающих слоевища, иногда неясные слабосплюсненные комочки. В линзообразных формах различается радиальная, зернистая или ячеистая структура, нередко видна центральная полость. В проходящем свете водоросли имеют очень светлый желтый цвет, иногда с зеленоватым оттенком. С анализатором они серые, а в отраженном свете темно-серые.

Диатомовые водоросли — планктонные, донные или прикрепленные к субстрату одноклеточные растения величиной от 0,005 до 0,6 мм, реже 2,0 мм. Клетка протопласта покрыта пектиновой оболочкой, заключенной в опаловый панцирь. Панцирь состоит из двух створок, вдвинутых одна в другую. Форма створок весьма

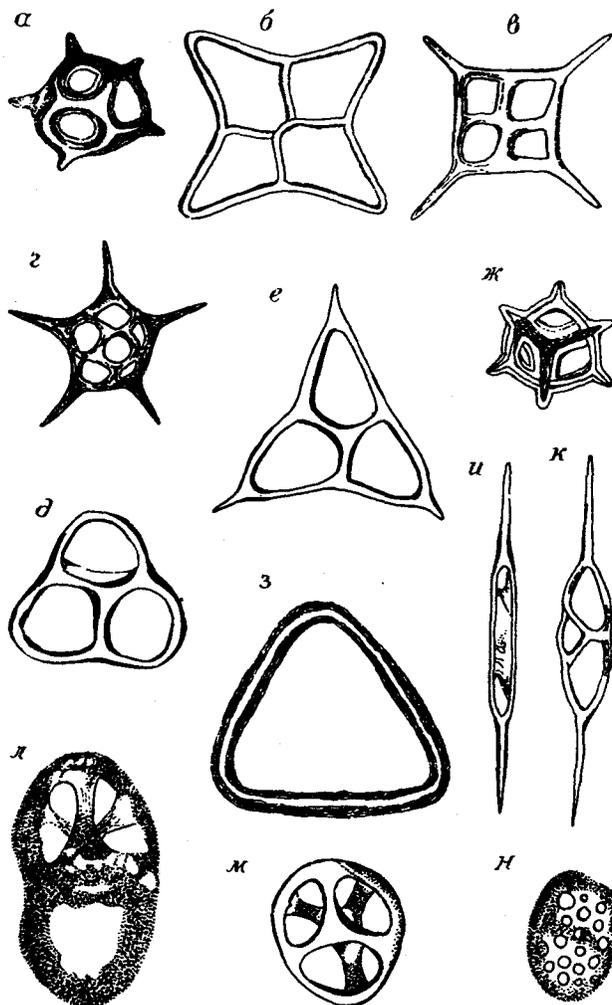


Рис. 80. Характерные виды силикофлагеллат (а—к) и эбриидей (л—н) эоцена Норвежского моря из 38-го рейса судна «Гломар Челенджер». По Р. Н. Джиноридзе, А. П. Жузе, Г. С. Голиковой и др.

Ув.: а — 1000; б — 400; в, з — 600; д — 100; е—з — 1000; и, к — 600; л—н — 1000

разнообразна (рис. 79). При очень больших увеличениях стенка панциря обнаруживает тонкий рисунок из пор и ареол, более мелкий, чем у радиолярий. В отличие от радиолярий диатомовые водоросли имеют более мелкие размеры и их панцирь не содержит шипов.

Опал диатомей относительно консервативен, сохраняясь в форме опала-А в палеоценовых породах [25]. Переход его в опал-СТ

происходит лишь в верхнемеловых отложениях. Диатомовые водоросли проявились в юре и существуют до настоящего времени.

Кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагеллаты) — одноклеточные морские водоросли, имеющие внутриклеточный скелет и один жгутик. Размеры водорослей от 0,005 до 0,08 мм. Скелет состоит из полых опаловых трубок (рис. 80). Ажурность скелета служит приспособлением к парению в поверхностном, хорошо освещенном слое воды морей и океанов. Эти организмы не являются пороодообразователями. Они встречаются вместе с диатомовыми водорослями в диатомитах, диатомовых трепеловидных и опоковидных глинах. Силикофлагеллаты достоверно известны с раннего мела.

Грибы — одноклеточные или многоклеточные растения, питающиеся готовыми органическими веществами. Слоевище состоит из мицеллия, образованного тонкими ветвящимися нитями — гифами. В осадочных породах, чаще всего в углях, обычно встречаются склероции — остатки низших грибов — истребителей древесных тканей. Они представляют собой части грибной ткани, образующиеся при неблагоприятных условиях обитания грибов. В благоприятных условиях, распадаясь на отдельные части, склероции давали начало новым организмам. Форма склероций разнообразна. Периферийный слой утолщен. Характерна пористость, определяемая толщиной гифов. Грибы в проходящем свете темно-коричневые, малопрозрачные, в отраженном — светлые желтовато-серые с резким рельефом. Их следы встречаются в остатках растений начиная с девона.

Остатки высших растений

Высшие растения отличаются наличием надземной и подземной частей, стебля и листьев. Большинство их обитает на суше, меньшая часть живет в пресных водах и морях на глубине проникновения света. Предполагают, что высшие растения произошли от бурых водорослей.

В ископаемом состоянии — в углях, углистых глинах и аргиллитах, песчано-глинистых и других породах — встречаются все части растений в виде их фрагментов и обрывков, обычно именуемых *растительной тканью*. Она имеет различное строение клеток в зависимости от того, какие части растения представляет: древесину, луб, кору или листья. Особенно хорошо сохраняет свою структуру минерализованная ткань (окаменелости), подвергшаяся карбонатизации или окремнению в процессе диагенеза.

Более обычны и широко распространены процессы изменения растительной ткани, называемые гелефикацией и фюзенизацией. Первая протекает в водоемах застойного типа в восстановительных условиях, где ткань постепенно разлагается, остудневает и превращается в бесструктурное вещество — гель. В противополо-

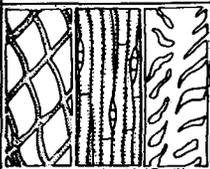
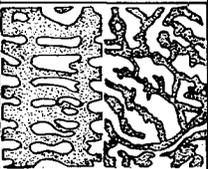
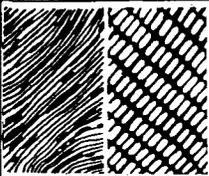
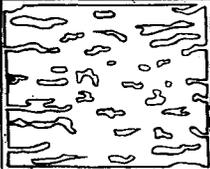
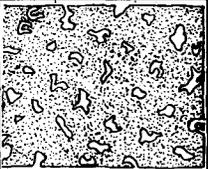
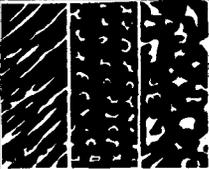
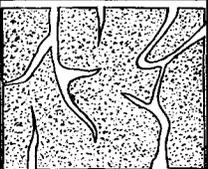
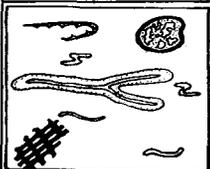
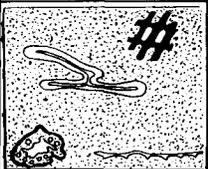
Структура	Цвет		
	Желтый и красный прозрачный	Коричневый полупрозрачный	Черный непрозрачный
Ксиленовая — клеточное строение видно отчетливо			
Ксилитре новая — клеточное строение видно не отчетливо			
Витреновая — клеточное строение исчезло, имеет облик типичного геля с характерными трещинами усыхания			
Основная масса цементирует различные форменные остатки			

Рис. 81. Растительная ткань и ее изменение в углях Тунгусского бассейна. Ув. 80, без анализатора

ложность этому фюзенизация протекает под влиянием окисления. Растительная ткань обуглероживается, чернеет, становится непрозрачной. Процессу фюзенизации подвергаются как исходные растительные ткани, так и продукты их остудневания. Гелефицированное и фюзенизированное вещества различаются под микроскопом по цвету, прозрачности и степени сохранности клеточной структуры (рис. 81). Для определения типа растительного организма и его возраста необходимы остатки древесины хорошей сохранности (лигнитизированные или минерализованные), из которых из-

