



**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ
РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ**

**Белорусский национальный
технический университет**

Кафедра «Горные работы»

Н. Н. Поликарпова

**ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Пособие по лабораторным работам

Часть 1

**Минск
БНТУ
2012**

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
Белорусский национальный технический университет

Кафедра «Горные работы»

Н. Н. Поликарпова

ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Пособие по лабораторным работам
для студентов специальности
1-51 02 01 «Разработка месторождений
полезных ископаемых»

В 2 частях

Часть 1. ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

Минск
БНТУ
2013

УДК 553(076.5)(075.8)

ББК 26.3я7

П50

Р е ц е н з е н т ы :

канд. геол.-минералог. наук, ведущий научный сотрудник отдела геологии и минерагении платформенного чехла Государственного предприятия «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт» *Г. Д. Стрельцова;*

д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой «Горные машины»
Белорусского национального технического университета
Н. И. Березовский

Поликарпова, Н. Н.

П50 Геология и разведка месторождений полезных ископаемых: пособие по лабораторным работам для студентов специальности 1-51 02 01 «Разработка месторождений полезных ископаемых»: в 2 ч. / Н. Н. Поликарпова. – Минск : БНТУ, 2013. – . – Ч. 1 : Основы геологии. – 2013. – 178 с.

ISBN 978-985-525-913-9 (Ч. 1).

Пособие «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» предназначено для формирования базисных знаний по минералогии и петрографии; овладения навыками определения минералов и горных пород у студентов специальности «Разработка месторождений полезных ископаемых».

УДК 553(076.5)(075.8)

ББК 26.3я7

ISBN 978-985-525-913-9 (Ч. 1)

ISBN 978-985-525-914-6

© Поликарпова Н. Н., 2013

© Белорусский национальный
технический университет, 2013

Раздел 1. МИНЕРАЛОГИЯ

Вся земная кора, все горные породы и месторождения полезных ископаемых состоят из минералов. Минералы – природные химические соединения или самородные элементы, возникающие в результате разнообразных физико-химических и термодинамических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности. Минералы встречаются в твердом (кварц, полевой шпат, магнетит), жидком (нефть, ртуть, вода) и газообразном (горючие газы, углекислый газ, сероводород) состояниях.

К минералам относят также природные химически и структурно однородные образования, являющиеся составными частями других космических тел – Луны, планет, метеоритов. Так, можно говорить о минеральном составе лунных горных пород, минеральном составе каменных метеоритов и т.д. При этом интересно отметить, что некоторые минералы, известные в метеоритах, не известны на Земле (например, сульфид кальция – ольдгамит CaS или фосфид железа, никеля и кобальта – шрейберзит $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3 \text{P}$).

Различные синтетические продукты, близкие по свойствам, составу и структуре к минералам, называются искусственными минералами. К ним относятся, например, полученные в лабораторных условиях искусственные кварц, корунд, слюда и др.

Размеры минеральных индивидов могут быть от больших, масса которых несколько тонн (полевой шпат, кварц), до мельчайших зёрнышек, видимых только в микроскоп. Большинство минералов встречаются именно в виде мелких и мельчайших зёрнышек, образуя зернистую структуру магматических, осадочных и метаморфических пород.

Твердые минералы в большинстве случаев являются кристаллическими веществами, имеющими форму более или менее выраженных многогранников, зерен или сплошных масс. Кристаллические структуры очень разнообразны и выражается это многообразие во внешнем облике кристаллов, их форме. Кроме явно кристаллических веществ в земной коре широко распространены скрытокристаллические, к числу которых относятся коллоиды. Примером их являются: лимонит, опал (в виде гелей); железистые воды (в виде зольей). Реже встречаются аморфные минералы, образующие бес-

форменные массы. Аморфные (стеклообразные) вещества подобны жидкостям или расплавам.

Образование кристаллов происходит при переходе вещества из любого агрегатного состояния в твёрдое. При этом частицы могут оказаться относительно друг друга в беспорядочном положении или может возникнуть закономерность их расположения. В первом случае образуется аморфное вещество, а во втором кристаллическое.

Кристаллы могут образовываться при переходах вещества из газообразного состояния в твёрдое, из жидкого в твёрдое, из твёрдого в твёрдое. Образование кристаллов серы, нашатыря, борной кислоты и др. происходит при охлаждении газов в кратерах вулканов и фумаролах. Особенно широко распространено в природе и технике образование кристаллов при переходе вещества из жидкого состояния в твёрдое. Здесь различается два способа образования кристаллов: из расплава и из раствора. Примером первого является кристаллизация магмы. Магма – это огненно-жидкий силикатный расплав, содержащий различные химические соединения, в том числе и газы. При медленном остывании магмы образуется множество центров кристаллизации, кристаллы растут, мешая друг другу, и в результате образуется кристаллическая зернистая порода. Примером образования кристаллов из растворов служит выпадение различных солей в осадок. При переходе из одного твёрдого состояния в другое твёрдое следует отметить два случая. В первом кристаллы могут образовываться из аморфного вещества. Так, с течением времени закристаллизовываются стёкла и содержащие стёкла вулканические породы. Другой случай – перекристаллизация: структура одних веществ разрушается, и образуются новые кристаллы с иной структурой. Все метаморфические породы являются в той или иной степени перекристаллизованными. Например, под влиянием температуры, давления и других факторов известняк переходит в мрамор. Явление перекристаллизации широко распространено в природе.

Лабораторная работа № 1.1

ОСНОВЫ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

Задание 1. Изучение условий образования кристаллического вещества, элементов ограничения и симметрии кристаллов.

Характерным свойством большинства кристаллических минералов является свойство самоогранения при их росте, т.е. способность образовывать кристаллы. Изучением кристаллической формы и структур минералов занимается кристаллография.

Опыт показывает, что если поместить обломок или пластинку из кристалла в раствор или расплав того же вещества и дать им возможность свободно расти, то опять вырастет кристалл в форме правильного, симметричного многогранника. Поскольку в структуре кристалла в разных направлениях различны расстояния и силы связи между частицами, большинство свойств кристалла анизотропно. Анизотропия кристаллов проявляется в различии физических свойств кристаллов в разных направлениях. Например, слюда легко расщепляется на параллельные листочки, но только вдоль плоскостей с одной определенной ориентацией, а вдоль других плоскостей расщепить ее не удастся. Анизотропной является и скорость роста кристалла. Если бы скорость роста была изотропной, кристалл вырос бы в форме шара. Именно вследствие того, что скорости роста кристалла различны в разных направлениях и эти различия симметричны в пространстве, кристалл вырастает в форме симметричных правильных многогранников. Внешняя форма кристалла отражает анизотропию и симметрию его скоростей роста. Когда кристалл растет, частицы выстраиваются в закономерные и симметричные ряды, сетки, решетки. Грани кристаллических многогранников соответствуют плоскостям, составленным из материальных частиц, ребра кристалла – линиям пересечения этих плоскостей, т. е. рядам материальных частиц. Центры масс частиц могут образовывать плоские сетки и ряды решетки. Очевидно, любой ряд в структуре соответствует возможному ребру кристалла, а любая плоскость – возможной грани кристалла. Кристалл растет так, что

частицы вещества из окружающей среды отлагаются на его гранях. Грани нарастают параллельно себе (рис. 1).

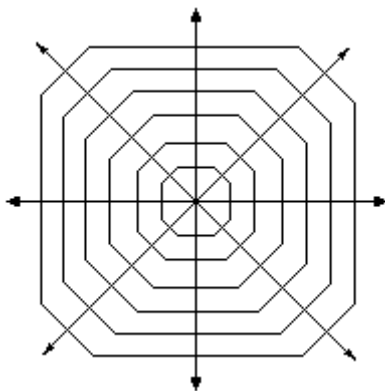


Рис. 1. Схема параллельного нарастания граней кристалла (стрелками изображены нормали к граням)

В кристаллическом многограннике симметричные структуры решеток являются естественными трехмерными дифракционными решетками для рентгеновских лучей. Структуру кристаллов исследуют по дифракции рентгеновских лучей, дифракции электронов, нейтронов, с помощью электронного микроскопа, ионного проектора и другими методами.

Элементы ограничения кристаллов

Каждому минералу присуща своя кристаллическая форма, зависящая от типа связей решетки, химического состава и условий его формирования. С точки зрения геометрической кристаллографии, кристалл представляет собой многогранник. Чтобы охарактеризовать форму кристаллов, пользуются понятием элементов ограничения. Внешняя форма кристаллов складывается из трех элементов ограничения: граней (плоскостей), ребер (линии пересечения граней) и граничных углов. Формы граней, типы ребер и углов представляют большое разнообразие.

В кристаллографии приняты термины, в основу которых положены греческие корни. В табл. 1 приводятся главнейшие из них.

Кристаллографические термины

Моно – одно, один	Додека – двенадцать
Ди – два, дважды	Син – сходный
Три – три, трижды	Клинэ – наклон, наклонно
Тетра – четыре, четырежды	Поли – много
Пента – пять	Скалена – кривой, неровный
Гекса – шесть	Эдра – грань
Окта – восемь	Гониа – угол
Дека – десять	Пинакос – доска, таблица

Например: пентагонтритетраэдр – фигура, состоящая из двенадцати пятиугольных граней (тритетра – $3 \cdot 4 = 12$, пента – пять, гон – угол, эдр – грань); дигексагональная бипирамида – фигура, состоящая из двух пирамид, соединенных основаниями, каждая из которых имеет по двенадцать треугольных граней. В поперечном сечении фигура имеет двенадцатиугольник.

Грани соответствуют плоским сеткам пространственной решетки. Наиболее характерными типами граней являются: тригон – равносторонний треугольник; дельта – равнобедренный треугольник; скалена – неравносторонний треугольник; тетрагон – квадрат; призматическая грань – прямоугольник; ромбоид – косоугольный неравносторонний параллелограмм; ромб; клинограм – трапециод, не имеющий параллельных сторон; пентагон – пятиугольник; гексагон – шестиугольник.

Ребра образуются на пересечении двух граней и отвечают рядам пространственной решетки. Гранные углы (вершины) располагаются на пересечении нескольких граней (трех и более). Количество элементов ограничения связано между собой простой зависимостью: $\Gamma + В = Р + 2$, где Γ – число граней, $В$ – число вершин, $Р$ – число ребер. Возьмем, например, куб; в нем имеется 6 граней, 8 вершин и 12 ребер. Получаем: $6 + 8 = 12 + 2$.

Для всех кристаллов одного и того же вещества углы между соответствующими гранями одинаковы и постоянны. Этот закон постоянства граничных углов дает возможность определять минералы даже в мелких обломках кристаллов и позволяет вывести для каждого естественного кристалла идеальную форму, которая характеризует свойственный данному кристаллу тип симметрии. Симметрия является важнейшим и специфическим свойством, отражающим закономерность внутреннего строения кристаллов. Поэтому основным методом кристаллографии является установление симметрии явлений, свойств, структуры и внешней формы кристаллов.

Кристаллографические оси и элементы симметрии кристаллов

Понятие симметрии включает в себя составные части – элементы симметрии. Сюда относятся ось симметрии, инверсионная ось, плоскость симметрии, центр симметрии, или центр инверсии.

Воображаемая прямая линия, при повороте вокруг которой на один и тот же угол все части кристалла симметрично повторяются n раз и фигура совмещается сама с собой в пространстве, называется осью симметрии (обозначается буквой L). У кристаллов при вращении вокруг оси симметрии на полный оборот одинаковые элементы ограничения (грани, ребра, углы) могут повторяться только 2, 3, 4, 6 раз. Число n , показывающее сколько раз при повороте на 360° вокруг оси симметрии части кристалла могут совмещаться с их исходным положением, называется порядком оси симметрии и обозначается цифрой (ставится внизу справа от L , рис. 1). Соответственно этому оси будут называться осями симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядков, и обозначаться L_2 , L_3 , L_4 и L_6 . Так, при вращении вокруг оси кристалла, имеющего вид правильной шестигранной призмы, при каждом повороте на 60° будет наблюдаться совмещение его граней, ребер и вершин с их начальным положением. Следовательно, кристалл имеет ось симметрии шестого порядка. Оси симметрии пятого и выше шестого порядка в силу закономерности внутреннего строения кристаллов невозможны. Ось симметрии первого порядка L_1 показывает, что для совмещения фигуры с её начальным положением нужно сделать поворот на 360° . Это соответствует полному отсутствию симметрии, так как

любой предмет при повороте на 360° вокруг любого реального направления совместится с самим собой. Количество осей одного и того же порядка указывается перед буквой, например, L_6 , $3L_4$ и т.п. (рис. 2).

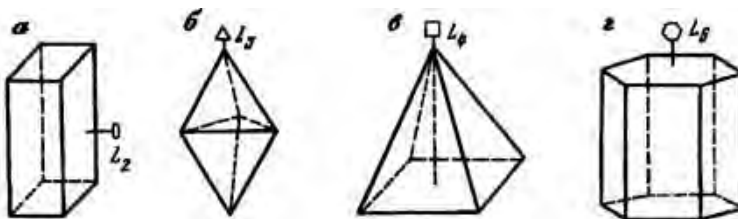


Рис. 2. Многогранники с осями симметрии второго (а), третьего (б), четвертого (в) и шестого (г) порядков

Инверсионной осью симметрии (L_i) называется воображаемая прямая, при повороте вокруг которой на некоторый определённый угол и отражении в центральной точке фигуры (как в центре симметрии) фигура совмещается сама с собой, т.е. инверсионная ось представляет совместное действие оси симметрии и центра симметрии.

Плоскость симметрии – мысленно проведенная плоскость, которая делит кристаллы на две зеркально равные части (обозначается буквой P , рис. 3). Части, на которые плоскость симметрии рассекает многогранник, относятся одна к другой, как предмет к своему изображению в зеркале. Разные кристаллы имеют различное количество плоскостей симметрии, которое ставится перед буквой P . Наибольшее количество таких плоскостей у природных кристаллов кубической формы – девять $9P$. В кристалле серы насчитывается $3P$, а у гипса только одна. В некоторых кристаллах может быть несколько плоскостей симметрии, а других вообще отсутствовать.

Относительно элементов ограничения плоскость симметрии может занимать следующее положение:

- проходить через ребра;
- лежать перпендикулярно к ребрам в их серединах;
- проходить через грань перпендикулярно к ней;
- пересекать граничные углы в их вершинах.