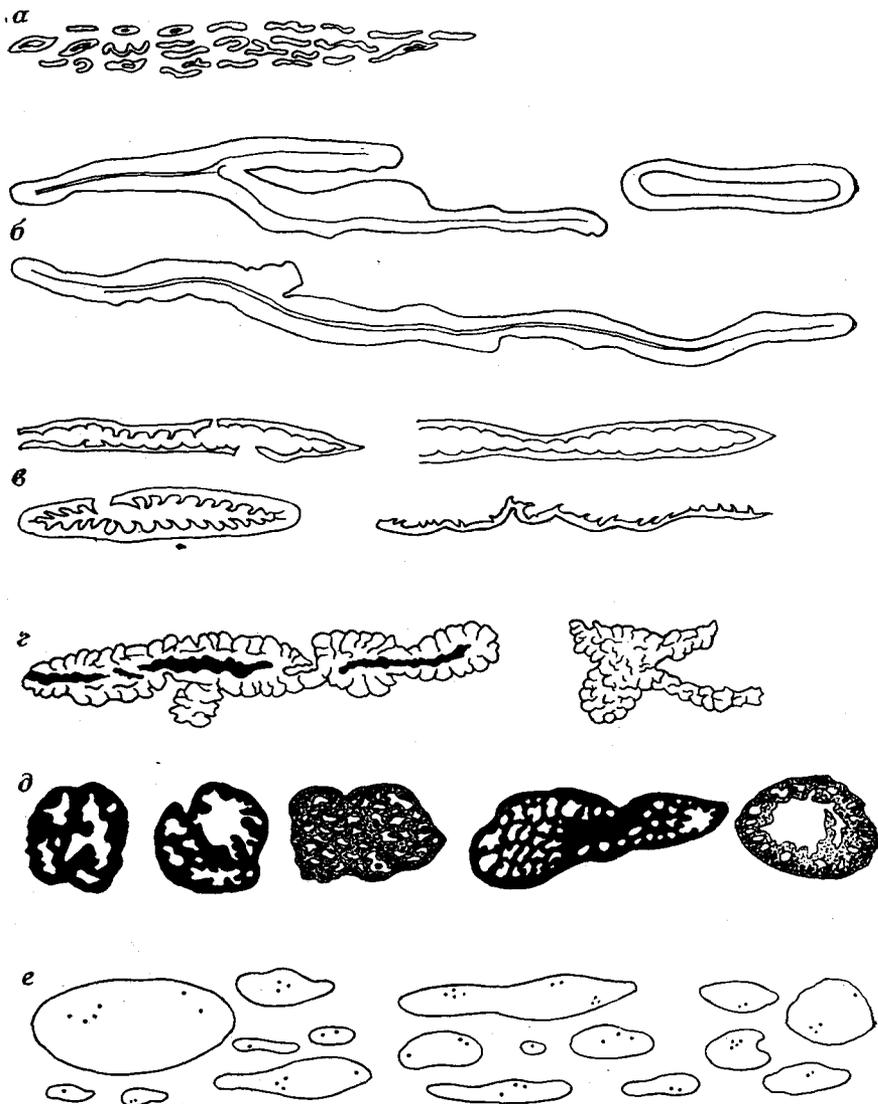


Рис. 82. Поперечные сечения через форменные элементы в углях:

a — микроспоры; *b* — макроспоры; *в* — кутикула; *г* — водоросль пастиллус целлюлозус; *д* — склеротици грибов (Тунгусский бассейн); *е* — смоляные тела (Иркутский бассейн). Ув. 80, без анализатора

готоввяют шлифы по трем направлениям: в поперечном, радиальном и тангенциальном.

Кроме растительной ткани осадочные породы, особенно угли и углистые породы, содержат наиболее стойкие компоненты высших растений: споры и пыльцу, кутикулу и смоляные тела, объединяемые названием *форменные элементы* (рис. 82). Иногда к ним от-

носят ассоциирующие с ними углеобразующие формы зеленых водорослей и склероции грибов.

Споры — одноклеточные зачатки, образующиеся при бесполом размножении растений. У разноспоровых папоротникообразных имеются крупные споры (макроспоры, мегаспоры) размером 0,1—1,5 мм, производящие женский гаметофит, и мелкие споры (микроспоры) размером 0,015—0,075 мм, производящие мужской гаметофит. У семенных растений (семенные папоротники, голо- и покритосеменные растения) микроспоры носят название пыльцевых зерен, или пыльцы, а мегаспоры — зародышевого мешка. И споры, и пыльца состоят из протопласта и двуслойной оболочки — внутренней целлюлозной интины и наружной кутиноподобной экзины. В ископаемом состоянии сохраняется только экзина. Благодаря своей форме, количеству пор и борозд, различным структурным образованиям споры и пыльца отличны для каждого вида растений, что широко используется для определения возраста содержащих их осадочных образований.

В шлифах и аншлифах углей, изготовленных параллельно слоистости, споры имеют округлое или близкое к треугольному очертание с тремя лучами щели разверзания. В шлифах, перпендикулярных к слоистости, полые оболочки спор сплюснуты, при этом микроспоры наблюдаются в виде коротких черточек и штрихов, макроспоры — в виде сплюснутых колец, вытянутых с ответвлениями линзочек с центральной полостью. Цвет спор в проходящем свете желтый, с анализатором — голубовато-серый, в отраженном свете темно-серый, светло-серый, почти белый, иногда золотистый. В высокометаморфизованных углях споры в проходящем свете оранжевые и красные, с анализатором — желтые и оранжевые.

Кутикула — тонкая бесструктурная пленка, покрывающая эпидерму листьев и молодых стеблей. Она состоит в основном из кутина и хорошо сохраняется в ископаемом состоянии, встречаясь даже в углях девонского возраста. Наибольшей толщины достигает у растений засушливых зон. В поперечном сечении кутикула имеет вид узких длинных полос, одна сторона которых более или менее ровная, другая, заходящая в межклеточное пространство, зубчатая. В проходящем свете окраска однородная светло-желтая, в высокометаморфизованных углях — оранжевая и красная. С анализатором имеет голубовато-серые и желтые цвета интерференции и волнистое погасание. В отраженном свете цвет кутикулы серый и серовато-белый.

Смоляные тела — особые, размером до 2 мм и более выделения растений, служащие для защиты его от высыхания, гниения и разрушения микроорганизмами. Форма их округлая или овальная. Обычны точечные включения. В проходящем свете смоляные тела окрашены в светло-желтый или янтарно-желтый цвет, с анализатором — зеленовато-серые. В отраженном свете они серые, более темных оттенков по сравнению с окружающей массой.

От других форменных элементов отличаются ровными четкими контурами, бесструктурностью, ясным плоским рельефом.

Гелефицированная ткань, содержащая те или иные форменные элементы, в диа-, ката- и метагенезе испытывает закономерные изменения химического состава и физических свойств, что нашло применение для качественного выделения отдельных этапов литогенеза по маркам углей (см. табл. 18).

РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Рассеянное органическое вещество (РОВ) является важным показателем при прогнозировании нефти и газа в осадочных породах. Одна из форм РОВ — рассеянные включения витринита, наряду с углями используется для определения степени катагенетических изменений (см. табл. 18). Особенности структуры и состава, классификация и методика микроскопического изучения РОВ рассмотрены Е. С. Ларской [16].

Исследование ведется в шлифах при рабочем увеличении в 200—300 раз в проходящем и отраженном свете. В проходящем свете РОВ имеет бурые, красно-бурые, желто-оранжевые и черные тона, сходные с красноватой, оранжевой и желтой окраской гидроксидов железа. В отраженном свете это вещество имеет бежевую, коричневую и черную окраску в отличие от серой, голубовато-серой, серовато-белой, иногда с желто-бурыми внутренними рефлексами гидроксидов железа. Пирит имеет в отраженном свете желтовато-белый цвет.

По размерам и морфологии микровключения РОВ подразделяются на три типа. Частицы органического вещества первого типа (рис. 83, а—л) имеют размеры менее 0,005 мм. Они дисперсны, не всегда различимы под микроскопом и обычно находятся в составе органоминеральной смеси, придавая ей своеобразную окраску. Эти частицы органического вещества характерны для карбонатных, глинистых, песчано-алевритовых слабоглинистых пород. Включения второго типа, названные детритными (рис. 83, м—ч), имеют размеры пелитовой, алевритовой и песчаной размерности, обладают собственной формой и отчетливо различимы среди минеральных частиц. Этот тип широко распространен в осадочных толщах терригенного состава. РОВ первого и второго типов сингенетично вмещающему материалу. РОВ третьего типа имеет позднедиагенетическое и катагенетическое происхождение (рис. 83, ш—э) и связано с перемещением органического вещества. Оно бесструктурно, изотропно, наблюдается в виде пленок вокруг зерен, выполнения пор и микротрещин в карбонатных и обломочных породах. При обработке органическими растворителями почти целиком переходит в раствор. Присутствие третьей разновидности — явный показатель нефтепроизводящих толщ и масштабов миграции в их пределах.

Морфологические особенности РОВ сопоставляются с литофациями вмещающих пород: дисперсное РОВ связано с морскими



Рис. 83. Микровключения рассеянного органического вещества. По Е. С. Ларской:

а-д — дисперсное органическое вещество (*а* — пятнистое распределение ОВ, светло-бурое в проходящем свете и бурое в отраженном свете; *б* — микросгустки, бурые в проходящем и темно-бурые в отраженном свете; *в* — микросгустки, с колломорфным центром, бурые и красно-бурые в центре в проходящем свете и до черного в отраженном; *г* — нитевидные включения, светло-бурые в проходящем и более темные в отраженном свете; *д* — микропрожилки, бурые в проходящем и более темные в отраженном свете; *е* — микропрожилки с колломорфным центром, желто-бурые до красно-оранжевого в проходящем свете; *ж* — в межзерновом пространстве мелкозернистых карбонатов, светло-бурые в проходящем и отраженном свете; *з* — в стилолитовых швах; *и* — в створках раковин; *к* — колломорфное в частицах менее 0,005 мм, красно-бурое в проходящем до черного в отраженном свете; *л* — в равномерной смеси с породой, бурое в проходящем и отраженном свете); *м-ч* — детритное органическое вещество (*м* — частицы мелкопелитовой размерности, черные в проходящем и отраженном свете, четких очертаний; *н* — фюзенизированные частицы крупнопели-

отложениями; детритное — с прибрежно-морскими, мелководно-морскими и прибрежно-континентальными.

Изучение битуминозной и дебитуминизированной частей РОВ показало, что дисперсное органическое вещество содержит в значительных количествах водород и азот и по ряду других параметров может быть отнесено к сапропелевому типу. Детритное РОВ (рис. 83, н, о, с, т, ц) принадлежит гумусовому типу и его разновидности. Наиболее выразительной формой обработки результатов петрографического изучения РОВ Е. С. Ларская считает лито-геохимические разрезы и карты типов и количества органического вещества.

товой и большей размерности, черные в проходящем и отраженном свете, четких очертаний без ореолов, подобие структуры тканей; о — витреновые частицы алевритовой и песчаной размерности, красно-коричневые, четких прямоугольных очертаний без ореолов; л — споры и пыльца мелкоалевритовой размерности; р — обрывки макроспор и кутикулы; с — удлиненные, до 1 мм, углистые микро- и макровключения, черные в проходящем и отраженном свете, с четкими очертаниями; т — углистые включения прихотливых очертаний, черные, реже красно-черные в проходящем и черные в отраженном свете; у — основная красно-черная углистая колломорфная масса; ф — колломорфные частицы алевритовой размерности с ореолом дисперсного органического вещества, красно-бурые, реже красно-черные; х — то же, удлиненные до 1 мм; ц — дисперсное органическое вещество в породах, изобилующих углистым и экзинитовым микродетритом; ч — водорослевый микродетрит); ш-э — формы перемещенного органического вещества (ш — в виде желто-бурых пленок на поверхности зерен; щ — битумоиды, нафтиды и остаточные нефти в межзерновом пространстве коллектора, желтые и светло-бурые, изотропные; з — изометричные включения, бурые и желто-бурые в проходящем и отраженном свете, изотропные)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И.* О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов.— *Литология и полезные ископаемые*, 1982, № 3, с. 31—38.
2. *Бергер М. Г.* Терригенная минералогия. М., Недра, 1986.
3. *Бурлин Ю. К.* О нефтеносности кремнистых толщ.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1982, № 8, с. 134—142.
4. *Бутузова Г. Ю.* Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 1. Минеральный состав рудного вещества.— *Литология и полезные ископаемые*, 1984, № 2, с. 3—22.
5. *Ван А. В., Казанский Ю. П.* Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск, Наука, 1985.
6. *Вишневская В. С.* Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М., Наука, 1984.
7. *Вулканический шлак и пемза, их месторождения и генезис/В. В. Наседкин, Т. Н. Соловьева, А. М. Гараев, А. В. Магер.* М., Наука, 1987.
8. *Гептнер А. Р.* Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей.— В кн.: *Процессы континентального литогенеза.* М., 1980, с. 94—122.
9. *Годовиков А. А.* Минералогия. М., Недра, 1983.
10. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита.— *Литология и полезные ископаемые*, 1984, № 6, с. 3—23. Сообщение 2. Группы смектитов, слюд, хлоритов и палыгорскит-сепиолитов. То же, 1985, № 1, с. 3—16.
11. *Казанский Ю. П.* Введение в теорию осадкоаккумуляции. Новосибирск, Наука, 1983.
12. *Кармайл И. С. Е.* Стекла и стекловатые породы.— В кн.: *Эволюция изверженных пород. Развитие идей за 50 лет.* М., 1983, с. 229—240.
13. *Коллекторские свойства пород на больших глубинах.* Под ред. Б. К. Прошлякова и В. Н. Холодова. М., Наука, 1985.
14. *Кураленко Н. П.* Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. М., Наука, 1986.
15. *Курило М. В., Галабурда Ю. А., Добрянский Л. А.* Некоторые результаты термобарогеохимического изучения аутигенных минералов и угленосных отложений Донбасса.— *Литология и полезные ископаемые*, 1986, № 2, с. 68—74.
16. *Ларская Е. С.* Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ. М., Недра, 1983.
17. *Литолого-палинологические критерии миграции нефти/К. Р. Чепиков, Т. Т. Клубова, А. М. Медведева и др.* М., Наука, 1982.
18. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород с основами методики исследования. М., Высшая школа, 1984.
19. *Логвиненко Н. В.* Стадии и зоны постседиментационных изменений осадочных образований континентов и океанов.— В кн.: *27-й Международный геологический конгресс. Тезисы. Т. 2. Секции 04, 05.* М., 1984, с. 120—122.
20. *Ломова О. С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М., Наука, 1979.
21. *Малеев Е. Ф.* Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. М., Недра, 1982.
22. *Минералогическая энциклопедия/Под ред. К. Фрея.* Л., Недра, 1985.
23. *Минералого-геохимическая характеристика минералов серпентинитовой группы некоторых никелевых месторождений кор выветривания Кубы/Т. Н. Воскресенская, Х. Кольязо, Л. Г. Рекшинская и др.*— В кн.: *Кора выветривания.* М., вып. 18, 1983, с. 93—103.
24. *Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана/Под ред. П. П. Тимофеева, И. С. Грамберг.* Л., Недра, 1980.
25. *Муравьев В. И.* Минеральные парагенезисы глауконитово-кремнистых формаций. М., Наука, 1983.

26. *Насадкин В. В.* Кислый вулканизм и водосодержащие стекла Северо-Востока СССР. М., Наука, 1983.
27. *Никитина А. П.* Вторичные изменения остаточных бокситов Воронежской антеклизы.— В кн.: Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М., 1980, с. 156—200.
28. *Николаева И. В.* Использование глауконита в геохронологии (калий-аргоновая система). Методические рекомендации. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986.
29. *Основы гидрогеологии.* Новосибирск, Наука, Т. 1, 1980. 231 с., т. 2, 1982.
30. *Особенности строения залежей бишофита и калийных солей/*Под ред. М. А. Жаркова. Новосибирск, Наука, 1980.
31. *Патрунов Д. К.* Доломиты и доломитизация.— *Общая геология (Итоги науки и техники)*, 1983, № 17, с. 1—122.
32. *Попенко Г. С.* Минералогия золота четвертичных россыпей Узбекистана. Ташкент, Фан, 1982.
33. *Проблемы литологии Мирового океана. Литология и геохимия Тихого океана/*П. П. Тимофеев, М. А. Ратеев, Н. В. Ренгартен и др. М., Наука, 1983.
34. *Прошляков Б. К., Кузнецов В. Г.* Литология и литолого-фацциальный анализ. М., Недра, 1981.
35. *Путивцева Н. В.* Морфология апатита.— *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1985, № 2, с. 31—37.
36. *Рекшинская Л. Г.* Влияние генетических особенностей глинистых пород на их эволюцию в катагенезе — начальном метакатагенезе.— В кн.: Глинистые минералы в литогенезе. М., 1986, с. 63—79.
37. *Соколова Т. Н.* Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения (на примере бассейнов юго-востока Русской платформы). М., Наука, 1982.
38. *Соломатин В. И.* Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1986.
39. *Справочник по литологии/*Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. М., Недра, 1983.
40. *Страхов Н. М.* Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М., Наука, 1983.
41. *Тимофеев П. П.* Проблемы литологии.— *Вестник АН СССР*, 1984, № 9, с. 69—77.
42. *Горфовивианиты Западной Сибири/*В. М. Алтухов, А. П. Антипина, В. С. Баженов и др.— Новосибирск, Наука, 1986.
43. *Треггер В. Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М., Недра, 1980.
44. *Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла/*А. Р. Гептнер, М. А. Селезнева, С. Б. Смелов, И. Г. Лискун.— *Литология и полезные ископаемые*, 1984, № 4, с. 44—62.
45. *Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А.* Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных p - T параметрах. Л., Недра, 1983.
46. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М., Недра, 1984.
47. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза. 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез.— *Литология и полезные ископаемые*, 1982, № 3, с. 3—21. 2. Элизонный катагенез.— *То же*, 1982, № 5, с. 15—32.
48. *Чекин С. С.* Кристаллогенез глинистых минералов. М., Наука, 1984.
49. *Яржемский Я. Я.* Бороносные галогенные породы. Новосибирск, Наука, 1984.
50. *Bailey S. W.* Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals.— *American Mineralogist*, 1980, v. 65, p. 1—7.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение I