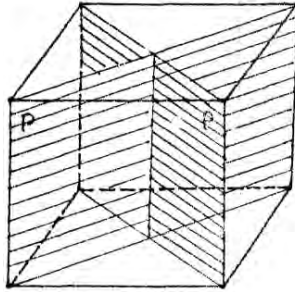


Рис. 3. Плоскости симметрии (P)

В кристаллах возможны следующие количества плоскостей симметрии: 9P, 7P, 6P, 5P, 4P, 3P, 2P, P и отсутствие плоскости симметрии (рис. 4).

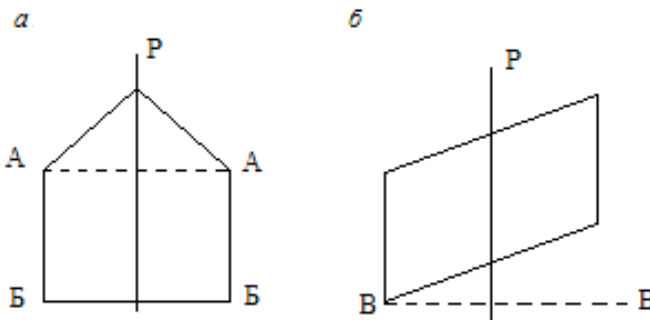


Рис. 4. Фигуры с плоскостью симметрии и без нее:
а – все точки и линии рисунка отражаются в плоскости P как в зеркале;
б – плоскость P не обладает этими свойствами, она не является плоскостью симметрии

Многие кристаллы кроме осей и плоскостей имеют центр симметрии – особую точку в центре кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам линии, соединяющие одинаковые элементы ограничения кристалла (грани, ребра, углы). Центр симметрии или инверсии обозначается буквой С (рис. 5). Относительно этого центра симметричны все противоположные грани, ребра, вершины кристалла. Практически присутствие центра симметрии будет сказываться в том, что каждое ребро многогранника имеет параллель-

ное себе ребро, каждая грань – такую же параллельную себе зеркально-обратную грань. Если же в многограннике присутствуют грани, не имеющие себе параллельных, то такой многогранник не обладает центром симметрии. Например, в кристаллах цинкита ZnO нет центра симметрии – их окончания имеют различную огранку (рис. 6).

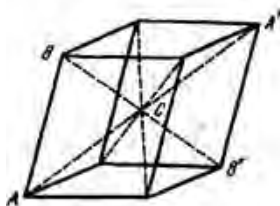


Рис. 5. Центр симметрии кристалла

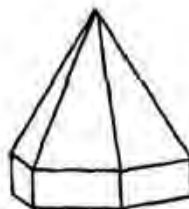


Рис. 6. Кристалл цинкита

Существует ряд закономерностей, сочетания элементов симметрии.

а) Линия пересечения двух или нескольких плоскостей является осью симметрии. Порядок такой оси равен числу пересекающихся в ней плоскостей.

б) L_6 может присутствовать в кристалле только в единственном числе.

в) L_6 не может комбинироваться ни с L_4 , ни с L_3 , но может сочетаться с L_2 причем L_6 и L_2 должны быть перпендикулярны; в таком случае присутствует $6L_2$.

г) L_4 может встречаться в единственном числе или в виде трех взаимно перпендикулярных осей.

д) L_3 может встречаться в единственном числе или $4L_3$.

Совокупность всех элементов симметрии, которыми обладает данный кристалл, называется *Степенью симметрии*. Кристалл, имеющий форму куба, обладает высокой степенью симметрии. В нем присутствуют три оси симметрии четвертого порядка ($3L_4$), проходящие через середины граней куба, четыре оси симметрии третьего порядка ($4L_3$), проходящие через вершины трехгранных углов, и шесть осей второго порядка ($6L_2$), проходящих через середины ребер. В точке пересечения осей симметрии располагается

центр симметрии куба (С). Кроме того, в кубе можно провести девять плоскостей симметрии (9Р). Перечень всех элементов симметрии кристалла, записанный в виде их символов, называется кристаллографической формулой. Для куба формула имеет вид: $3L_4, 4L_3, 6L_2, 9P, C$. В таких формулах порядок записи следующий: сначала главные оси, затем другие, потом плоскости и центр симметрии. Кристаллы одного и того же минерала независимо от их огранки характеризуются одной и той же формулой симметрии. Число таких формул не беспрельдно, поскольку элементы симметрии взаимосвязаны между собой.

Геометрический вывод всех возможных сочетаний элементов симметрии в кристаллах был сделан немецким минералогом И. Геселем в 1830 г. и финном А. В. Гадолиным в 1867 г. Ими доказано, что в природе может существовать только 32 сочетания, или, как принято говорить, 32 класса (вида) симметрии. Класс (вид) объединяет группу кристаллов с одинаковой степенью симметрии. Классы симметрии объединены в семь кристаллографических систем или сингоний (от греческого "син" – сходно и "гония" – угол). Сингонии в порядке возрастания степени симметричности располагаются в следующем порядке: триклинная, моноклинная, ромбическая, тригональная, тетрагональная, гексагональная, кубическая. Сингонии в свою очередь группируются в три категории; низшую, среднюю, высшую. Триклинная, моноклинная и ромбическая сингонии называются низшими, потому что они не имеют осей симметрии выше второго порядка (L_2). Тригональная, тетрагональная и гексагональная сингонии называются средними; они имеют одну ось симметрии высшего порядка (L_3, L_4 или L_4), L_6 (или L_6). Кубическая сингония имеет несколько осей симметрии высшего порядка (L_3, L_4 или L_4); она называется высшей сингонией. Формулы, характеризующие различные виды симметрии, типы сингоний и категории приведены в табл. 2.

В основе учения о кристаллографических формах лежит понятие «простая форма». Простой формой называют совокупность граней, выводящихся друг из друга при помощи элементов симметрии кристалла. Так, грани гексагональной пирамиды представляют одну простую форму.

Таблица 2

Категории	Тип сингонии	Формула в символике Браве
Низшая	Триклинная Моноклинная Ромбическая	$L_1; C$ $P; L_2; L_2PC$ $L_22P; 3L_2; 3L_23PC$
Средняя	Тригональная Тетрагональная Гексагональная	$L_3; L_3C; L_33P; L_33L_2; L_33L_23PC$ $L_4; L_4PC; L_44P; L_44L_2; L_44L_25PC;$ $Li_4; Li_42L_22P$ $Li_6 = L_3P; Li_63L_23P = L_33L_24P; L_6;$ $L_6PC; L_66P; L_66L_2; L_66L_27PC$
Высшая	Кубическая	$4L_33L_2; 4L_33L_23PC;$ $4L_33L_2(3Li_4)6P; 3L_44L_36L_2;$ $3L_44L_36L_29PC$

Все они могут быть выведены из одной исходной грани путем ее поворотов вокруг $6L$ на $60, 120, 180, 240$ и 300° . Всего в кристаллах возможны 47 простых форм. В кристалле могут присутствовать одна, две или несколько простых форм. Сочетание двух или нескольких простых форм называется комбинацией. Простые формы могут замыкать и не замыкать пространства; они соответственно называются закрытыми и открытыми. Первые образуют привычные всем геометрические фигуры, целиком ограничивающие какой-либо конечный объем. Например, куб, октаэдр, ромбоэдр, дипирамиды. Открытые формы: пирамиды с бесконечно расходящимися от вершины гранями, пинакоид (две беспредельно протяженные в пространстве параллельные друг другу плоскости) и призмы, напоминающие беспредельно идущие трубы многоугольного сечения, ничем не ограниченные по их длине. Реальное сочетание в природе граней открытых и закрытых простых кристаллографических форм дает кристаллу его конечный телесный объем. Так, например, кристалл циркона представляет собой комбинацию двух простых форм: тетрагональной призмы и тетрагональной дипирамиды. Призма является открытой формой, поскольку она не замыкает пространства, дипирамида – закрытая форма, так как она полностью замыкает пространство, пусть даже на продолжении своих граней.

Простые формы низшей категории сингоний

В низшей категории насчитывается 7 простых форм – из них 5 открытых и 2 замкнутые – тетраэдр и дипирамида ромбическая (рис. 7).

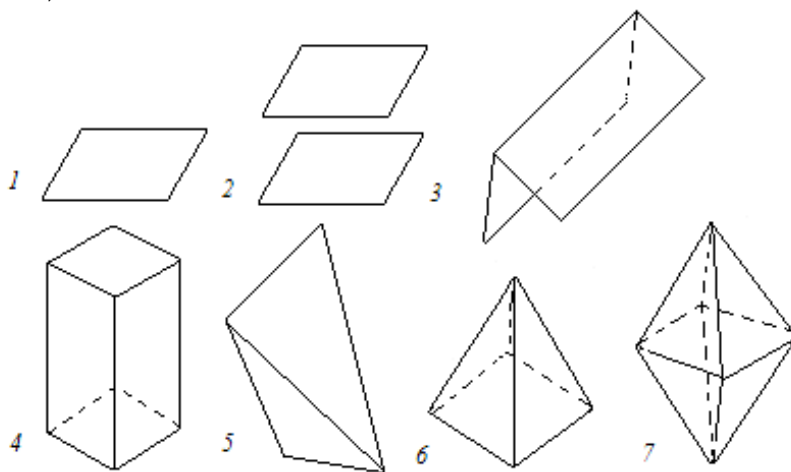


Рис. 7. Простые формы кристаллов низшей категории:
1 – моноэдр; 2 – пинакоид; 3 – диэдр; 4 – ромбическая призма;
5 – ромбический тетраэдр; 6 – ромбическая пирамида;
7 – ромбическая дипирамида

Наименее симметричны кристаллы триклинной сингонии. У них из всех возможных элементов симметрии обычно наблюдается только центр симметрии, но иногда и он отсутствует. Элементарная ячейка кристаллов строится на трёх базовых векторах (трансляциях) разной длины, все углы между которыми не являются прямыми (рис. 8).

Этот вид сингонии свойственен альбиту (*a*), микроклину (*b*) (рис. 9) и др.

К моноклинной сингонии относятся кристаллы, которые имеют либо одну плоскость симметрии, либо одну ось второго порядка, либо и ту и другую вместе в сочетании с центром симметрии. Элементарная ячейка кристаллов моноклинной сингонии строится на трёх векторах *a*, *b* и *c*, имеющих разную длину, с двумя прямыми и одним непрямым углами между ними (рис. 10).

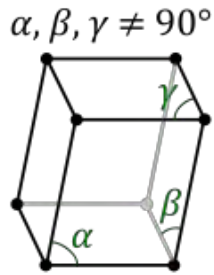


Рис. 8. Элементарная ячейка кристаллов триклинной сингонии



Рис. 9. Альбит (*a*), микроклин (*б*)

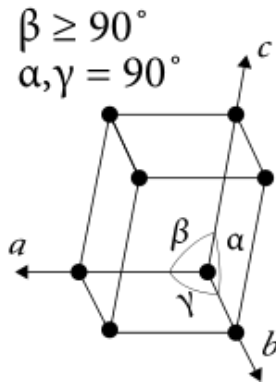


Рис. 10. Элементарная ячейка кристаллов моноклинной сингонии

Этот вид сингонии свойственен ортоклазу (*a*), гипсу (*б*), мусковиту (*в*) (рис. 11), некоторым амфиболам.



Рис. 11. Ортоклаз (*a*), гипс (*б*), мусковит (*в*)

Ромбической сингонией обладают кристаллы с одной или тремя осями второго порядка и двумя или тремя плоскостями симметрии (L_22P или $3L_23PC$), а также кристаллы с тремя осями второго порядка без плоскости симметрии ($3L_2$). В поперечном сечении они имеют форму ромба. Элементарная ячейка определяется тремя базовыми векторами (трансляциями), которые перпендикулярны друг к другу, но не равны между собой. Часто используется другое название – орторомбическая сингония.

Этот вид сингонии присущ оливину (*a*), сере (*б*), александриту (*в*) (рис. 12) и др.



Рис. 12. Оливин (а), сера (б), александрит (в)

Простые формы средней категории

К средней категории относятся тригональная, тетрагональная и гексагональная сингонии. Эта группа объединяет кристаллы, обладающие только одной осью симметрии порядка выше второго.

В сингониях средней категории вероятны моноэдры, пинакоиды, призмы разного рода, различные пирамиды и дипирамиды, трапецоэдры, ромбоэдры, скаленоэдры, тетрагональные тетраэдры (рис. 13).

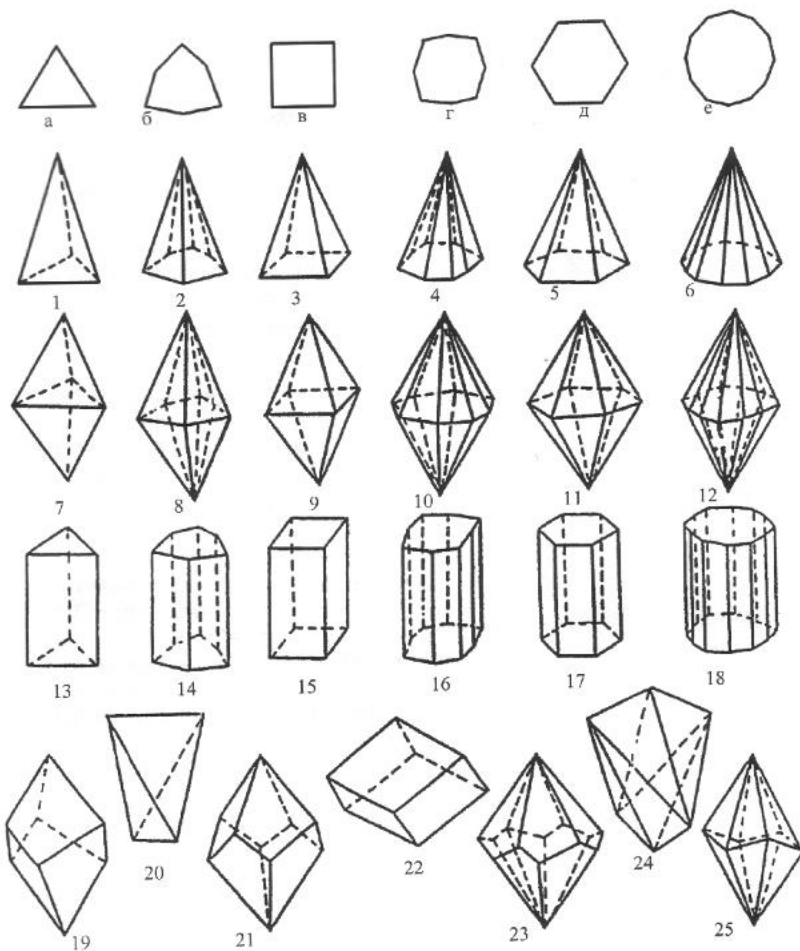


Рис. 13. Простые формы средней категории сингоний:

- 1–6 пирамиды: 1 – тригональная, 2 – дитригональная, 3 – тетрагональная,
 4 – дитетрагональная, 5 – гексагональная, 6 – дигексагональная;
 7–12 дипирамиды: 7 – тригональная, 8 – дитригональная, 9 – тетрагональная,
 10 – дитетрагональная, 11 – гексагональная, 12 – дигексагональная;
 13–25 призмы: 13 – тригональная, 14 – дитригональная, 15 – тетрагональная,
 16 – дитетрагональная, 17 – гексагональная, 18 – дигексагональная,
 19 – тригональный трапецоэдр, 20 – тетраэдр, 21 – тетрагональный трапецоэдр,
 22 – ромбоэдр, 23 – гексагональный трапецоэдр, 24 – тетрагональный скаленоэдр,
 25 – тригональный скаленоэдр

Тригональная сингония определяется тремя базовыми векторами одинаковой длины, с равными, но не прямыми, углами между векторами (рис. 14).