Таблица для определения прозрачных в шлифах аллотигенных минералов осадочных пород по показателю преломления и двупреломления

Группа	n	0	0—0,003	0,003—0,01	0,01—0,02	0,02—0,03	0,03—0,06	0,06
I	1,41—1,51	Вулканические стекла риолитов						
II	1,51—1,53	Вулканические стекла дацитов, трахитов, андезитов		Щелочные полевые шпаты (2—)				
III	1,53—1,54	Янтарь		Гиалофан (2—)	Альбит (n_p)			
					Альбит (n_g)			
IV	1,54—1,60	Вулканические стекла андезито-базальтов		Олигоклаз-альбит	Халцедон	Кварцин		
V	1,60—1,65	Палагонит (зеленый, желтый, бурый)	Вулканические стекла базальтов	Плагиоклаз (2±)			Мусковит (2—)	
				Цельзиан (2+)				
				Топаз (2+)	Волластонит (2—)	Тремолит (2—)	Биотит (бурый, зеленый, 2—)	
						Глаукофан (синий, 2—)		
						Актинолит (зеленый, 2—)		

VI	1,65—1,75		Апатит (бесцветный, буроватый, 1—) Андалузит (2—)	Роговая обманка (зеленая, коричневая, 2—)		
			Ферроактинолит (зеленый, 2—) Ромбические пироксены (2±) Силлиманит (2+) Везувиан (бесцветный, окрашенный, 2±)	Моноклинные пироксены (2+)		
			Дистен (2—) Клиноцоизит (2+)	Турмалин (желтый, розовый, зеленый, синий, 1—)		Ксенотим (желтый, зеленый, 1+)
		Гранаты (бесцветные, окрашенные)	Хлоритоид (зеленый, 2+) Цоизит (2+)	Дюмортьерит (синий, зеленый, фиолетовый, 2—)	Оливин (2±) Эгирин-авгит (зеленый, 2+)	
			Ставролит (желтый, 2+)			
VII	> 1,75	Шпинель (бесцветная, окрашенная)			Оливин (2—) Монацит (2+)	Ксенотим (бесцветный, желтый, зеленый, 1+) Титанит (бесцветный, желтый, буроватый, 2+)

Группа	л	0	0—0,003	0,003—0,01	0,01—0,02	0,02—0,03	0,03—0,06	0,06
VII	>1,75	Гранаты (бесцветные, окрашенные)		Корунд (бесцветный, окрашенный, 1—)	Эпидот (желтый, зеленый, 2—)	Ортит (бесцветный, зеленый, коричневый, 2—)	Циркон (1+) Пьезонтит (красный, фиолетовый, желтый, 2+) Муассанит (бесцветный, голубой, зелено-голубой, 1+)	Касситерит (желтый, зеленый, бурый, 1+) Анагаз (синий, зеленый, коричневый, 1—) Брукит (желтый, бурый, 2+) Рутил (желтый, бурый, 1+)

Примечание. (1±; 2±) — минералы одноосные или двуосные, положительные или отрицательные.

Таблица для определения в шлифах глинистых минералов осадочных пород по показателю преломления и двупреломления

Группа	n	σ	0—0,003	0,003—0,01	0,01—0,02	0,02—0,03	0,03—0,06	>0,06
I II	1,41—1,51 1,51—1,53	Аллофан	Галлуазит			Гекторит (2—) Монтмориллонит (2—) Сапонит (зеленый, 2—)		
III	1,53—1,54			Сепиолит (2—) Палыгорскит (2—) Хризотил (бесцветный, светло-зеленый, 2+)			Бейделлит (2—)	
IV	1,54—1,60			Каолинит (2—) Диккит (2+) Накрит (2—) Антигорит (2—)	Сапонит (зеленый, 2—) Лизардит (бесцветный, светло-зеленый, 2—) Донбассит (2+) Клинохлор (бесцветный, зеленый, 2+) Судонит (2+)	Вермикулит (бесцветный, зеленый, желтый, 2—) Кукцит (2+)	Сокоцит (2—) Пирофиллит (2—)	
V VI	1,60—1,65 1,65—1,75			Тальк (2—) Бертьерин (бесцветный, зеленый, 2—) Шамозит (бесцветный, зеленый, желтый, 2—) Шамозит (бесцветный, зеленый, желтый, 2—) Бертьерин (зеленый, 2—)	Амезит (2+) Гидрослюда (2—)	Глауконит (зеленый, 2—)		

Примечание. (1±; 2+) — минералы одноосные или двуосные, положительные или отрицательные.

Таблица для определения прозрачных в шлифах аутигенных минералов осадочных пород по показателю преломления и двупреломления

Группа	<i>n</i>	<i>o</i>	0—0,003	0,003—0,01	0,01—0,02	0,02—0,03	0,03—0,06	>0,06
I	1,41—1,51	Опал-А Флюорит Квасцы калиевые Сильвин	Опал-СТ	Тинкалконит (1+)	Тенардит (2+)	Бура (2—)	Сода (2—)	Селитра калиевая (2—) Нахколит (2—) Давсонит (2—)
			Анальцим	Астраханит (2—)				
II	1,51—1,53	Алюмогель (бесцветный, бурый)	Шабазит (1—)	Вайрацит (2+)	Алуноген (2+)	Карналлит (2+)	Бишофит (2+)	Трона (2—)
			Мезолит (2+)	Алуминит (2+)	Цеоциты (2±)	Калинит (2—)	Калиборит (2+)	Кальцит (1—)
				Тахгидрит (1—)	Натролит (2+)	Кайнит (2—)	Калиборит (2+)	Доломит (1—)
				Сколецит (2—)	Стильбит (2—)	Улексит (2+)	Калиборит (2+)	Селитра натриевая (1—)
		Щелочные полевые шпаты (2—)	Базалуминит (2—)	Манассеит (2+)	Иньонит (2—)	Гидроборацит (2+)	Термонатрит (2—) Стронцианит (2—)	
		Гипс (2—)	Ломонит (2—)	Томсонит (2+)			Магнезит (1—) Кизерит (2+) Арагонит (1—)	

III	1,53—1,54	Лангбейнит Алюмогель (бесцветный, бурый)	Альбит (n_p) Альбит (n_g) Олигоклаз-альбит Халцедон Кварцин	Глауберит (2—) Люнебургит (2—)	Мейергофферит (2—) Анкерит (1—) Трона (2—)
IV	1,54—1,60	Галит Алюмогель (бесцвет- ный, бу- рый)	Кварц (1+) Пинноит (1+) Байерит Крандаллит (2+)	Полигалит (2—) Нордstrandит (2+) Алунит (+1) Аугелит (2+) Пандермит (2—)	Вавеллит (бес- цветный, ок- рашенный, 2+) Калиборит (2+) Мейергофферит (2—) Ангидрит (2+) Родохрозит (1—) Ашарит (2—) Селитра натро- вая (1—) Нахколит (2—)
V	1,60—1,65	Битумоиды (жел- товатые, красноватые, черные) Фосфаты (бесцветные, буроватые)	Целестин (2+) Данбурит (2—)	Барит (2+) Бёмит (2+)	Вивианит (бес- цветный, зеле- ный, бурый, синий, 2+) Хильгардит (2+) Стронциохиль- гардит (2+) Сидерит (1—) Ашарит (2—)

Группа	n	0	0—0,003	0,003—0,01	0,01—0,02	0,02—0,03	0,03—0,06	>0,06
VI	1,65—1,75	Босфорит			Борацит (бесцветный, зеленый, 2+)		Бернессит (темно-коричневый, 2—) Диаспор (2+)	Кальцит (1—) Доломит (1—) Арагонит (2—) Ярозит (желтый, 1—) Магнезит (1—) Анкерит (1—) Стронцианит (2—)
VII	>1,75	Битумонды (ярко-рыжевато-красные) Гидрогётит (желтый, бурый) Сфалерит (бесцветный, окрашенный) Маггемит (светло-коричневый до желтого)		Корунд (1—)		Гаусманит (красновато-бурый)	Лепидокрокит (красный, оранжевый, желтый, 2—) Тодорокит (коричневый, 2—)	Сидерит (1—) Родохрозит (1—) Сера самородная (1—) Гётит (буровато-желтый, 2—) Анагаз (синий, зеленый, коричневый, 1—) Ярозит (желтый, 1—) Гематит (красный)

Примечание. (1±; 2±) — минералы одноосные или двуосные, положительные или отрицательные.

Таблица для определения непрозрачных и малопрозрачных в шлифах минералов осадочных пород

Минерал	R, %	Цвет в шлифах	Отношение к поляризованному свету	Внутренние рефлексии
<i>Минералы низкой твердости (<3)</i>				
Золото	84	Желтый	Изотропное	—
Галенит	—	Белый	Изотропный	—
[Пирролюзит]	39,7; 29,5	—	—	—
Халькозин	29; 22	Голубой	Слабо анизотропен	—
[Криптомелан]	28	—	То же	—
Ковеллин	26—18	Синий	То же	—
Тодорокит	21,0; 24,5	Светло-до темно-серого	Сильно анизотропный	—
[Борнит]	21	—	То же	—
Графит	22—5	Буровато-светло-серый	” ”	—
Вернадит	14—17	Светло-серый	Изотропный	Коричневые (М)
Бёрнессит	Средняя до низкой	Серовато-белый	Сильно анизотропен	
<i>Минералы средней твердости (3—5)</i>				
Платина	70	Белый	Изотропна	—
Халькопирит	47	Желтый	Слабо анизотропен	—
Пирротин	37	Кремевый	Сильно анизотропен	—
Пирролюзит	39,7; 29,5	Буровато-серый, серый	То же	—
Коронадит	32,5; 27,5	Свинцово-белый	”	—
Рамсделлит	26,2	Желтовато-белый	Слабо анизотропный	Темно-красные (М)
Борнит	19	Розовый	Изотропный (анизотропный)	
[Магнетит]	20	—	То же	—
Рансцит	>14—17	—	Резко анизотропный	—
Манганит	21; 15,2	Серый	Сильно анизотропный	Красные (М)
Сфалерит	17	”	Изотропный	
<i>Минералы высокой твердости (>5)</i>				
[Платина]	70	—	—	—
Марказит	55	Желтовато-белый	Сильно анизотропный	—
Пирит	53	Светло-желтый	” ”	—
Романешит (псиломелан)	30; 20	Серо-белый	Анизотропный (изотр.)	Бурые (М)
Криптомелан	25	Серовато-белый, голубовато-серый	Сильно анизотропный	

Минерал	R. %	Цвет в аншлифах	Отношение к поляризован- ному свету	Внутренние рефлексы
Гематит	25	Серовато-белый	Анизотропный	Красные (М)
Голландит	24,5—30,2	Желтовато-белый	Сильно анизотропный	Желтоватопрозовые; зеленоватоголубоватосерые
Маггемит	23	Голубоватосерый	Изотропный	—
Магнетит	20	Серый	—	—
Браунит	18	„	Слабо анизотропный	Бурые (М)
Ильменит	20,2; 17,4	Буроватосерый	Сильно анизотропный	Темно-бурые (М)
Гаусманит	16,0—19,6	Серовато-белый	То же	Красные (М)
Вернадит	14—17	—	—	—
Хромит	11,3—15,2	Серый	Изотропный	Желтоватобурые (М)

Примечание. В квадратных скобках минерал описан в другой группе. М — рефлексы, видимые лишь с иммерсионной или в виде порошка. В — рефлексы, видимые с сухими объективами в косом свете.

5. МИКРОХИМИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ПРИ ДИАГНОСТИКЕ МИНЕРАЛОВ

Диагностическое травление

Галенит. В HNO_3 чернеет, иногда вскипает; в HCl иризирует, бурет, тускнеет; в FeCl_3 иризирует.

Золото. В KCN медленно чернеет, поверхность становится шероховатой; у Hg образуется белая амальгама, выявляется структура; в царской водке выявляется структура.

Кальцит. В разбавленной HCl вскипает, поверхность приобретает шероховатость (отличие от доломита); в FeCl_3 образуется иризирующая пленка.

Ковеллин. В KCN не изменяется или становится красноватым и выявляет структуру; в AgNO_3 образует налет металлического Ag ; в царской водке слабо вскипает и краснеет.

Магнетит. В HCl капля желтеет, выявляется структура.

Манганит. В H_2O_2 медленно вскипает, поверхность не окрашивается; в HCl выявляет спайность.

Марказит и пирит. В HNO_3 иногда окрашиваются в коричневый, радужный цвет и вскипают.

Ниролозит. В HCl капля становится коричневой, поверхность не окрашивается; в H_2O_2 вскипает, поверхность не окрашивается; в $\text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$ поверхность неоднородно окрашивается в черный цвет.

Романешит. В HCl бурет, чернеет; в HNO_3 иногда слабо бурет; в H_2O_2 сильно вскипает, поверхность не травится.

Сфалерит. В царской водке вскипает и окрашивается в темно-коричневый цвет; в HNO_3 иногда тускнеет и слабо бурет.

Халькозин. В HNO_3 сильно вскипает, синее, в изотропных разностях выявляется спайность; в FeCl_3 синее, выявляется спайность, корродируется.

Халькопирит. В HNO_3 иногда слабо бурет; в AgNO_3 темнеет (отличие от золота).

Шеелит. HNO_3 и HCl слабо разлагают минерал с выделением желтого порошка (наблюдение в косом свете).

Капельный анализ

Алюминий. 3 %-ный уксуснокислый раствор минерала нагреть до кипения и отфильтровать через беззольный фильтр. Добавить 5—6 гранул KOH : при $\text{pH} > 10$ компоненты, мешающие определению алюминия, выпадут в осадок. Раствор отфильтровать и нейтрализовать 10 %-ным раствором уксусной кислоты до $\text{pH} \approx 5$. Каплю раствора нанести на сухой беззольный фильтр, пропитанный 0,5 %-ным спиртовым раствором ализарина. При наличии в растворе алюминия возникает оранжево-красное пятно, при отсутствии — синее. Методика работает на несиликатный алюминий давсонитов, алюмогидрокальцитов, алюминитов, аллофанов.

Оксид железа (II). К солянокислому раствору минерала, содержащего Fe^{2+} , добавляют 5 %-ный водный раствор $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$. Появляется зеленовато-синее окрашивание (турбуллева синь).

Оксид железа (III). Солянокислый раствор минерала, содержащего Fe^{3+} , при добавлении 3 %-ного водного раствора KCNS приобретает буровато-красное окрашивание; при добавлении 5 %-ного водного раствора $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ — темно-синюю окраску (берлинская лазурь).

Марганец. Сернокислый или солянокислый раствор минерала, содержащего марганец, при добавлении 5 %-ного водного раствора $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ приобретает кирпично-красную окраску. При добавлении KOH окраска в отличие от кобальта становится темно-коричневой. Для определения марганца в силикатах минералы предварительно сплавляют с бурой, фосфорной солью или щелочами.

Медь 1. Азотнокислый раствор медьсодержащего минерала в присутствии 10 %-ного раствора NH_4OH и 1 %-ного спиртового раствора рубеоновой кислоты приобретает серо-зеленое окрашивание. Присутствие никеля мешает определению меди.

2. Азотнокислый раствор минерала при добавлении 5 %-ного водного раствора $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ приобретает розово-коричневую окраску. Определению мешает избыток железа, молибдена, урана. При обработке 5 %-ным KOH медь в отличие от молибдена и урана меняет розово-коричневую окраску раствора на голубую.

Молибден. Солянокислый раствор молибденсодержащего минерала (или его сплава с бурой, фосфорной солью или щелочами) нейтрализуют 10 %-ным раствором NH_4OH и к полученному раствору добавляют кристаллический ксантогенат калия. Раствор окрашивается в яркий малиново-красный цвет.

Пленочный анализ

Окрашивание карбонатов

Реакция с хлорным железом. 10—15 %-ный раствор FeCl_3 наносят на непокрытый шлиф. Через 1—2 мин препарат промывают водой и на несколько секунд подвергают действию $(\text{NH}_4)_2\text{S}$ (концентрация раствора безразлична). Кальцит и арагонит становятся коричнево-черными. Брейнерит зеленоватый. Доломит бесцветный, зерна менее 0,01 мм почти черные. Анкерит, магнезит и сидерит не окрашиваются, в зернах менее 0,01 мм становятся бледно-зелеными.

Реакция с азотнокислым серебром. Нагретый до 60—70 °С 10 %-ный раствор AgNO_3 наносят на 3—4 мин на шлиф. После промывания водой шлиф в течение нескольких секунд обрабатывают 20 %-ным раствором K_2CrO_4 . Кальцит приобретает красно-оранжевую и красно-коричневую окраску. Арагонит становится пятнисто-красный либо вследствие бурного протекания реакции

пленка не сохранится. Доломит, анкерит, магнезит, брейнерит почти бесцветны; сидерит бесцветный. Зерна доломита менее 0,01 мм становятся коричневыми.