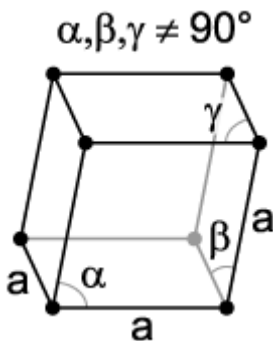


Рис. 14. Элементарная ячейка кристаллов тригональной сингонии

В тригональной сингонии высшее сочетание элементов симметрии – L_33L_23PC . Типичная форма кристаллов – ромбоэдры (кальцит (a), доломит (b), магнезит (e), гематит (z) и др.). К этой же сингонии принадлежат также корунд (d) и кварц (e) (рис. 15). Вершины кристаллов кварца представляют собой комбинацию двух ромбоэдров.

В элементарной ячейке кристаллов тетрагональной сингонии два из трех базовых векторов имеют одинаковую длину, а третий отличается от них.

Параметры элементарной ячейки:

$$a_0 = b_0 \neq c_0$$

$$\alpha = \gamma = \beta = 90^\circ.$$

Все три вектора перпендикулярны друг к другу. Тетрагональная или квадратная сингония отличается присутствием в кристаллах одной оси четвертого порядка. В сечении, перпендикулярном к этой оси, обычно наблюдается форма квадрата или восьмиугольника (рис. 16). Высшим сочетанием элементов симметрии в этой сингонии может быть L_44L_25PC .



a



б



в



г



д



е

Рис. 15. Кальцит (*a*), доломит (*б*), магнезит (*в*), гематит (*г*), корунд (*д*), кварц (*е*)

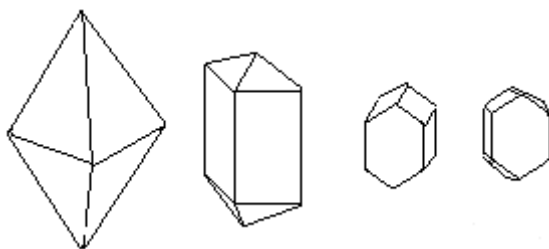
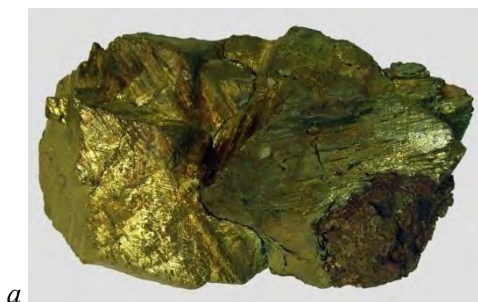


Рис. 16. Кристаллы тетрагональной сингонии

Эта сингония присуща халькопириту (*a*) и рутилу (*б*) (рис. 17).



a



б

Рис. 17. Халькопирит (*a*), рутил (*б*)

Гексагональная сингония – кристаллографическая сингония, для которой характерно следующее соотношение между углами (α, β, γ) и рёбрами (a, b, c) элементарной ячейки кристалла: $a = b \neq c$, $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$. Её элементарная ячейка строится на трёх базовых векторах (трансляциях), два из которых равны и образуют угол 120° , а третий им перпендикулярен. В гексагональной сингонии *три элементарных ячейки* образуют правильную призму на шестигранном основании (рис. 18).

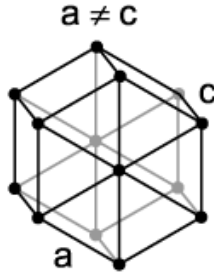


Рис. 18. Гексагональная сингония

Гексагональная сингония характеризуется наличием одной оси симметрии шестого порядка L_6 . Для кристаллов гексагональной сингонии характерна форма шестигранных призм, грани которых параллельны оси шестого порядка L_6 (β -кварц (а), апатит (б), нефелин (в), рис. 19). Кристаллы гексагональной сингонии образуют призмы, пирамиды, дипирамиды и др. Высшее сочетание элементов симметрии в ней L_6L_27PC .



Рис. 19. β -кварц (а), апатит (б), нефелин (в)

Высшая категория

К высшей сингонии относится кубическая, объединяющая наиболее симметричные кристаллы.

Элементарная ячейка кристалла кубической сингонии определяется тремя векторами равной длины, перпендикулярными друг другу. Соотношение между углами и рёбрами элементарной ячейки кристалла: $a = b = c$, $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

В кубической сингонии возможны 15 простых кристаллографических форм, из них на кристаллах минералов чаще всего наблюдаются тетраэдр, октаэдр, гексаэдр (куб), ромбододекаэдр, пентагон-додэкаэдр, тетрагон-триоктаэдр (рис. 20).

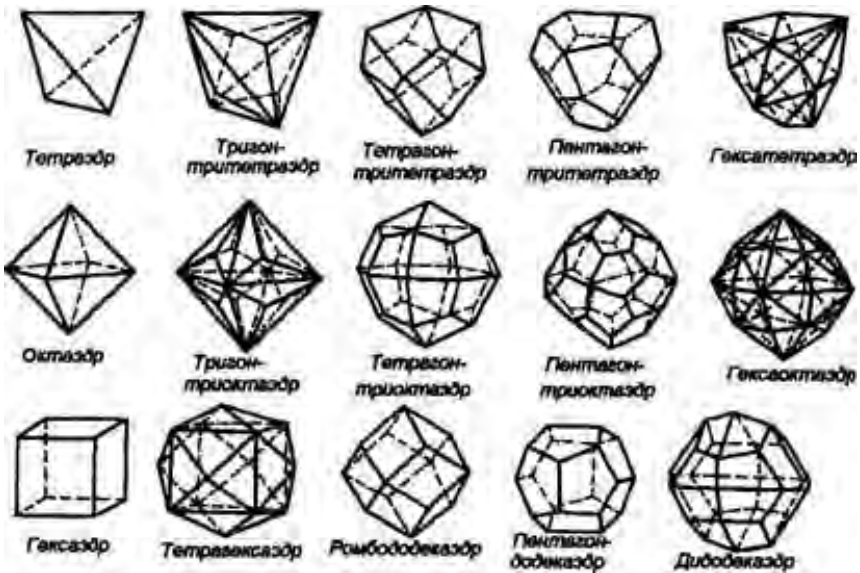


Рис. 20. Простые формы высшей категории сингоний

К кубической сингонии относятся кристаллы с наибольшим количеством элементов симметрии. Высшее сочетание элементов в кубической сингонии – $3L_4L_36L_29PC...$. Они характеризуются наличием более чем одной оси симметрии выше второго порядка, обязательно есть $4L_3$. Единичные направления отсутствуют. Для кри-

сталла, имеющего форму куба, характерно присутствие $3L_4$, проходящих через середины граней куба, $4L_3$, проходящих через вершины трехгранных углов, $6L_2$, проходящих через середины ребер. Кроме того, в кубе можно провести девять плоскостей симметрии ($9P$). В точке пересечения осей симметрии располагается центр симметрии куба (C).

Кристаллы, относящиеся к кубической сингонии, характеризуются одинаковой развитостью по координатным осям (x, y, z) – они изометричны. Кристаллы кубической формы образуют минералы галит (a), галенит (b); в виде додекаэдров встречается магнетит ($в$); ромбический додекаэдр характерен для гранатов ($г$) рис. 21 и т.д.

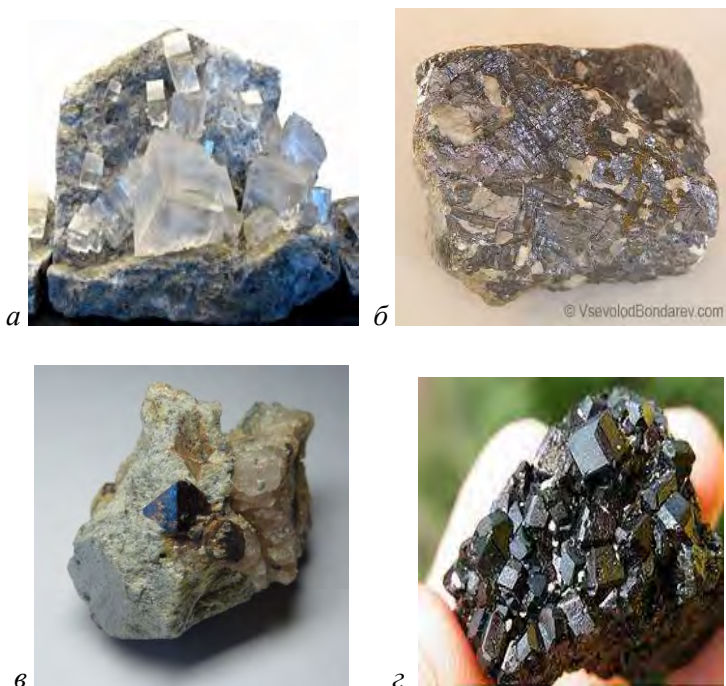


Рис. 21. Галит (a), галенит (b), магнетит ($в$), гранат ($г$)

Кубическая сингония характерна для кристаллов пирита (*a*), золота (*б*), флюорита (*в*), хромита (*з*), алмаза (*д*) (рис. 22).

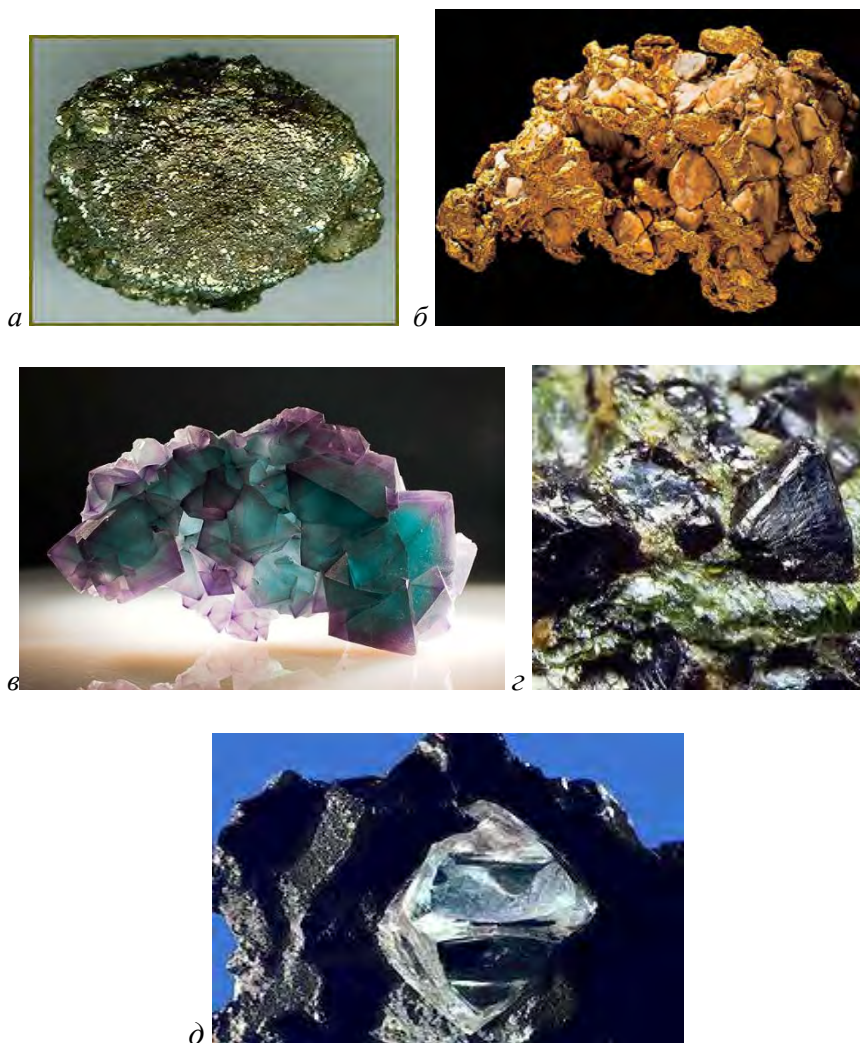


Рис. 22. Пирит (*a*), золото (*б*), флюорит (*в*), хромит (*з*), алмаз (*д*)

На рис. 23 показано, как быстро определить сингонию кристалла по минимальному числу элементов симметрии.

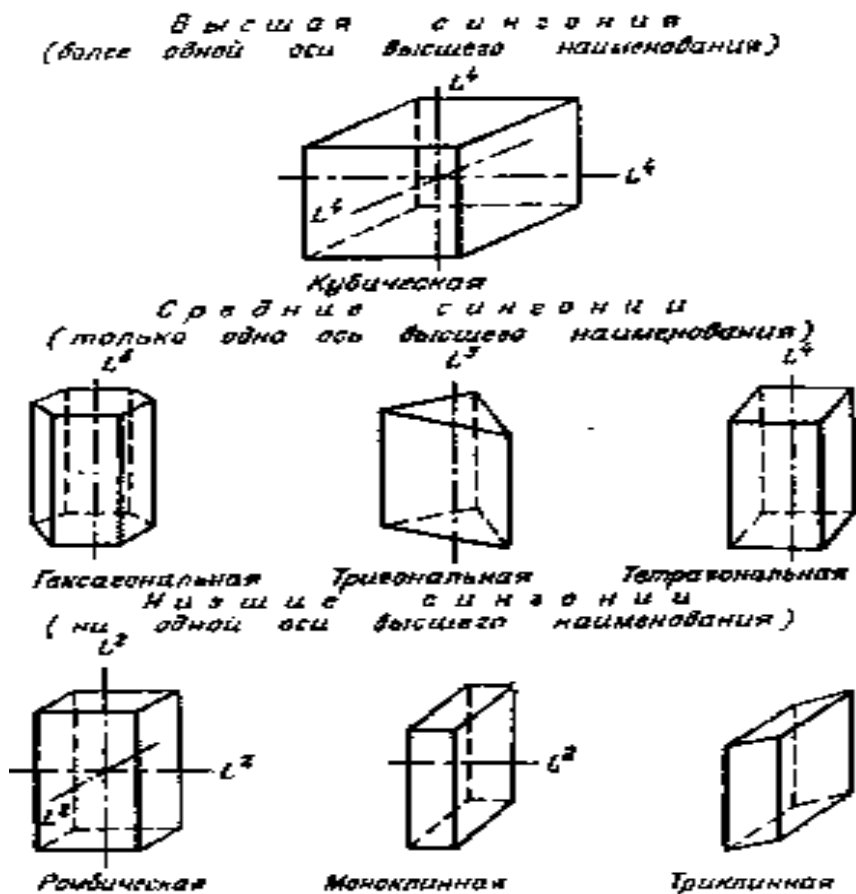


Рис. 23. Определяющие элементы кристаллографических сингоний

Задание 2. Изучение основных понятий, определяющих природу кристаллических структур.