Реакция с раствором Фейгля. В 100 мл воды растворяют 11,8 $MnSO_4 \cdot 7H_2O$, добавляют твердый Ag_2SO_4 , кипятят, охлаждают, фильтруют. Добавляют одну-две капли слабого раствора $NaOH$, через 2 ч отфильтровывают осадок. Шлиф помещают в раствор на 30—60 мин. Арагонит, стронцианит, витерит через 30 мин становятся темно-серыми; через 60 мин — черными. Для появления окраски последовательно на смитсоните, церрусите и анкерите, доломите, кальците, сидерите, магнезите необходимо более длительное время.

Реакция с дифенилкарбазидом. 1—2 г дифенилкарбазида растворяют при нагревании в 15 см³ спирта, затем добавляют 3—5 мг 25 %-ного $NaOH$ или KOH . Аншлиф сначала кипятят 2—3 мин в этом растворе, затем кипятят в воде. Воду следует менять до тех пор, пока она не станет бесцветной. Магнезит становится лиловый, сидерит — темно-серый, брейнерит — розовый, остальные карбонаты не окрашиваются.

Реакция с магнезоном. 25 мг магнезона растворяют в 500 мл этилового спирта (1 : 1) с добавлением 30 г KOH . Цвета окрашенных минералов: магнезит черный, иногда темно-синий; доломит от синего до темно-синего, кальцит голубой, немагнезиальный кальцит не окрашивается.

Реакция с азотнокислым кобальтом. Аншлиф 5—6 мин кипятят в концентрированном растворе $Co(NO_3)_2$. Арагонит становится темно-фиолетовым, кальцит не окрашивается (либо лилово-розовый или бледно-голубой). Остальные карбонаты не окрашиваются.

Реакция с азотнокислой медью. Аншлиф 2—3 мин кипятят в 5 %-ном растворе $Cu(NO_3)_2$ и затем промывают водой. Кальцит и арагонит окрашиваются в ярко-зеленый цвет, анкерит — в бледно-зеленый, магнезит — в бледно-голубой, брейнерит и сидерит не окрашиваются. Зерна доломита размером менее 0,01 мм слегка окрашиваются в бледно-зеленый цвет.

Реакция с метилвиолетом. Фиолетовые чернила подкисляют 5 %-ным раствором HCl до интенсивной голубой окраски. Раствор на 1,5—2 мин наносят на шлиф. Кальцит и арагонит приобретают фиолетовую окраску. Доломит не окрашивается, в зернах менее 0,01 мм становится бледно-фиолетовым.

Реакция с ализарином красным-S. 0,1 г ализарина красного-S растворяют в 100 см³ холодного 0,2 %-ного раствора HCl . Шлиф предварительно протравливают 8—10 %-ным раствором HCl , затем в течение 2—3 мин красящим раствором. Кальцит, арагонит, Mg -кальцит и витерит окрашиваются в ярко-красный цвет; анкерит, Fe -доломит и церрусит — в пурпурные; сидерит, доломит, родохрозит, магнезит и смитсонит не окрашиваются. Наилучшие результаты получают при размерах зерен 0,5—1,5 мм.

Реакция с зозином. В 15 см³ спирта растворяют 1—2 г зозина и добавляют 3 см³ 25 %-ного раствора KOH . Аншлиф кипятят в ра-

створе 2—3 мин, затем промывают водой. Магнезит становится ярко-красным, брейнерит — бледно-розовым, сидерит — серым, остальные карбонаты не окрашиваются.

Реакция с бензидином. 2 г бензидина растворяют в 100 мл воды и добавляют 1 мл 40 %-ного раствора HCl. Препарат протравливают HCl, промывают водой и погружают на 1,5 мин в 1—3 %-ный раствор NaOH. После этого на шлиф наносят раствор бензидина. Родохрозит мгновенно окрашивается в голубой цвет, доломит не окрашивается.

Окрашивание полевых шпатов

Окрашивание позволяет выявить в образцах и препаратах калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, санидин), кальциево-натриевые шпаты (плагноклазы), а также бариевые полевые шпаты (гиалофан, цельзиан). Для определения калиевых и кальциево-натриевых полевых шпатов концентрированную плавиковую кислоту (40 % HF) наливают в пластиковый сосуд, свинцовую кювету или стеклоуглеродную чашку до уровня 0,5 см от их края. Непокрытый шлиф или аншлиф помещают над сосудом вниз подлежащей травлению поверхностью и накрывают другим таким же сосудом. Обработку фракций минеральных зерен шлихов и протолок ведут аналогичным образом после предварительного закрепления зерен на предметном стекле резиновым клеем. Травление шлифа ведут 5 мин, аншлифа 15—30 мин. После травления промытый в дистиллированной воде препарат просушивают и затем кладут на 15 мин в концентрированный раствор Na-Co-нитрита. Осторожно промывают препарат в проточной, затем дистиллированной воде. При достаточном травлении калиевые полевые шпаты окрашиваются в яркий желтый цвет, у плагноклазов появляется белый налет, и они становятся непрозрачными. Кварц изменениям не подвергается.

Травление можно вести прямым методом (5—10 с) и применять для окрашивания другие реактивы. В 0,1 %-ном растворе сафранина калиевые полевые шпаты приобретают оранжевую окраску, плагноклазы красно-фиолетовую. Метиленовый синий окрашивает калиевые полевые шпаты в голубой цвет, плагноклазы в синий, кварц остается бесцветным.

Для выявления бариевых полевых шпатов плавиковую кислоту наливают в сосуд до уровня 1,5—2 см от его края. Препарат обрабатывают парами HF в течение 30—40 с или непосредственно плавиковой кислотой, после чего подвергают обработке 1—2 %-ным водно-глицериновым раствором родизоната натрия C_6NaO_6 в течение 10—60 с до появления характерного красного окрашивания поверхности бариевых полевых шпатов. Окраска усиливается при воздействии 5 %-ного раствора HCl. После обработки препарат промывают дистиллированной водой. Не содержащие бария калиевые и кальциево-натриевые полевые шпаты родизонатом натрия не окрашиваются.

Технические приемы окрашивания, разработанные в 1957 г. М. Ф. Викуловой, сводятся к следующему. Образец массой 0,5 г (или меньше для сильно разбухающих глин) замачивают дистиллированной водой. Через сутки воду сливают с целью удаления перешедших в раствор электролитов из глины. Глину растирают резиновым пестиком, переводят в пробирку и заливают водой почти до краев пробирки. Переворачиванием пробирки суспензия взмучивается. Через сутки верхнюю часть столба суспензии высотой 7 см с частицами $< 0,001$ мм сливают в чистую пробирку. Если суспензия осела, чистую воду над осадком сливают, пробирку вновь доливают водой до тех пор пока суспензия не станет устойчивой. Плотность приготовленной суспензии должна быть $1004\text{—}1005$ кг/м³.

В чистую пробирку до ее половины наливают приготовленную суспензию и добавляют такое же количество 0,001 %-ного либо 0,01 %-ного метиленового голубого, пробирку взбалтывают. Половину суспензии отливают в другую пробирку, добавляют в нее одну-две капли насыщенного KCl, пробирку взбалтывают.

Наблюдение производят через сутки-двое. Окраску оценивают визуально или с помощью фотометров путем измерения спектров поглощения. Случаи обесцвечивания осадка обусловлены примесью тонкодисперсного органического вещества.

Кроме метиленового голубого применяют солянокислый бензидин, хризоидин, а также метилвиолет [18]. Результаты окрашивания приведены в таблице.

Кристаллоскопический анализ

Золото. Минералы, содержащие золото (сульфиды железа, свинца, цинка), растворяют при нагревании в царской водке. Раствор выпаривают. На сухой остаток помещают каплю воды и каплю SnCl_2 . Выпадает коллоидальное золото, которое окрасит раствор в пурпурно-красный цвет (кассиев пурпур).

Олово. На зерно касситерита или его порошок помещают кусочек или пыль металлического цинка. Накладывают каплю концентрированной HCl. Образуется стально-серая пленка металлического олова.

Свинец. Минералы свинца растворяют в концентрированной HNO_3 . Раствор выпаривают, добавляют две-три капли концентрированной HCl и вновь выпаривают. Сухой остаток растворяют в двух-трех каплях воды и прибавляют кристаллик KI. Образуется ярко-желтый чешуйчатый осадок PbI_2 , состоящий из шестиугольных пластинчатых кристалликов.

Сера. К солянокислому раствору минералов серы добавляют 10 %-ный водный раствор хлористого бария. При наличии серы выпадает тонкокристаллический водяно-прозрачный BaSO_4 .