Для объяснения природы кристаллических структур веществ, в кристаллографии используются понятия координационное число, ионный радиус, атомарный радиус, принцип плотнейшей упаковки атомов и ионов в кристаллах.

Координационные числа

Координационным числом данного атома в структуре минерала называется число ближайших от него соседних атомов. Так, в галите координационное число натрия – 6 (вокруг него расположено по шесть атомов хлора), координационное число хлора также – 6 (каждый атом хлора соседствует с шестью атомами натрия). В идеальных плотнейших упаковках координационное число зависит от соотношения размеров ее атомов: если один вид атомов слагает упаковку, то от размера других атомов зависит то, в какую пустоту (тетраэдрическую или октаэдрическую) они могут поместиться. Размеры пустот зависят от размеров атомов ("шаров"), формирующих плотнейшую упаковку, а оптимальное соотношение радиусов этих атомов и радиуса атома в пустоте всегда одно и то же. Для октаэдрической координации оно равно 0,41, для тетраэдрической – 0,22. Также плотно можно разместить атом между тремя, восемью, двенадцатью соседними. Для таких структур возможны координационные числа 3, 4, 6, 8, 12.

Атомные и ионные радиусы

Истинные размеры атомов и ионов измерить невозможно. Для минералогии важны радиусы ионов в их реальных кристаллических постройках, но экспериментально (рентгеновскими и другими методами) определяются только межузельные расстояния пространственных решеток. Расстояние между центрами ближайших атомов

кремния и кислорода в окиси кремния – кварце равно 0,161 нм. Что же касается радиусов ионов и атомов в кристаллах, то этот вопрос в разное время и разными исследователями решался по-разному, в результате чего сформировались различные системы представлений, которые можно разбить на две группы: в первой радиусы ионов главных в земной коре химических элементов (Si, Fe, Ca, Mg, Na и др.) меньше радиуса иона кислорода; во второй - эти соотношения обратны. Сейчас идет активная переоценка разных представлений о размерах ионов в кристаллических постройках минералов. Например, А. С. Поваренных считает, что в разных по своей природе химических соединениях атомы одного и того же элемента должны иметь различные радиусы. Размер иона Fe^{3+} в сульфидах составляет 0,111 нм, во фторидах 0,086 нм, в оксидах – 0,094. Эти представления подтверждаются многими работами по электронно- и рентгенографии минералов. Так для Na, к примеру, установлены колебания радиуса от 0,109 до 0,131 нм. Представления о неодинаковых размерах ионов в разных веществах считаются наиболее прогрессивными, но они еще не нашли должного развития, поэтому пока используются значения радиусов по В. М. Гольдшмидту.

Принцип плотнейшей упаковки атомов и ионов

Для объяснения природы кристаллических структур веществ, в кристаллографии используется принцип плотнейшей упаковки атомов и ионов в кристаллах, согласно которого принимается, что, во-первых, форма всех атомов и ионов сферическая и, во-вторых, весь объем кристалла или отдельных его структурных блоков заполнен плотно соприкасающимися атомами и ионами. На основе этого принципа удалось просто и геометрически образно охарактеризовать многие особенности кристаллического строения минералов. Рассмотрим для начала возможные способы плотнейшей укладки шаров равного диаметра. Положим друг на друга два слоя плотно соприкасающихся шаров, обозначив нижний слой буквой А, верхний – В. Третий слой можно положить на слой В по-разному. В одном случае точно так же, как слой А, в другом – шары третьего слоя займут неповторяемую позицию С, их затем можно перекрыть четвертым слоем шаров, который повторит положение слоя А.

Упаковка первого типа (рис. 24) характеризуется повторяемостью АВ АВ АВ... Её называют двуслойной (а по характеру симметрии – гексагональной).

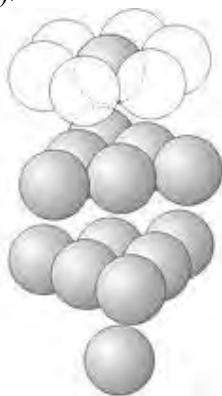


Рис. 24. Плотнейшая гексагональная упаковка

Для упаковок второго типа (рис. 25) характерна повторяемость АВС АВС АВС... Ее называют трехслойной (кубической). Имеется много других порядков повторяемости слоев в плотнейшей укладке шаров, но все они будут являться комбинациями первых двух упаковок.

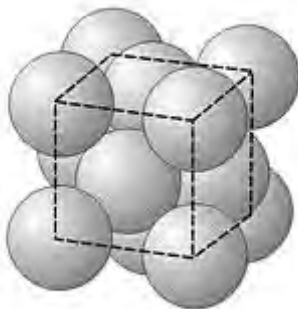


Рис. 25. Плотнейшая кубическая упаковка

Плотно уложенные шары занимают лишь 74% заполняемого ими объема, а 26% приходится на пустоты между шарами. Их два типа. Одни пустоты, меньшие по размеру, располагаются между четырьмя шарами. Их называют тетраэдрическими. Другие, большие по размеру, пустоты ограничены шестью шарами – октаэдрические. В бесконечной кристаллической постройке на n шаров приходится $2n$ тетраэдрических и n октаэдрических пустот.

Примером построения кристаллической структуры вещества почти точно по принципу плотнейшей упаковки может являться корунд Al_2O_3 . В нем крупные ионы кислорода (радиус 0,132 нм по В. Гольдшмидту) образуют двуслойную плотнейшую упаковку, $2/3$ октаэдрических пустот занято ионами Al (радиус 0,057 нм, по В. Гольдшмидту), тетраэдрические позиции свободны.

Число минералов с идеальной плотнейшей упаковкой атомов относительно невелико. Это объясняется в первую очередь тем, что такие кристаллические постройке возможны для минералов с направленными химическими связями – металлической или ионной. Например, самородные металлы (Au, Cu, Ag) имеют структуры с трехслойной (кубической) плотнейшей упаковкой, самородные иридий и цинк – с двухслойной (гексагональной) упаковкой. Из распространенных в природе веществ плотнейшая упаковка характерна для корунда Al_2O_3 и шпинели $MgAl_2O_4$. Довольно близки к плотнейшей упаковке структуры некоторых ортосиликатов – оливинов, гранатов и др. Большинство же минералов имеет сложные кристаллические постройке, в них лишь строение отдельных блоков отвечает принципу плотнейшей упаковки атомов. Этот принцип – лишь модель, помогающая интерпретировать реальность (рис. 26).



Рис. 26. Слой из плотноупакованных октаэдров и тетраэдров в отношении 1:2

Изоморфизм. Типы изоморфизма

Изоморфизм – свойство атомов (или ионов) одних веществ заменять в структуре атомы (или ионы) других. Явления изоморфизма очень широко распространены в минералах. Так, химический состав минерала вольфрамита отображается формулой $(\text{Fe}, \text{Mn}) [\text{WO}_4]$. Он представляет собой изоморфную смесь, где атомы марганца замещают в структуре атомы железа, и наоборот. Крайние члены этого ряда носят название ферберита $\text{Fe}[\text{WO}_4]$ и гюбнерита $\text{Mn}[\text{WO}_4]$. Минерал оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ также представляет собой изоморфную смесь, где атомы магния в структуре замещаются атомами железа. Конечные члены этого непрерывного ряда носят названия форстерита и фаялита. Наряду с простыми случаями может происходить сложное изоморфное замещение целых комплексов в кристаллических структурах. Классическим примером такого сложного замещения являются минералы из группы полевых шпатов - плагиоклазы. Плагиоклазы представляют собой непрерывный ряд минералов, где пара Ca^{2+} и Al_3^+ замещаются на пару Na^+ и Si_4^+ (CaAlNaSi). Крайние члены этого ряда называются анортитом $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ и альбитом $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. В соответствии с изменением состава изменяются и физические свойства плагиоклазов, например оптические свойства, плотность и др.

По степени совершенства изоморфных замещений можно выделить два случая. В первом случае замещение одного элемента другим может быть в пределах до 100% это совершенный, или полный, изоморфизм. Во втором случае замещение может быть частичным от сотых долей, до нескольких процентов это несовершенный, или ограниченный, изоморфизм.

Многие изоморфные примеси не отражаются формулой минерала, так как количество их невелико. Так, в цинковых обманках ZnS обычно присутствует в виде изоморфной примеси Fe , а иногда Cd и In . Если происходит изоморфное замещение одних элементов (или комплексов) другими, то в формуле минерала, они берутся в скобки и отделяются друг от друга запятой, причём порядок написания зависит от количества этих элементов (или компонентов).

Полиморфизм

В переводе с греческого слово "полиморфизм" означает многоформность. Это явление до известной степени противоположно изоморфизму и заключается в том, что одинаковые по химическому составу вещества образуют различные структуры. Полиморфными могут быть элементы и сложные соединения. Происхождение различных полиморфных модификаций (разновидностей) связано с различием в условиях их образования. Каждая из модификаций имеет свою структуру, а отсюда и свои специфические свойства. Хорошим примером полиморфизма углерода являются минералы алмаз и графит. Свойства их совершенно различны: алмаз самый твёрдый из минералов, графит имеет твёрдость 1. Плотность алмаза 3,5, графита 2,2. Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии, графит – в гексагональной. Причина столь различных свойств указанных минералов объясняется их структурой, т.е. расположением атомов углерода. Связь атомов углерода в графите менее прочная, чем в алмазе, структура графита листовая, в виде плоских гексагональных сеток. Значительные расстояния между этими сетками и определяют его свойства: лёгкую расщепляемость, меньшую плотность и др.

Различают два вида полиморфизма. Первый вид энантиотропия – характеризуется обратимостью (переходом) полиморфных модификаций из одной в другую при определённых температурах и давлениях. Примером энантиотропии могут служить переходы кварца в высокотемпературную разновидность SiO_2 – тридимит, а также переходы алмаза в графит. Второй вид – монотропия – одна полиморфная модификация (нестабильная) может переходить в другую (стабильную), но обратный переход невозможен. Примером монотропии является переход марказита в пирит.

Химический состав и формулы минералов

Для выяснения химического состава минерала производят его химический анализ и определяют химическую формулу минерала.

Формулы могут быть эмпирическими, показывающими только химический состав, и структурными, дающими представление о пространственном расположении атомов в минерале и их связь между собой. Для некоторых минералов структурные формулы ещё не установлены. Но благодаря рентгеновским методам исследования во многих случаях удалось определить взаимоотношения атомов в кристаллических структурах минералов. Этими вопросами связи химизма со строением вещества и его свойствами занимается кристаллохимия.

В минералах важно выявить катионы и анионные комплексы, характеризующие типы кристаллических структур. При написании формул минералов анионные комплексы отделяют от катионов квадратными скобками, например, сидерит $\text{Fe}[\text{CO}_3]$. Следует иметь в виду, что эмпирические формулы минералов не отображают особенностей их внутреннего строения и в минералогии они в настоящее время заменены структурными формулами. Так, эмпирическая формула минерала мусковита $\text{H}_2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$, а структурная $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$. Последняя показывает, что в структуре мусковита имеется сложный анионный комплекс и что вода в мусковите находится не в виде H_2O , а в виде гидроксила $(\text{OH})^-$, причём этот гидроксил может быть в свою очередь замещён F^- .

В минералогии нередко различают безводные и водные минералы (сульфаты, фосфаты, карбонаты и др.). К водным относятся те минералы, которые имеют в своём составе электрически нейтральные молекулы воды. Вода в составе минералов может быть связанной и свободной. Связанная, или кристаллизационная, вода входит в кристаллическую решётку минералов, занимая в ней определённые места. Примерами могут быть некоторые карбонаты и сульфаты, например гипс. Свободная вода не участвует в строении кристаллической решётки минералов, количество её может быть различным в зависимости, например, от температуры. Примерами свободной воды является вода цеолитов. И, конечно, вся гигроскопическая вода, удерживаемая в микроскопических трещинах минералов и пород силами поверхностного натяжения, также является свободной. Она удаляется при нагревании до 110°C . Гидроксилсодержащие минералы в строгом смысле не могут быть названы водными. Между электрически нейтральной молекулой воды H_2O и отрицательно заряженным ионом гидроксила $(\text{OH})^-$ существует

принципиальная разница. Гидроксил (HO^-) может замещать в минералах такие ионы как Cl^- и Fe^- , он прочно удерживается в кристаллических решётках, а молекулы воды этими свойствами не обладают.

Задание 3. Изучение форм природных выделений минералов.

Морфология минералов и агрегатов. Двойниковые сростки кристаллов

Для некоторых минералов (полевые шпаты, рутил, касситерит, арагонит, киноварь и многие другие) характерно образование не только одиночных кристаллов, но и их двойниковых сростков – двойников. В настоящих, не случайных, сростках, индивиды сростаются по одинаковым плоским сеткам их пространственных решеток. Геометрически индивиды в двойнике можно мысленно совместить друг с другом либо отражением в плоскости симметрии либо поворотом вокруг оси L_2 . Двойники могут состоять из пары кристаллов (простые) или из многократно повторяющихся индивидов. Характерной особенностью огранки двойников являются входящие углы между гранями; на одиночных идеально развитых кристаллах таких углов не бывает. Следует различать двойники сростания и двойники прорастания. В первых индивиды разграничены по плоскости, они как бы соприкасаются друг с другом. Во вторых кристаллы как бы обрастают друг друга либо насквозь проникают один в другой, соприкасаясь по сложной извилистой (ступенчатой) поверхности. Двойники образуются по разным причинам. В растворе, когда кристаллы находятся еще в зародышевом состоянии и под действием тех или иных сил разворачиваются относительно друг друга. При переходе одной полиморфной модификации в другую. При механических воздействиях на растущие кристаллы.