Определение глинистых минералов методом окрашивания.
По М. Ф. Викуловой с дополнениями Н. В. Логвиненко

Минералы	Метиленовый голубой, 0,01 %-ный раствор	Метиленовый голубой + KCl, насыщенный раствор	Бензидин солянокислый, насыщенный раствор	Хризидин, 0,01 %-ный раствор	Метилвиолет, подкисленный слабой соляной кислотой
Каолинит	Фиолетовый	Фиолетовый	—	Желтый	Грязно-фиолетовый
Накрит	Сине-фиолетовый	Фиолетовосиний	—	Розовато-желтый	То же
Дикцит	"	То же	—	Желтый	"
Галлуазит	Фиолетовый	"	—	—	—
Гидрослюда	Фиолетовосиний	Сине-голубой, голубой	Нет окраски или грязно-зеленый	Желтый не чистый	Грязно-зеленый
Монтмориллонит	"	Голубовато-зеленый	Голубой	Желто-красный	Травяно-зеленый
Сапонит	Голубой	Зеленовато-голубой	Не известен	Не известен	—
Нонтронит	"	Зеленый	"	"	Травяно-зеленый
Глауконит	Фиолетовосиний	Синий	Сине-голубой	Кирпично-красный	—
Пальгорскит	"	Фиолетовый	—	—	—
Сепиолит	Сине-голубой	Сине-голубой	—	—	—
Хлорит	Синий	Синий	Зеленый	Грязно-желтый	—

Титан. Минерал титана сплавляют с NaOH и растворяют в концентрированной H₂SO₄. По каплям добавляют 3 %-ную H₂O₂. Образуется желтая надтитановая кислота.

Фосфор. Минерал растворяют в концентрированной HNO₃ и прибавляют несколько крупинок (NH₄)₂MoO₄. При наличии в минерале фосфора выпадают лимонно-желтые кристаллики фосфорно-молибденовой соли.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 64, 67
Адуляр 87, 88, 197
Актинолит 69
Алевардитовое семейство 149
Алланит 59
Аллофан 117
Алуминит 243
Алунит 238
Алуноген 243
Алургит 72
Альбит 76, 198
Альмандин 44
Алюмогель 192
Амезит 129
Аммониты 300
Анальбит 88
Анальцим 203
Анатаз 39
Ангидрит 235
Англезит 255
Андалузит 48
Андезин 76, 90
Андрадит 44
Анкерит 208, 216
Аннит 74
Анортит 76
Анортоклаз 86, 88
Антигорит 127
Апатит 93
Арагонит 216
Арканзит 40
Археосиаты 289
Астеросферондес 311
Астраханит 239
Аугелит 232
Ашарит 222
- Базальминит 243
Байерит 192
Банальсит 101
Бариевые полевые шпаты 91
Барит 237
Бастит 127
Байделлит 135
Бертьерия 128
Бёмит 190
Бераунит 233
Бёрнессит 259
Бикарбонат натрия 218
Биотит 74
Битовнит 76, 90
Битумоиды 250
Битумы 250
Бишофит 248
- Борацит 222
Борнит 264
Босфорит 233
Боулиннит 137
Браунит 273
Брахиоподы 304
Брейнерит 208
Бриндлеит 129
Бронзит 61
Брукит 39
Брункит 266
Булайинит 142
Бура 226
- Вавеллит 233
Вайрацит 204
Везикуляриты 311
Везувиан 54
Вермикулит 138
Вермикулитовое семейство 148
Вернадит 258
Вишнит 232, 233
Вилунит 54
Виринит 48
Витерит
Витрокласты 96
Вода 181
Водоросли
 диатомовые 315
 зеленые 313
 красные (багряные) 313
 кремневые жгутиковые 317
 синезеленые 309
 углеобразующие 313
Волконскоит 131
Волластонит 68
Волосы Пеле 99
Вулканические извержения
 вулканского типа 96
 гавайского типа 96
 гидроэкспозивные (фреатические)
 99, 101
 лавового фонтанирования 96, 102
 направленных взрывов 96
 плинианского типа 96
 стромболианского типа 96
 фреатомагматические 102
Вулканические стекла 95
- Гадолинит 59
Галаскит 41
Галенит 255

- Галит 245
 Галлуазит 124
 Ганит 41
 Гастроподы 299
 Гаусманит 276
 Геденбергит 63—65
 Гейкилит 274
 Гейландит 201, 206
 Гекторит 137
 Гематит 270
 Герцинит 41
 Гетит 194
 Гиалокластини
 гидроэксплозивные 96, 101
 десквамационные 96, 101
 пульверизационные 96, 101
 Гиалосидерит 42
 Гиалофан 91
 Гиацинт 47
 Гиббсит 190
 Гидроборацит 223
 Гидрогетит 195
 Гидрогроссуляр 44
 Гидроксилапатит 93, 229
 Гидроксилфторапатит 229
 Гидромагнетит 211
 Гидрослюда 139
 Гидроталькит 220
 Гиероглифиты 311
 Гиперстен 61
 Гипс 240
 Глауберит 234
 Глауконит 142
 Глаукофан 53
 Глебозиты 311
 Голландит 271
 Гортонолит 42
 Гранаты 44
 Грандидьерит 53
 Графит 258
 Грибы 317
 Гроссуляр 44
 Губки 288
- Давсонит 218
 Даллит 229
 Данбурит 196
 Десмин 201, 206
 Диаспор 189
 Диккит 122
 Диоксид 63—65
 Дистен 49
 Доломит 208
 Донбассит 145
 Дравит 59
 Дюмортьерит 53
- Иглокожие 307
 Иллит 72, 139
 Ильменит 273
 Иньонит 227
 Истонит 74
 Ихнитолиты 160
- Казонит 92
 Каинит 243
 Калиборит 223
 Калинит 242
 Кальциоцельзиан 92
 Кальцит 208
 Кальцит магнезиальный 209, 215
 Каолинит 118
 Карбонатапатит 93, 228
 Карбонатгидроксилапатит 229
 Карбонатгидроксилфторапатит 228, 229
 Карбонатфторапатит 229
 Карборунд 30
 Карналлит 249
 Карфосидерит 238
 Касситерит 40
 Кварц 31, 182
 Кварцин 37, 183
 Квасцы калиевые 242
 Кернит 225
 Керолит 131
 Керченит 233
 Кизерит 239
 Клейофан 266
 Клиноптилолит 207
 Клиноферросилит 63, 64
 Клиноэстатит 63, 64
 Клинохлор 144, 147
 Клиноцоизит 56
 Ковеллин 256
 Колеманит 227
 Коллофан 230
 Конодонты 297
 Коралловые полипы 292
 Кораллы 292, 294
 Коронадит 261
 Корренситовое семейство 148
 Корунд 37
 Кости позвоночных 309
 Крандаллит 95, 232
 Кремневые жгутиковые водоросли 317
 Криптомелан 270
 Кристаллокласты 98
 Кристобалит 186
 Кричтонит 274
 Ксеногенный материал 102
 Ксенотим 92
 Кукцит 146
 Кургантаит 224
 Курскит 229
 Кутикула 320
- Золото 251

Лабрадор 76, 90
Лангбейнит 235
Леонгардит 203
Лепидокрокит 196
Лепидолит 72
Лепидомелан 74
Лёд 180
Лизардит 127
Лимонит 195
Ломонит 201, 203
Люнебургит 225
Люссатит 185
Лютецит 37, 183

Маггемит 272
Магнезихромит 41
Магнезит 208, 211
Магнетит 273
Малакон 47
Манассент 221
Манганандалузит 48
Манганильменит 274
Манганит 265
Марипозит 72
Марказит 267
Марматит 266
Мезитит 208
Мезолит 201, 202
Меланит 45
Метагаллуазит 124
Мейергофферит 227
Микроклин 87, 88, 197
Микрофитолиты 310

Минералы

аллогенные 29
аллотигенные 29
аутигенные 160
гипергенные 178
глинистые 30, 114
диагенетические 178
катагенетические 179
кlastические 29
кlastогенные 29
метагенетические 179
реликтовые 29
седиментационные 178
терригенные 29
тефрогенные 29
тефроидные 29
эдафогенные 29
Минеральные парагенезы
апосапрогенный 29
вулканотерригенный 29
литокластогенный 29
петрогенный 29
тефрогенный 29
туфогенный 29
Мирабилит 239
Монацит 93

Монтмориллонит 132
Морденит 201, 207
Муассанит 30
Мусковит 72
Мшанки 304

Наждак 37
Накрит 123
Натролит 201
Натрон 220
Нахколит 218
Непутит 127
Неупорядоченный тридимит 185
Нимит 144
Нитрокалит 222
Нитронатрит 221
Нонтронит 135
Нордмаркит 51
Нордстрандит 194
Нубекуляриты 311

Озагия 311
Оксибиотит 74
Оксикерченит 233
Оксилепидомелан 74
Оливин 42
Олигоклаз 76, 90
Олигонит 208
Онколиты 311
Опал-А 187
Опал-СТ 185
Опал-кристобалит 185
Ортит 59
Ортоклаз 86—88, 197
Остракоды 302
Оттрелит 52

Палагонит 104
Пальгорскит 150
Пандермит 228
Парагонит 72
Парацельзиан 92
Пемза 97
Пеннантит 144
Пижонит 64, 68
Пикотит 41
Пикроильменит 274
Пинноит 224
Пиральспиты 44
Пирит 267
Пироксены
моноклинные 63
ромбические 61
Пиролозит 260
Пироп 44

Пирофиллит 130
Пирротин 260
Пирофанит 274
Пистацит 57
Пистомезит 208
Пицит 233
Плагноклазы 76
Платина 259
Плеонаст 41
Подолит 229
Полигалит 240
Протодоломит 215
Протолитионит 74
Псевдобрукит 40
Пыльца 320
Пьемонтит 58

Радиолярии 286
Радиоюзус 311
Рамселлит 262
Рансьеит 264
Рассеянное органическое вещество 321
Растительная ткань 317
Ратовкит 244
Роговая обманка 70
Родохрозит 208, 211
Романешит 268
Роскоэлит 72
Рубиновая слюдка 196
Рутил 38

Салит 64, 67
Сангариты 148
Санидин 86, 88, 198
Сапонит 136
Селадонит 142
Селитра
 калневая 222
 натровая 221
Сепнолит 150
Сера самородная 180
Серицит 72
Серпофит 125
Сидерит 208, 213
Сидеромелан 96, 99
Сидероплезит 208
Сидерофиллит 74
Силикофлагеллаты 317
Сильвин 246
Сисмондин 52
Склероциии грибов 317
Сколекодонты 297
Сколлит 142
Сколецит 201, 202
Смектиты 131
Смешанослойные образования 148

Смоляные тела 320
Спессартин 44
Сода 220
Соконит 137
Спикулы губок 288
Споры 320
Ставролит 51
Стеатит 131
Строматолиты 310
Строматопороидеи 290
Стронцианит 217
Стронциохиальгардит 224
Судоит 145
Сукцинит 107
Сфалерит 266
Сферосидерит 213

Табуляты 292
Тальк 130
Тахидрит 250
Тахилит 96, 99
Тенардит 234
Термонатрит 219
Тефра
 гидроэкссплозивная 101
 тахилитовая 102
Тинкалконит 225
Титанбиотит 74
Титанит 53
Тодорокит 256
Томсонит 201, 202
Топаз 47
Тосудитовое семейство 149
Тремолит 69
Тридимит 184, 185
Трилобиты 301
Трона 220
Тулит 55
Турмалин 59
Туфы
 витрокластические риолитовые 97
 сваренные 98
 спекшиеся 98
Тыретскит 224

Уваровит 44
Уграндиты 44
Улексит 226

Фаялит 42
Фенгит 72
Ферроавгит 64
Ферроактинолит 69
Феррогиперстен 61
Феррогортонолит 42

Ферродоломит 208
Ферросалит 64, 67
Ферросилит 61
Фибролит 50
Филлипсит 201, 205
Флогопит 74
Флюорит 244
Фораминиферы 281
Форменные элементы 319
Форстерит 42
Фосфаты кальция группы апатита
228
Франколит 228, 229
Фторapatит 93, 229
Фукситы 72

Хабазит 205
Халцедон 35, 183
Халькозин 255
Халькопирит 259
Хиастолит 49
Хильгардит 224
Хлорapatит 43
Хлоритоид 51
Хоиты 144
Хризолит 42
Хризотил 126
Хромит 276

Цейлонит 41
Целестин 236
Цельзиан 91, 92
Цеоциты 199, 201, 203, 206
Церрусит 255
Циркон 47

Циртолит 47
Цоизит 55

Шабазит 205
Шамозит 144, 147
Шерл 60
Шлак вулканический 96, 100
Шорломит 45
Шпинель 41

Чералит 93
Черви 295

Щелочные полевые шпаты 86, 197

Эвлит 61
Эгирин-авгит 68
Эллахериты 72
Эльбаит 60
Энстатит 61
Эпидот 56
Эпистильбит 201
Эпифитоны 313
Эпсомит 241
Эрронит 208, 236
Эшеллит 201

Янтарь 107
Ярозит 238

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Условные обозначения	5
Исследование оптических свойств минералов осадочных пород	6
Представление об оптических индикатрисах	6
Кристаллооптические исследования в шлифах при помощи поляризационно-го микроскопа	8
Исследование минералов в параллельном свете без анализатора	9
Исследование минералов в параллельном свете с анализатором	12
Исследование минералов в сходящемся свете с анализатором	18
Иммерсионный метод	20
Измерение показателей преломления	21
Определение других оптических констант	24
Количественный минералогический анализ	25
Минераграфические исследования	25
Наблюдение оптических свойств	26
Качественное определение твердости	27
Диагностическое и структурное травление	27
Общая схема оптического определения минералов осадочных пород	28
Минералы прозрачные в шлифах	29
Минералы преимущественно аллотипного генезиса	29
Описание аллотипных минералов	30
Карбиды	30
Оксиды	31
Силикаты и алюмосиликаты	42
Фосфаты	92
Вулканические стекла	95
Органические соединения	107
Аллотипные минералы в процессах литогенеза	108
Глинистые минералы	114
Особенности структуры и классификация глинистых минералов	114
Описание глинистых минералов	117
Рентгеновская диагностика глинистых минералов	150
Происхождение глинистых минералов	153
Обломочное унаследование	153
Трансформация	156
Новообразования глинистых минералов	159
Минералы преимущественно аутигенного генезиса	160
Аутигенные минералы, стадии и зоны осадочного процесса	160
Выделение стадий постседиментационного изменения осадочных пород	171
Геологические признаки аутигенных минералов	175
Описание аутигенных минералов	180
Самородные элементы	180
Оксиды и гидроксиды	180
Боросиликаты и алюмосиликаты	196
Карбонаты	208
Нитраты	221
Бораты	222
Фосфаты	228
Сульфаты	234
Фториды	244
Хлориды	245
Органические соединения	250

Минералы непрозрачные и малопрозрачные в шлифах	251
Минералы низкой твердости (<3)	251
Минералы средней твердости (3—5)	259
Минералы высокой твердости (>5)	267
Микровключения в минералах	277
Органические остатки в осадочных породах	280
Органические остатки животного происхождения	281
Органические остатки растительного происхождения	309
Остатки водорослей и продукты их жизнедеятельности	309
Остатки высших растений	317
Рассеянное органическое вещество	321
Список литературы	324
Приложения	326
1. Таблица для определения прозрачных в шлифах аллотигенных минералов осадочных пород по показателю преломления и двупреломления	326
2. Таблица для определения в шлифах глинистых минералов осадочных пород по показателю преломления и двупреломления	329
3. Таблица для определения прозрачных в шлифах аутигенных минералов осадочных пород по показателю преломления и двупреломления	330
4. Таблица для определения непрозрачных и малопрозрачных в шлифах минералов осадочных пород	333
5. Микрoхимические реакции, применяемые при диагностике минералов	335
Предметный указатель	341

Наумов В. А.

Н 34 Оптическое определение компонентов осадочных пород.—
М.: Недра, 1989.— 347 с.: ил.
ISBN 5—247—00695—X

Описаны минералы, органические остатки, вулканокластический материал в осадочных породах. Оптические характеристики компонентов сопровождаются сведениями по типоморфизму минералов, распространению в осадках и осадочных породах, поведению в процессах литогенеза. Рассмотрены методы исследования оптических свойств минералов. Приложения включают таблицы для определения прозрачных минералов в шлифах и минералов в отраженном свете, список микрохимических реакций, применяемых при диагностике минералов.

Для геологов, литологов, петрографов, геохимиков и почвоведов.

Н 1804020200—175 50—89
043(01)—89

ББК 26.303

СПРАВОЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Наумов Виктор Афанасьевич

**ОПТИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*
Редактор издательства *А. П. Хуповка*
Переплет художника *В. П. Христинина*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *С. Г. Веселкина*
Корректоры *Э. А. Ляхова, И. П. Розанова*

ИБ № 7336

Сдано в набор 23.11.88. Подписано в печать 09.03.89. Т-08413. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 22,0.
Усл. кр.-отт. 22,0. Уч.-изд. л. 25,0. Тираж 3350 экз. Заказ 645/1465—2. Цена 1 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