Ложные кристаллы – псевдоморфозы

Псевдоморфоза – это кристалл или зерно минерала, замещенного без изменения его формы другим минералом или смесью минералов, отсюда и название фальшивая (псевдо) форма (морфа). У этих образований сохраняются часто даже мельчайшие детали поверхности первоначальных кристаллов и зерен (рис. 27).



Рис. 27. Кварц по прожилкам асбеста:
т. наз. "Тигровый глаз" – жёлтый и "Соколиный глаз" – синий

По псевдоморфозам можно судить о химических реакциях минералообразования, так как виден одновременно и исходный минерал (зерно) и конечный продукт преобразования. Кристаллы пирита в поверхностных условиях замещаются лимонитом – плотной коричневой порошковой массой, смесью различных гидроксидов Fe^{3+} (рис. 28).



Рис. 28. Псевдоморфоза лимонита по конкреции пирита, 4 см,
"Белая Пустыня", Египет

Еще один способ образования псевдоморфоз – полиморфные превращения веществ при изменении температуры и давления, они называются параморфозы. Например, параморфозы альфа-кварца по бета-кварцу (t превращения $575\text{ }^{\circ}\text{C}$ при 100 кПа). Бывают также пустотелые псевдоморфозы отпечатки в горной массе кристаллов растворившихся минералов, место которых осталось незанятым (рис. 29).



Рис. 29. Кварц по Флюориту

Частичное псевдоморфное замещение поверхности с последующим обрастанием замещённых участков кристаллами кварца. Сам флюорит впоследствии был растворён, оставив после себя центральные полости в форме отрицательного куба. Образец 9 см, Кадамджай, Кыргызстан.

Минеральные агрегаты

В природе относительно редко встречаются отдельные хорошо ограниченные кристаллы, чаще минералы образуют различные скопления – агрегаты. В минералогии их принято подразделять по морфологии: землистые, зернистые, плотные, агрегаты; друзы, щетки, секрестии, конкреции, оолиты, сферолиты, натечные агрегаты, дендриты, налеты и примазки.

Землистые агрегаты – мучнистые агрегаты очень тонких минеральных зерен. Этот тип агрегатов представлен в земной коре наиболее широко. Зернистые агрегаты это рыхлые или сплошные массы произвольно сросшихся зерен одного (мономинеральные) или нескольких (полиминеральные) минералов. Каждое зерно – не ограниченный, не оформившийся кристалл, выросший в стесненных условиях. В зависимости от размера зерен они разделяются на крупнозернистые (>5 мм), среднезернистые (1–5 мм), мелкозернистые (<1 мм). Характерный пример – полнокристаллические магматические породы (граниты и пр.).

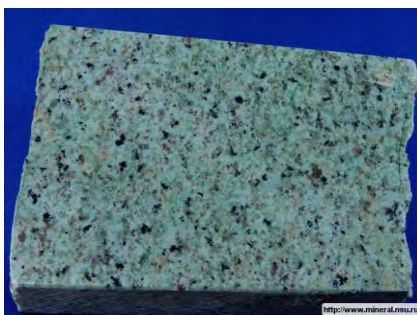


Рис. 30. Среднезернистый агрегат амазонитового гранита

Среди минералов выделяет три группы, обладающие характерным обликом кристаллов:

- изометрические, одинаково развитые по всем трем направлениям, – магнетит, пирит, гранат;
- удлиненные в одном направлении, призматические, столбчатые, игольчатые и лучистые, – барит, кварц;
- вытянутые в двух направлениях, таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые, – хлорит и др.

В соответствии с обликом кристаллов формируются различные виды минеральных агрегатов: листовые (а), чешуйчатые (б), волокнистые (в) и (г), радиально-лучистые (д), шестоватые (е) (рис. 31).



Рис. 31. Листоватый агрегат – тальк (а), среднечешуйчатый агрегат – паргонит (б), длиноволокнистый агрегат – хризотил асбест (в), радиально-лучистый агрегат – эгирин (г), шестоватый агрегат – кианит (д), волокнистый агрегат – гипс селенит (е)

Параллельно-шестоватые (рис. 31, е) и волокнистые агрегаты (рис. 31 в, з) обычно образуются в трещинах. Это – жилки шелковистого гипса, серпентин-асбеста, шестоватого кальцита. В одних случаях эти агрегаты кристаллизуются в открытых трещинах: сначала на стенках по принципу геометрического отбора нарастают друзы; разрастаясь навстречу друг другу они смыкаются и образуют параллельно-шестоватые или волокнистые агрегаты. В других – такие агрегаты формируются в постепенно приоткрывающихся трещинах, когда скорость приоткрывания меньше или равна скорости роста индивидов. Сначала трещина заполняется зернистым агрегатом минерала в виде сплошной тонкой жилки. Затем, по мере открывания зерна, упираясь друг в друга, могут расти только вслед за раздвигающимися стенками трещины. Они постепенно вытягиваются нормально стенкам, формируя параллельно-шестоватый или волокнистый агрегат.

Натечные агрегаты

Натечные формы минеральных образований возникают за счет коллоидных растворов – гелей. Медленно мигрирующие коллоидные растворы, попадая в пустоты, обволакивают их стенки, постепенно теряют воду и густеют. В результате образуются разные формы агрегатов:

- сталактиты – свисающие под действием силы тяжести с верхних частей пустот;
- сталагмиты – образующиеся в нижних частях пустот за счет падающих капель;
- почковидные агрегаты – наиболее распространенные среди натечных форм, возникают в поверхностных условиях.

Размеры подобных образований различны: от микроскопических до крупных столбообразных натечков в пещерах. В натечных формах могут встречаться самые разные минералы: гидроксиды железа и марганца, опал, малахит, гипс, арагонит, кальцит, и др. Натечные образования в поперечном срезе имеют зонально-концентрическое строение.

Друзы (щетки) – группы кристаллов, выросших перпендикулярно или почти перпендикулярно к поверхности трещин, стенки жилы или полости в горной породе. Сначала нарастают одиночные кри-

сталлы, разрастаясь, они соприкасаются друг с другом, упираются друг в друга и сами себе мешают расти. Продолжают расти только те кристаллы, вектор роста которых ориентирован в сторону свободного пространства, т.е. по нормали к поверхности трещины. Образцы друз представлены на рис. 32 *а* и *б*.



Рис. 32. Друза кварца (*а*), щётка кристаллов аметиста (*б*)

Секрции образуются, когда какая-либо полость в горной породе заполняется минеральным веществом. Часто в центре секрций располагаются друзы. Чаще всего секрции халцедона с друзами кварца внутри, приуроченные к миндалинам в базальте. Секрции с внутренними полостями называются жеоды (рис. 33).



Рис. 33. Темно-бурый халцедоновый агат с кварцевой друзой в центре

Конкреция – шаровидный (иногда как бы сплюснутый, неправильно округленный) минеральный агрегат радиально-лучистого строения (рис. 34). В противоположность секрециям (жеодам) они разрастаются вокруг какого-нибудь центра. В центре конкреции нередко находится зерно, которое служило затравкой при её росте. Чаще всего конкреции образуются в пористых осадочных породах – песках и глинах. Размеры этих образований – от миллиметров до десятков сантиметров, а иногда даже до метра и более. Они разнообразны по форме и строению. Конкреции могут быть плотными кристаллическими (радиально-лучистые или зернистые); скрытокристаллическими (кремь); рыхлыми и землистыми (лимонитовые, вивианитовые).

В осадочных горных породах часто встречаются конкреции пирита, марказита, кремнезёма (кварцевые, халцедоновые, кремь), карбонатов и фосфоритов. Научный и практический интерес представляют железомарганцевые конкреции, они образуются в огромных количествах на океаническом дне и рассматриваются как перспективный сырьевой ресурс будущего.

Экзотическая разновидность конкреций карбонато-глинистого состава, встречающаяся только в осадочных породах и характеризующаяся наличием многочисленных трещин усыхания внутри, носит название септария (рис. 35).



Рис. 34. Конкреция



Рис. 35. Септария

Оолиты – шаровидные или эллипсоидальные образования из карбоната кальция, окислов железа и марганца, кремнезёма и пр.,

обладающие концентрически-скорлуповатым, иногда радиально-лучистым строением (вокруг центрального ядра). Ядром могут быть обломки раковин, песчинки, камешки и пр. В виде оолитов часто встречаются такие минералы как: кальцит, арагонит, пиролюзит.

Оолиты образуются в процессе осадконакопления (во взвешенном состоянии, в воде), при диагенезе и во время других стадий преобразования осадков при циркуляции растворов в пустотах. Наиболее часто оолиты формируются в горячих источниках, в придонных озерных и морских илах.

Они часто встречаются в известняках, железных рудах, бокситах (рис. 36), кремнистых породах и др. Размеры оолитов – от миллиметров до нескольких сантиметров. Оолиты крупнее 2–5 мм называются пизолитами.



Рис. 36. Боксит оолитовый

Сферолиты и почковидные агрегаты названы так по своей морфологии. Сферолиты очень часто имеют почти правильную шаровидную форму и размер от долей до 1–2 см и более. Они как шарики нарастают на другие минералы и на стенки разных пустот в рудах и горных породах. Сферолиты образуются либо как результат расщепленного роста кристаллов, либо в них, как в конкреции, есть ядрышко-зерно, на которое нарастает минерал. Вследствие геометрического отбора или стесненных условий кристаллы могут разрастаться, только расходясь лучами от центра сферолита (рис. 37).



Рис. 37. Сферолит

Почковидные агрегаты состоят из множества соприкасающихся "почек", каждая из которых имеет, подобно сферолиту, радиально-лучистое строение (рис. 38). Особенно типичное строение имеют почковидные агрегаты гётита $\text{HFeO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и малахита $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$. Их образование происходило на неровной поверхности за счет группового роста и геометрического отбора сферолитов; оставались и разрастались только те сферолиты, которые находились на выпуклостях субстрата. Наиболее часто почковидные агрегаты образуются в различных пустотах в приповерхностных зонах разрушения и выветривания руд и горных пород.



Рис. 38. Почковидный агрегат гематита радиально-лучистого

Дендриты представляют собой фигуры в виде ветвей дерева, образующиеся благодаря быстрому росту кристаллов по некоторым направлениям. Встречаются на поверхности пород вдоль тонких трещин. Дендриты особенно характерны для окислов марганца (рис. 39).



Рис. 39. Дендриты окислов марганца (вернадит) на сиените

Землистые массы представляют собой мягкие мучнистые скрывать-тозернистые образования. Часто наблюдаются в виде корок и скопелений, возникающих чаще всего при химическом выветривании горных пород и руд. В зависимости от цвета землистые массы называют сажистыми (черные массы гидроксидов марганца), охристыми (желто-бурые массы гидроксидов железа).

ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ

Физические свойства минералов (радиоактивность, люминисценция, магнитность, твёрдость, оптические свойства и др.) имеют большое практическое значение и очень важны для их диагностики. Свойства минералов зависят от их химического состава и типа кристаллической структуры. Для того, чтобы распознать минералы по внешним признакам и определить приблизительно их состав, надо знать физические свойства каждого минерала. Отдельные физические свойства могут быть одинаковыми у различных минералов и, наоборот, какое-либо свойство (цвет или плотность) у одного и того же минерала может меняться в зависимости от состава и количества примесей. Поэтому при определении минерала необходимо установить возможно большее число его свойств. Только в отдельных случаях некоторые свойства (магнитность, твердость, оптические свойства и др.) бывают настолько характерны, что по одному из них можно сразу диагностировать минерал. Главнейшими физическими свойствами минерала являются цвет, цвет черты (цвет его в порошке), прозрачность, блеск, излом, спайность, твердость, плотность и др.

Оптические свойства.

В естественном свете колебания электрического и магнитного векторов совершаются в каждый момент в различных направлениях, всегда перпендикулярных к направлению распространения световой волны (т.е. перпендикулярно к световому лучу). Такой свет носит название неполяризованного, или простого. При прохождении через оптически анизотропную среду свет становится поляризованным. Колебания поляризованного света проходят лишь в одной плоскости, проходящей через направление движения световой волны. Поляризация света происходит при прохождении через все кристаллы, за исключением кристаллов кубической сингонии; последние в оптическом отношении изотропны. Естественный свет, поступающий в кристалл, распадается на две световые волны, распространяющиеся с различными скоростями. Обе волны становятся поляризованными, причём плоскости их колебаний взаимно пер-

пендикулярны. Это явление называется двупреломлением или двойным светопреломлением. Двупреломление было открыто Бартолином в 1669 г. и в дальнейшем было изучено Х. Гюйгенсом. В кристаллах тригональной, тетрагональной и гексагональной сингоний имеется только одно направление, по которому не происходит двойного светопреломления. Это направление называется оптической осью, оно совпадает с осью симметрии высшего порядка. Поэтому кристаллы средних сингоний называются оптически одноосными. В кристаллах триклинной, моноклинной и ромбической сингоний имеются два направления, по которым не происходит двойного светопреломления; они в оптическом отношении двуосны. В кристаллах средних сингоний скорость распространения световых волн различна. Световая волна, распространяющаяся с одинаковой скоростью во всех направлениях, называется обыкновенной, а распространяющаяся в различных направлениях с различной скоростью необыкновенной. Поверхностью первой световой волны является шар, а второй эллипсоид вращения.

Для некоторых минералов способность к двойному лучепреломлению является важным диагностическим свойством. Двойное лучепреломление особенно хорошо выражено у прозрачных разностей кальцита, называемых исландским шпатом. Если через исландский шпат рассматривать предмет, то возникает его двойное изображение.

Цвет минералов является важным диагностическим признаком. Минералы могут иметь самые различные цвета и оттенки. Цвет минералов зависит от их внутренней структуры, от механических примесей и главным образом от присутствия элементов-хромофоров, т.е. носителей окраски. Известны многие элементы-хромофоры, к ним относятся Cr, V, Ti, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, U, Mo и некоторые другие. Эти элементы могут быть в минерале главными, или могут быть в виде примесей. Встречаются также бесцветные и прозрачные минералы. Практически цвет определяют на глаз, сравнением с хорошо знакомыми предметами (молочно-белый, соломенно-желтый, кирпично-красный). Для обозначения цвета минералов, имеющих металлический блеск, к названию цвета добавляют название распространенного металла (свинцово-серый, оловянно-белый, латунно-желтый, медно-красный, железо-черный и т.д). Некоторые минералы меняют цвет в зависимости от освещения.

Например, минерал лабрадор при некоторых углах поворота приобретает красивую радужную, синюю, серую или зеленую окраски. Это свойство минералов называется иризацией. У лабрадора она возникает за счет интерференции света, отражающегося от обеих плоскостей микроскопических трещин спайности, наполненных тончайшими пленочками минерала ильменита (FeTiO_3). Иногда кроме основной окраски минерала тонкая поверхностная пленка имеет дополнительную. Это явление называется побежалостью и объясняется интерференцией света в слоях, образующихся на поверхности минералов. Обычно побежалость бывает радужной, как на халькопирите, когда поверхность минерала переливается синим, красным и фиолетовым цветом.

Цвет черты (цвет минерала в порошке). Многие минералы в растертом состоянии имеют другой цвет, чем в образце. Порошок можно получить, проводя куском минерала по белой шероховатой фарфоровой пластинке при условии, что твердость его меньше твердости фарфора (если твердость минерала выше твердости фарфора, то на пластинке остается царапина). Цвет черты – важный диагностический признак. Так красный, бурый и магнитный железняк (гематит, лимонит и магнетит) в кусках часто имеет одинаковый цвет, и их можно различить только по разному цвету черты – соответственно красному, желтому или черному.

Блеск минералов является важнейшим диагностическим признаком. Он зависит от показателя преломления минерала и его способности отражать от своей поверхности свет. По блеску все минералы можно разделить на три группы: с металлическим, полуметаллическим и неметаллическим блеском.

Металлический блеск – сильный блеск, свойственный металлам. Им обладают непрозрачные минералы, дающие в большинстве случаев черную черту на фарфоровой пластинке. Такой блеск наблюдается у самородных металлов (золото, серебро, платина), многих сульфидов и оксидов железа.

Полуметаллический блеск – характерен для минералов, поверхность которых имеет вид потускневшего металла. К таким минералам относятся графит, гематит, черная цинковал обманка.

К третьей, наиболее обширной группе, принадлежат минералы с неметаллическим блеском. Неметаллический блеск характерен для минералов, дающих цветную или белую черту. Исключением явля-

ются только самородные элементы. В этой группе различают следующие виды блеска: стеклянный, широко распространенный среди прозрачных минералов (кварц, на гранях кристаллов» кальцит, гипс); жирный, типичный для тех минералов, поверхность которых кажется как бы смазанной маслом (кварц на изломе, нефелин); перламутровый характерен для прозрачных минералов, которые блестят как поверхность перламутровой раковины (он обусловлен отражением света от тонких пластинок или плоскостей спайности минералов, например, слюды, талька); шелковистый, который наблюдается при тонковолокнистом строении минерала и напоминает блеск шелковистых нитей (асбест, волокнистые разновидности гипса). Некоторые минералы обладают особенно сильным блеском, названным алмазным (алмаз, некоторые разновидности цинковой обманкой). Матовый блеск (минералы не блестят) имеют минералы с пористой, неровной землистой поверхностью (каолинит).

Прозрачность – способность минералов пропускать свет. По степени прозрачности минералы делятся на:

прозрачные (горный хрусталь, каменная соль, топаз);

полупрозрачные (халцедон, опал), через которые видны лишь очертания предметов;

просвечивающие, пропускающие свет только в очень тонких пластинках (полевые шпаты),

непрозрачные, через которые свет совсем не проходит (пирит, магнетит).

Механические свойства минералов.

Механические свойства минералов обнаруживают при механическом действии на них: при сжатии, растяжении и ударе. Так же, как и оптические свойства, они различны в разных направлениях и связаны с анизотропией кристаллов. К числу важнейших механических свойств относят излом, спайность и твёрдость.

Излом, т.е. вид поверхности, образующейся при раскалывании минерала, также является важным диагностическим признаком ряда минералов. Излом может быть следующих видов:

раковистым, имеющим вид вогнутой и концентрически-волокнистой поверхности, напоминающей поверхность раковины (горный хрусталь);

занозистым с поверхностью, покрытой ориентированными в одной направлении занозами (гипс, роговая обманка), неровным (нефелин);

землистым с матовой шероховатой поверхностью (каолинит, лимонит);

зернистым, встречающимся часто у минеральных агрегатов.

Спайность – это способность минералов раскалываться или расщепляться по блестящим параллельным плоскостям, по определенным кристаллографическим направлениям по которым в кристаллической решетке проявляется наименьшая сила сцепления частиц. Спайность может проявляться в одном, двух, трёх, четырёх и шести кристаллографических направлениях. Для оценки спайности существует следующая шкала:

весьма совершенная спайность, когда минерал очень легко, (например, ногтем) расщепляется на отдельные тончайшие листочки или пластинки, образуя зеркально-блестящие плоскости спайности (слюды, гипс, хлорит);

совершенная спайность отличается тем, что минерал раскалывается при слабом ударе молотком на гладкие параллельные пластинки, кубы или другие формы (галит, галенит, кальцит);

средняя (явственная) спайность характерна для минералов, при раскалывании которых возникает как плоскость спайности, так и поверхности с неровными изломами (полевые шпаты, роговая обманка);

несовершенная спайность обнаруживается с трудом. В этом случае при раскалывании минерала преобладают поверхности с неправильным изломом (апатит, оливин, берилл);

спайность весьма несовершенная – практически нет спайности, кристаллы имеют неровные поверхности излома при расколе (молочно-белый кварц, золото).

В различных направлениях спайность кристалла может быть одинаковой или разной по степени совершенства. Необходимо уметь отличать плоскости спайности от граней кристалла: плоскости спайности имеют более сильный блеск и свежий вид; кроме того они образуют ряд параллельных друг другу поверхностей. Характерным признаком для некоторых минералов является штриховка на гранях кристаллов (корунд, кварц, пирит и др.), тогда как поверхности спайности всегда гладкие, глянцевые.

Твёрдость. Под твёрдостью кристалла понимается его сопротивление механическому воздействию более прочного тела (проникновению острия, царапанию и т.д.). Существует несколько методов определения твёрдости. В минералогической практике принята шкала Мооса. Твёрдость минерала определяется сопоставлением твёрдости исследуемого минерала с минералом-эталоном из шкалы твёрдости Мооса. В этой шкале порядковый номер минерала соответствует численному значению его твёрдости. Минералы располагаются в порядке возрастания твёрдости, так что предыдущий минерал царапается последующим.

Шкала Мооса:

1 – тальк	6 – ортоклаз
2 – гипс	7 – кварц
3 – кальцит	8 – топаз
4 – флюорит	9 – корунд
5 – апатит	10 – алмаз

Для определения твёрдости острым уголком минерала-эталоны наносят царапину на ровной поверхности минерала, после чего удаляют пыль и проверяют результат (не путать царапину с чертой, которая может образоваться при крошении мягкого минерала на поверхности более твёрдого). Например, необходимо установить твёрдость альбита. Из эталонной коллекции его не царапает ни один минерал до апатита включительно. Ортоклаз оставляет на нем слабый след, но и сам истирается при этом. Следовательно, у этих двух минералов равная твёрдость. Следующий по шкале твёрдости кварц при нажиме царапает альбит, следовательно, твёрдость альбита выше 5 и ниже 7, т.е. 6. Необходимо отметить относительность шкалы: если тальк имеет твёрдость 1, а гипс твёрдость 2, то это не означает, что гипс в 2 раза твёрже талька. То же самое можно сказать и относительно других минералов-эталонных. Твёрдость их условна, и при определении другими методами получены другие значения.

Интервалы твёрдости между минералами-эталоны различные. Алмаз твёрже талька не в 10, а более чем в 1000 раз в абсолютных единицах твёрдости. Самый большой интервал по твёрдости между

корундом и алмазом. Так же, как и спайность, твёрдость кристаллов обнаруживает анизотропию. Кристаллы алмаза имеют наибольшую спайность на гранях октаэдра, меньшую на гранях ромбододекаэдра, ещё меньшую на гранях куба.

Если необходимо определить твердость для кристаллов с небольшой поверхностью, этим кристаллом (или его зернистым агрегатом) наносят царапину на минерал-эталон. Надо помнить, что зернистые агрегаты могут содержать примеси других, более твердых минералов, создавая неверное представление о твердости.

Для определения твердости минералов можно использовать такие распространенные предметы, как иголка или нож (твердость 5–6), стекло (твердость 5), бронзовая монета (3,5–4), ноготь (2,5).

Плотность. Плотность для различных минералов колеблется от 0,6 до 27 г/см³. Подавляющая масса минералов имеет плотность от 2,5 г/см³ до 3,5 г/см³, что обуславливает плотность земной коры, равную примерно 2,7–2,8 г/см³. Точное определение плотности возможно лишь в лабораторных условиях путем взвешивания на гидростатических весах и посредством других специальных измерений. На практике для быстрого приблизительного определения плотности пользуются взвешиванием минерала на руке с оценкой "тяжелый", "средний", "легкий".

Легкие – с плотностью до 3 г/см³ (нефти, смолы, угли, гипс, каменная соль);

средние – с плотностью до 4 г/см³ (кальцит, кварц, полевые шпаты, слюды);

тяжелые – с плотностью более 4 г/см³ (рудные минералы).

Чаще всего встречаются минералы с плотностью от 2 г/см³ до 5 г/см³. Как правило, минералы, содержащие тяжёлые металлы, имеют большую плотность. Наибольшую плотность имеют самородные элементы – золото, серебро, минералы группы платины. В кристаллах одного и того же состава плотность определяется характером упаковки атомов в единичной структурной ячейке. Для минералов, представляющих изоморфные ряды, увеличение (или уменьшение) плотности пропорционально изменению химического состава.

Магнитность. Это свойство минералов обнаруживается по отклонению магнитной стрелки компаса при приближении к ней образца (магнетит, платина, пирротин). Наиболее сильными магнит-

ными свойствами обладает магнетит. Минералы, обладающие сильным полярным магнетизмом, называются ферромагнитными.

Реакция с раствором соляной кислоты (10%-ный раствор HCl). Реакция определяется выделением углекислого газа от капли раствора на поверхности образца минерала. Реакция характерна для минералов класса карбонатов. При комнатной температуре с HCl бурно реагирует кальцит, арагонит и малахит. Другие минералы класса карбонатов в реакцию вступают только в виде порошка (доломит), а также с нагретым раствором или раствором большей концентрации (магнезит). Многие сульфиды вскипают при воздействии HCl с выделением сероводорода, легко отличимого по запаху.

Органолептические свойства. На вкус определяются некоторые растворимые в воде соли. Этим методом легко отличить галит (каменная соль) от сильвина (калийная соль): последний имеет горько-соленый вкус и слегка щиплет язык. Фосфорит при трении издает резкий чесночный запах.

Лабораторная работа № 1.3

ОПИСАНИЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Задание 1. Изучение классификации минералов.

По распространённости минералы подразделяются на:

- породообразующие – составляющие основу большинства горных пород;
- аксессуарные – часто присутствующие в горных породах, но редко слагающие больше 5 % породы (случаи нахождения которых единичны или немногочисленны);
- рудные – широко представленные в рудных месторождениях.

Существует много вариантов классификаций минералов. Наиболее широко используется классификация по химическому составу и кристаллической структуре. Вещества одного химического типа часто имеют близкую структуру, поэтому минералы, сначала делятся на классы по химическому составу, а затем на подклассы по структурным признакам. Общепринятая в настоящее время кристаллохимическая классификация минералов выглядит следующим образом:

Раздел I. Самородные элементы и интерметаллические соединения

Раздел II. Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения

- 1 класс Сульфиды и им подобные соединения
- 2 класс Сульфосоли

Раздел III. Галогидные соединения (Галогениды)

- 1 класс Фториды
- 2 класс Хлориды, бромиды, иодиды

Раздел IV. Окислы (оксиды)

- 1 класс Простые и сложные окислы
- 2 класс Гидроокислы или окислы, содержащие гидроксил

Раздел V. Кислородные соли (оксисоли)

- 1 класс Нитраты
- 2 класс Карбонаты
- 3 класс Сульфаты
- 4 класс Хроматы
- 5 класс Вольфраматы и молибдаты

- 6 класс Фосфаты, арсенаты и ванадаты
 - 7 класс Бораты
 - 8 класс Силикаты
- А. Островные силикаты
 Б. Кольцевые силикаты
 В. Цепочечные силикаты
 Г. Ленточные силикаты
 Д. Слоистые силикаты (листовые)
 Е. Каркасные силикаты

На сегодняшний день известно около 4 тысяч видов минералов. Из общего числа минеральных видов около 34% приходится на силикаты, около 25% – на оксиды и гидроксиды, около 20% – на сульфиды; на долю всех остальных минералов приходится около 21%.

Ежегодно открывают несколько десятков новых минеральных видов и несколько «закрывают» – доказывают, что такой минерал не существует.

Четыре тысячи минералов – это незначительное количество по сравнению с числом известных неорганических соединений (более миллиона). Небольшое количество видов минералов объясняется следующими причинами:

– распространенностью химических элементов. Наиболее широко на Земле представлены кислород и кремний. Соответственно, подавляющее большинство минералов является *силикатами*. С другой стороны, некоторые элементы так рассеяны, что никогда не образуют собственных минералов и лишь входят в структуру некоторых минералов в виде примесей;

– неустойчивостью многих химических соединений в земных условиях.

Широко распространенных в природе видов минералов насчитывается около 450 видов, остальные встречаются редко.

Характеристика минералов по классам

Самородные элементы.

К этому классу относятся минералы, состоящие из одного химического элемента и называемых по этому элементу. Например: са-

морозное золото сера и т.д. Все они подразделяются на две группы: металлы и неметаллы.

В первую группу входят самородные платина, золото, серебро, медь и некоторые др. Железо в самородном виде встречается крайне редко из-за его склонности формировать химические соединения. Крайне редки в природе самородки редких металлов: палладия (Pd), осмия (Os), иридия (Ir).

Во второй группе – сера, алмаз, графит и др. Минералы класса не пользуются широким распространением (кроме графита и серы), но важны в практическом отношении.

К собственно породообразующим минералам относится лишь графит. Происхождение почти всех самородных элементов эндогенное, чаще всего гидротермальное. Иногда самородные элементы образуются в интрузивных породах и кварцевых жилах, Образование самородной серы связано с вулканизмом. Экзогенное происхождение минералов связано с разрушением пород и высвобождением самородных элементов (в силу их устойчивости к физическому и химическому воздействию они концентрируются в благоприятных для этого местах). Таким образом, могут формироваться россыпи золота, платины и алмазов.

Отдельно рассматривается самородный углерод С, который создает две полиморфные модификации: алмаз и графит. Образование алмазов связано с магматическими процессами. Чаще всего алмазы встречаются в кимберлитах – породах интрузивных тел подобных неккам. Графит образуется в богатых органическим веществом осадочных породах в процессе метаморфизма.

Существует ряд более редких модификаций самородного углерода: лонсдейлит, чаоит и фуллерен (C₆₀). Первые два сходны с алмазом, отличаясь формой кристаллов и несколько меньшей плотностью. Фуллерен представляет собой кристалл шарообразной формы.

Сульфиды.

Сульфиды или сернистые соединения являются солями сероводородной кислоты. Они составляют менее 2 % массы земной коры чаще всего в виде руд. Сульфиды не являются породообразующими минералами, но представляют большой интерес как руды цветных и черных металлов. Минералы класса сульфидов кристаллизуются в различных сингониях – кубической, гексагональной, ромбической и т.д. По сравнению с самородными минералами, у них более широ-

кий состав элементов-катионов. Отсюда большее разнообразие минеральных видов. Общими свойствами для сульфидов являются металлический блеск, серые и темные цвета, средняя плотность.

Из сернистых минералов в земной коре наиболее широко распространен пирит FeS_2 (серный или железный колчедан). Пирит и марказит FeS_2 (гребенчатый колчедан) являются примером явления полиморфизма, т.е. при одинаковом химическом составе имеют разную кристаллическую решетку и соответственно различаются по физическим свойствам. К сульфидам железа относится также пирротин FeS (магнитный колчедан). Из других минералов класса сульфидов часто встречаются халькопирит CuFeS_2 , галенит PbS (свинцовый блеск) – важная свинцовая руда, сфалерит ZnS (цинковая обманка) – цинковая руда, киноварь HgS (ярко-красный минеральный пигмент, источник для получения ртути).

Происхождение большинства сульфидов эндогенное, чаще всего гидротермальное (кроме пирита, который часто формируется на поверхности Земли и является типичным минералом некоторых осадочных пород и почв). Сульфиды являются основным источником руд цветных металлов, а за счет примесей редких и благородных металлов ценность их использования повышается. Железо и другие черные металлы (хром, марганец) из сульфидных руд не извлекаются из-за избытка серы. В поверхностных условиях сульфиды неустойчивы и разрушаются, переходя в различные вторичные минералы: карбонаты, сульфаты, окислы и силикаты.

Оксиды и гидроксиды.

Оксиды и гидроксиды представляют один из наиболее распространенных классов с более чем 150 минеральными видами. Наиболее широко представлены оксиды Si, Fe, Al, Ti, Sn. Некоторые из них образуют и гидроксидную форму.

Часто оксиды и гидроксиды подразделяются на 2 подкласса:

оксиды и гидроксиды кремния,

оксиды и гидроксиды металлов.

В отношении первого подкласса существует неоднозначная интерпретация. Некоторые исследователи рассматривают оксиды кремния как частный случай каркасных силикатов. Важнейшим оксидом кремния (SiO_2) является кварц, который составляет 12 % массы земной коры. Кварц является обычной составляющей большин-

ства горных пород разного генезиса. Различают следующие важнейшие разновидности кварца:

горный хрусталь – прозрачный, без примесей, встречающийся в виде кристаллов;

морион – коричнево-черный прозрачный и полупрозрачный;

аметист – фиолетовый; цитрин – желтый.

Выделяются также скрыто-кристаллические разновидности кварца: халцедон, кремьень, агат (полосатый халцедон), яшма, тигровый глаз и др.

Кроме кварца формулу SiO_2 имеют менее распространенные минералы кристобалит, тридимит, стишовит (пример явления полиморфизма). Кристобалит, тридимит формируются при высоких температурах и образуются при извержениях вулканов. Стишовит формируется при очень высоких давлениях и на поверхности Земли встречается только в кратерах, образовавшихся при падении крупных метеоритов. Считается, что в земной мантии SiO_2 присутствует в виде стишовита.

Гидроксид кремния известен только один. Это опал – минерал, представляющий собой коллоидальный кремнезем SiO_2 . Он образуется при выпадении кремния в осадок из различных растворов. Формула опала $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, поскольку в нем содержится переменное количество воды. Некоторые разновидности опала используются в качестве поделочных и полудрагоценных камней. Оксиды и гидроксиды кремния характеризуется низкой плотностью, высокой твердостью 6–9, прозрачностью, широкой гаммой цветов, отсутствием спайности. Опал часто образуется в почвах в результате выветривания силикатов, формируя характерные натёки.

Из оксидов и гидроксидов металлов более всего распространены соединения железа и алюминия.

Магнитный железняк – магнетит Fe_3O_4 или $\text{Fe}_2\text{O}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ – оксид, наиболее богатый железом.

Гематит Fe_2O_3 – в виде кристаллов, называемый железным блеском, а в скрытокристаллической форме – красным железняком.

Бурый железняк или лимонит $2\text{Fe}_2\text{O}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – смесь минералов гётита FeOOH и гидрогётита $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Ильменит $(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_3$.

Они являются главными минералами железных руд. Наиболее богата железом магнетитовая руда, несколько менее – гематитовая и самые бедные лимонитовые или болотные руды.

Широко распространенным оксидом алюминия является боксит, который представлен смесью ряда минералов.

К оксидам алюминия относятся несколько разновидностей более редких минералов, например корунд Al_2O_3 . Красная разновидность корунда называется рубином, синяя – сапфиром.

Прозрачные, кристаллические разновидности корунда (сапфир и рубин) и кварца (аметист, горный хрусталь и др.) используются как драгоценные и полудрагоценные камни.

Гидроксид алюминия – гиббсит $Al_2(OH)_3$ входит в состав алюминиевых руд – бокситов и иногда содержится в глинах. Образование минералов этого класса происходит при эндогенных и экзогенных процессах.

Галоиды.

Соли галогеноводородных кислот образуют около 100 минералов. Среди галоидных соединений наиболее широко распространены фториды и хлориды – соединения катионов металлов с одновалентным фтором и хлором. Их роль как породообразующих минералов невелика, но они важны в практическом отношении.

Фториды – минералы светлые, средней плотности и твердости. Представитель – флюорит CaF_2 (плавиковый шпат) и криолит Na_3AlF_6 – минерал назван криолит по сходству (блеску и показателю преломления) со льдом.

В народном хозяйстве флюорит и криолит используются в металлургии при плавке металлов, в стекольной и химической промышленности для получения плавиковой кислоты. Прозрачные разновидности флюорита используются в оптике.

Хлоридами являются минералы галит $NaCl$, сильвин KCl , сильвинит $NaCl \cdot KCl$, карналлит $KCl \cdot MaCl_2 \cdot 6H_2O$. Хлориды обладают особыми свойствами: соленым и горько-соленым вкусом.

Из галоидов наибольшее распространение имеет галит, который используется в виде поваренной соли в пищу. Помимо этого галит является основным источником натрия и хлора для химической промышленности. Сильвин и карналлит используются в качестве удобрений. Галит и сильвин находят применение в медицине и фотоделе.

Галит и сильвин служат примером изоморфного замещения. В галите часть ионов натрия всегда замещена калием, также как в сильвине всегда присутствует натрий. Если натрий и калий присутствуют в примерно равных количествах, то минерал называется сильвинитом. Непрерывный ряд минералов с разной степенью замещения определенного элемента другим элементом (наблюдаемый в ряду галит-сильвинит-сильвин) называется изоморфным рядом. Форма записи формул минералов изоморфных рядов может быть различной. Например, сильвинит может быть записан тремя способами: NaCl-KCl , $(\text{Na,K})\text{Cl}$ и NaKCl_2 .

Для галоидов общими являются низкая твердость, кристаллизация в кубической сингонии, совершенная спайность, широкая цветовая гамма, прозрачность.

По генезису фториды и хлориды отличаются. Флюорит – продукт эндогенных процессов (гидротермальный). Галит (каменная соль), сильвин и карналлит образуются в экзогенных условиях за счет осаждения при испарении в озёрах и морях.

Нитраты.

Нитраты природные – класс минералов, солей азотной кислоты. Из-за высокой растворимости в воде большинство нитратов природных являются сравнительно редкими минералами. Они представляют собой главным образом нитраты Na^{2+} , K^+ , реже NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Ba^{2+} , Cu^{2+} . Всего в классе нитратов природных выделяют 9 минералов, из которых промышленные скопления образуют только натровая (чилийская) селитра (нитронатрит) NaNO_3 и калийная (индийская) селитра (нитрокалит) KNO_3 . Их месторождения находятся в крайне сухих жарких областях (в пустынях).

Нитраты природные образуются в природе в основном двумя путями: биогенным путём (в результате деятельности нитробактерий в почве) и путем окисления азота атмосферы при грозových разрядах или под действием солнечной радиации.

Нитраты используются в качестве азотных удобрений, а так же для получения азотной кислоты и взрывчатых веществ. Поскольку промышленные запасы этих минералов ограничены, в настоящее время нитраты получают преимущественно методом химического синтеза из азота воздуха.

Карбонаты.

Карбонаты – соли угольной кислоты. Их общая формула ACO_3 , где А – ионы Ca, Mg, Fe и др. Минералы этого класса очень широко распространены в верхних частях земной коры. Это породообразующие минералы осадочных пород (известняки, доломиты, мел и др.) и метаморфических – мрамор, скарны.

Карбонаты кристаллизуются в ромбической и тригональной сингониях (спайность по ромбу). Для них характерна низкая твердость 3–4, преимущественно светлая окраска. Наиболее часто встречающиеся минералы: кальцит $CaCO_3$, магнезит $MgCO_3$, доломит $CaMg(CO_3)_2$, сидерит $FeCO_3$ и малахит $Cu_2CO_3(OH)_2$.

Самым распространённым карбонатом является кальцит. Непрозрачный кальцит называют известковым шпатом. Прозрачная разновидность кальцита – исландский шпат встречается реже и применяется в оптике.

Магнезит $MgCO_3$ и доломит $CaMg(CO_3)_2$ используются в химической промышленности и для производства цемента.

Сидерит (железный шпат) $FeCO_3$ – руда для получения качественной стали. Сидерит – типичный минерал болотных руд. Малахит $Cu_2CO_3(OH)_2$ относится к гидрокарбонатам.

Малахит – красивый поделочный камень. Как и близкий к нему по составу и свойствам минерал азурит $Cu_3CO_3(OH)_2$, он образуется на поверхности Земли в результате окисления сульфидов меди в виде натечных почковидных агрегатов зеленого цвета. Его землистые разновидности (медная зелень) встречаются в песчаниках Урала, Украины и других районов.

Все карбонаты вступают со слабой (5–10 %-ной HCl) соляной кислотой в реакцию, сопровождающуюся выделением углекислого газа. Степень интенсивности реакций у разных минералов позволяет отличать сходные по внешнему виду карбонаты. Генезис карбонатов разнообразен – осадочный (химический и биогенный), гидротермальный, метаморфический.

Сульфаты.

Сульфаты – соли серной кислоты, т.е. имеют в составе радикал SO_4 . Они кристаллизуются в моноклинной и ромбической сингониях. Из минералов этого класса широко распространен гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Он является компонентом многих осадочных пород. Добывается в больших количествах. Используется для изготовления

штукатурки, цемента, как наполнитель при изготовлении бумаги и красок, а также в качестве удобрения.

Реже встречается ангидрит CaSO_4 – безводный сульфат кальция. Искусственно обожженный гипс, а также тонкозернистые сплошные массы обыкновенного гипса называют алебастром.

Иногда встречается длинностолбчатая волокнистая разновидность светлого голубоватого гипса, называемая селенитом.

Мирабилит (глауберова соль) $\text{NaSO}_4 \cdot \text{OH}_2\text{O}$ формируется исключительно путём выпадения в осадок из холодных растворов на поверхности Земли. Месторождения обнаруживаются по берегам солёных озёр; используется главным образом для производства соды.

Барит BaSO_4 – главный минерал бария. Барит часто образует удлиненные и уплощенные призматические кристаллы и друзы, встречаются также характерные кристаллические сростки, баритовые розы – радиальные агрегаты, состоящие из таблитчатых кристаллов. Встречается в виде жил в известняках и сланцах. Барит используется во многих областях человеческой деятельности в силу своей химической инертности: при изготовлении красок, бумаги, эмалей, а также как утяжелитель шоколада.

Для сульфатов, как и карбонатов, характерны низкая твердость, светлая окраска, небольшая плотность (исключение барит), стеклянный блеск, совершенная спайность.

Сульфаты образуются в экзогенных условиях, часто совместно с галоидами. Некоторые сульфаты (барит) имеют гидротермальный генезис.

Хроматы.

Элемент хром был впервые установлен в минерале крокоите (рис. 40). Крокоит – хромат свинца (PbCrO_4). Он содержит 69,1 % PbO ; 30,9 % Cr^{203} . Название от греч. ироиос – шафран, по характерному оранжево-красному (шафранному) цвету. Старое название – красная свинцовая руда. Хорошо ограненные кристаллы и друзы часто встречаются по трещинам. Кристаллы призматические, удлиненные (имеют форму острого ромбоэдра), со штриховкой на гранях. Цвет очень яркий оранжево-красный, оранжевый до багряного. Встречается редко. Происхождение гипергенное – в зоне окисления месторождений полиметаллов и золота. Практического значения не имеет. Встречается в виде красивых кристаллов и друз, которые ценятся коллекционерами.



Рис. 40. Крокоит

Хром – довольно распространенный элемент на Земле. Его кларк (среднее содержание в земной коре) составляет $8,3 \cdot 10^{-3} \%$. Хром никогда не встречается в свободном состоянии. В хромовых рудах практическое значение имеет только хромит FeCr_2O_4 , относящийся к шпинелям – изоморфным минералам кубической системы с общей формулой $\text{MO} \cdot \text{Me}_2\text{O}_3$, где М – ион двухвалентного металла, а Me – ион трехвалентного металла. Шпинели могут образовывать друг с другом твердые растворы. Хромиты окрашены в темный или почти черный цвет, имеют металлический блеск и обычно залегают в виде сплошных массивов. Месторождения хромита имеют магматическое происхождение.

Вольфраматы и молибдаты.

Среди вольфраматов (солей вольфрамовой кислоты H_2WO_4) и молибдатов (солей молибденовой кислоты H_2MoO_4) имеются минералы-аналоги (например, шеелит CaWO_4 и повеллит CaMoO_4), поэтому удобно рассматривать оба подкласса совместно, тем более что они не богаты видами. Вольфраматы железа, марганца и кальция преимущественно образуются в гидротермальных условиях, тогда как молибдаты – в зонах окисления гидротермальных месторождений, содержащих в первичных рудах молибденит.

Фосфаты, арсенаты и ванадаты.

Этот класс минералов объединяет соли фосфорной, мышьяковой и, в меньшей степени, ванадиевой кислот и насчитывает свыше 300 минералов.

Наиболее многочисленны среди них фосфаты. В природе известно свыше 230 фосфатов, среди которых выделяют:

простые (с одним) и сложные (с двумя и более видообразующими катионами);

кислые (типа CaHPO_4 – монетит), средние и основные (с OH- группой), а также с другими дополнительными анионами – (F^- , Cl , O^{2-} , $[\text{AsO}_4]^{3-}$, $[\text{SiO}_4]^{3-}$ и др.).

Из-за относительной сложности состава фосфатам более свойственны кристаллы низкой симметрии. Пространственное расположение катионов и дополнительных анионов, а также молекул воды определяет координационные, цепочечные, слоистые и каркасные мотивы в кристаллической структуре фосфатов.

Фосфаты иногда бесцветны, чаще интенсивно окрашены, например, для фосфатов алюминия и железа особенно характерен синий цвет различных оттенков. Многим фосфатам свойственна люминесценция.

Главные представители класса фосфатов:

апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{Cl}, \text{F})$; вивианит $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$; бирюза $\text{SiAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Апатит – наиболее распространенный минерал этого класса. Апатит может иметь как эндогенное, так и экзогенное происхождение. Перечисление в формуле апатита гидроксильной группы, хлора и фтора означает, что в этом минерале возможно изоморфное замещение указанных анионов. Причём самым распространённым является фторапатит, т.е. апатит, в котором фтор преобладает над хлором и гидроксидом.

Вивианит, бесцветный в восстановительных условиях и ярко-синий после окисления минерал, имеет исключительно экзогенное происхождение. Встречается на болотах, поскольку образуется при недостатке кислорода и избытке органического вещества.

Бирюза, красивый голубой или зеленый поделочный камень, также имеет только экзогенное происхождение

В природе фосфаты иногда встречаются в виде фосфоритов. Фосфориты – осадочные морские образования, близкие по составу к апатиту, содержащие примеси кварца, карбонатов, глауконита и глинистых частиц. Они обычно образуют радиально-лучистые и скрытокристаллические конкреции.

Почти для всех минералов рассматриваемого класса характерны землистые, коллоидные агрегаты, налеты, корки, плотные скрытокристаллические скопления.

Многие минералы этого класса выделяются яркой окраской, связанной с содержанием ионов-хромофоров. Уран содержащие имеют канареечно-желтый или изумрудно-зеленый цвет. Минералы, содержащие Си, зеленые разных оттенков до зеленовато-голубого; Со – розовые до малиново-красного; Fe – бурые, желтые, синие; Mn – розовые.

Большинство фосфатов и их аналогов имеют низкую и среднюю твердость. Редко она доходит до 5.

Подавляющая часть минералов этого класса, включая все арсенаты и ванадаты, а также все водные соединения, являются минералами поверхностных процессов. Наиболее часто это зона окисления сульфидных месторождений, находящихся в странах с жарким, тропическим климатом. Значительные количества они образуют также в процессах осадконакопления (фосфориты, апатит, вивинит). Меньшее число минералов возникает в результате магматического или пегматитового процессов (apatит, монацит). Апатит является минералом, возникающим практически во всех процессах минералообразования.

Яркая окраска некоторых уранил-фосфатов (урановые слюдки) используется в качестве поискового признака руд урана.

При значительных концентрациях фосфаты используются как руды редких земель, урана и других элементов, а также для получения фосфорных удобрений.

Бораты.

Бораты по составу являются солями ортоборной кислоты H_3BO_3 .

Анион $[BO_3]^{3-}$ имеет вид плоского треугольника сравнительно малых размеров. Это благоприятствует образованию прочных кристаллических решеток с малыми катионами трехвалентных металлов Fe^{3+} , Al^{3+} , Mn^{3+} в сочетании с малыми двухвалентными катионами Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} . Для полиборатов весьма характерны ионы Mg^{2+} и более крупные – Ca^{2+} , Na^{1+} .

Известно 85 природных боратов. Удельный вес в безводных боратах 2,6–3,4 г/см³ (редко больше). У водосодержащих боратов – меньше 2 г/см³. Твердость безводных по шкале Мооса 5–6, водных

2–4. Цвет: бесцветные, белые, серые, реже жёлтые или окрашенные в другие цвета.

Бораты слагают месторождения ряда генетических типов, главные из которых контактово-метасоматические, вулканогенно-осадочные и галогенные. Бораты встречаются в доломитах, в доломит-ангидритовых породах, в каменной соли и калийных солях. В галогенных горных породах нередко встречаются не только бораты, но и боросиликаты (данбурит).

Силикаты.

К классу силикатов относится наибольшее число минералов, входящих в состав земной коры. Третья часть известных минералов относится к классу силикатов и алюмосиликатов. Силикаты вместе с кварцем составляют около 95 % земной коры. Эти минералы слагают большинство горных пород. В табл. 3 представлено объемное содержание породообразующих силикатов в континентальной коре.

Таблица 3

Минерал	Содержание силикатов, %
Полевые шпаты	57
Пироксены + амфиболы	13
Кварц	11
Слюды	11
Оливин	3

Установлено, что во всех силикатах каждый ион кремния Si^{4+} находится в соединении с четырьмя ионами кислорода и может быть изображен формулой $[SiO_4]^{4-}$. Это соединение является основной структурной единицей силикатов и называется кремнекислородный тетраэдр. Кремнекислородный тетраэдр – группировка, состоящая из четырех больших ионов кислорода (ионный радиус 0,13 нм) и одного иона кремния (ионный радиус 0,04 нм). При этом центры ионов кислорода образуют четыре вершины тетраэдра, а ион кремния занимает центр такого тетраэдра (рис. 21).

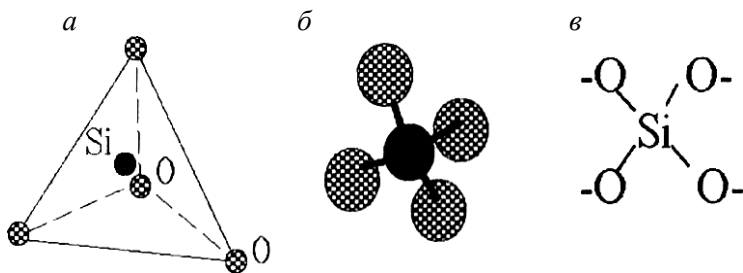


Рис. 41. Кремнекислородный тетраэдр:
а, б, в – разные способы изображения

Кремнекислородный тетраэдр обладает четырьмя свободными валентными связями, за счет которых происходит присоединение других кремнекислородных тетраэдров и ионов других химических элементов.

В основу классификации силикатов положен способ соединения тетраэдров.

Кремнекислородные тетраэдры могут быть обособлены один от другого или соединяться посредством общих кислородных ионов через вершины тетраэдров, создавая сложные комплексно-анионные радикалы. В зависимости от способов сочленения кремнекислородных тетраэдров силикаты разделяются на следующие группы:

- островные;
- кольцевые;
- цепочечные;
- ленточные;
- листовые;
- каркасные.

Если четырехвалентный кремний в центрах тетраэдров частично замещается трехвалентным алюминием или в некоторых случаях железом, то возникает одна свободная валентность и образуются алюмосиликаты.

Островные силикаты. В структуре силикатов этой группы кремнекислородные тетраэдры не имеют общих вершин, т.е. общих ионов кислорода, и удерживаются в решетке ионами других эле-

ментов. Эти силикаты обладают большой твердостью и довольно высокой плотностью. Самым распространенным минералом этой группы является оливин $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$. Существует изоморфный ряд от минерала форстерита $(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)$ до минерала фаялита $(\text{Fe}_2\text{SiO}_4)$, однако чаще встречается промежуточный минерал оливин. Он характерен для ультраосновных и основных изверженных пород.

К более редким островным силикатам относятся топаз $(\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F,OH})_2)$ и циркон (ZrSiO_4) . Последний минерал отличается крайне высокой устойчивостью к выветриванию, в результате чего в почти неизменном виде сохраняется в течение миллиардов лет; кроме того, часть циркония в нём изоморфно замещена торием и ураном, что позволяет проводить датировку цирконов изотопными методами.

В метаморфических преимущественно и реже в изверженных породах встречаются гранаты. В этой группе минералов катионная часть компенсирует совокупный заряд трёх кремнекислородных тетраэдров (но не соединённых вершинами). Общая формула граната $\text{Me}^n_3\text{Me}^{n_1}_2(\text{SiO}_4)_3$.

Известно несколько разновидностей гранатов, из которых самым распространенным является альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ темно-красного или буроватого цвета; реже встречается розовато-красный пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и оранжевый, коричневый спессартин $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$.

Наиболее редкими являются зеленые разновидности граната:

гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$;

андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ (зеленовато-жёлтый),

уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ (изумрудно-зелёный).

Близки по строению к островным силикатам и минералы, состоящие полностью или частично из сдвоенных кремнекислородных тетраэдров. Иногда их выделяют в отдельный класс, иногда же рассматривают как подкласс островных силикатов.

Наиболее распространена в этом подклассе группа эпидота, важного компонента метаморфических пород; базовая формула эпидотов $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$, а отдельные минералы выделяются при изоморфном замещении алюминия железом, магнием или марганцем.

Кольцевые силикаты. Силикаты, структура которых образована из шести (значительно реже трёх или четырёх) кремнекисло-

родных тетраэдров, соединенных в кольцо, называются кольцевыми (рис. 42). Представителем силикатов с кольцом из шести тетраэдров $[Si_6O_{18}]$ является берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$, полупрозрачный и прозрачный минерал, образующий шестигранные призматические кристаллы. Из него добывается металл бериллий.

Зеленая разновидность берилла называется изумруд.

К этой же группе относится сложный бороалюмосиликат турмалин $NaFe_3Al_6(OH)_4(BO_3)_3Si_6O_{18}$. Прозрачные разновидности турмалина используются как драгоценные камни. Некоторые разновидности турмалина применяются в радиотехнике.

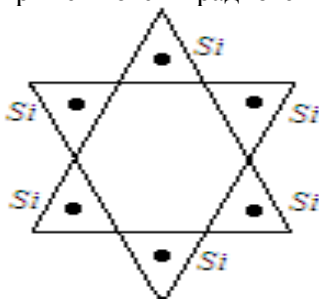


Рис. 42. Структурное расположение кремнекислородных тетраэдров в кольцевом силикате

Цепочечные силикаты. У минералов этой группы кремнекислородные тетраэдры соединены в бесконечные цепочки, в формуле обозначаемые как $Si_2O_6^{4n}$ (рис. 43).

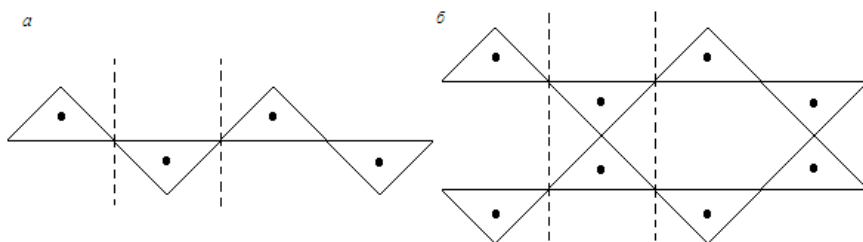


Рис. 43. Структурное расположение кремнекислородных тетраэдров в цепочечных (а) и ленточных (б) силикатах

В группу этих силикатов входят железомagneзиальные силикаты семейства пироксенов, среди которых различают моноклинные (кальцийсодержащие) и ромбические (бескальциевые).

Кальцийсодержащие пироксены образуют изоморфный ряд от геденбергита ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) до диопсида ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$). Один из самых распространённых промежуточных членов этого ряда – алюмосодержащий пироксен – авгит ($\text{Ca, Na}(\text{Mg, Fe, Al})[(\text{Si, Al})_2\text{O}_6]$), являющийся основным компонентом таких магматических пород, как базальт и габбро (рис. 44, *а, б*). В этом минерале осуществляется как изоморфное замещение магния на железо и алюминий в катионной группе, так и замещение кремния на алюминий в тетраэдрах. Авгит имеет кристаллы зеленовато-черного цвета с восьмиугольным сечением и блестящими гранями.

Бескальциевые пироксены образуют изоморфный ряд от ферросилита $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]_6$ до энстатита $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]_6$. В этом изоморфном ряду выделяются следующие индивидуальные минералы: энстатит (содержание Fe от суммы магния и железа 0–12 %), бронзит (Fe 12–30 %), гиперстен (Fe 30–50 %), феррогиперстен (Fe 50–70 %), зулит (Fe 70–88 %) и ферросилит (Fe 88–100 %). Ферросилит встречается в природе редко, остальные же минералы этого ряда распространены широко, входя в состав основных и ультраосновных пород.

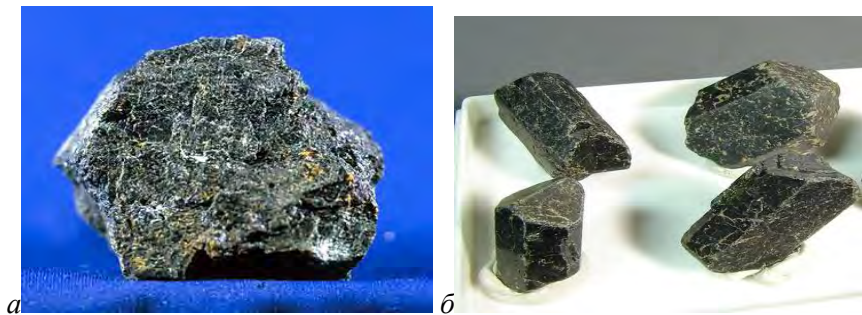


Рис. 44. Авгит (*а*), кристаллы авгита (*б*)

Пироксены образуются в качестве первичных минералов из расплавов основного состава, весьма распространены в породах габбровой группы и в базальтах, реже встречаются в метаморфических

породах, скарнах и в близких им типах пород. Их доля в составе земной коры достигает 6–8 %.

Ленточные силикаты. В ленточных силикатах бесконечные цепочки тетраэдров соединены попарно, что отражается в формуле как блок Si_4O_{11} (рис. 43, б). В некоторых пособиях они объединяются в один класс с цепочечными силикатами.

Наиболее распространенными представителями этих силикатов являются амфиболы, которые входят в состав магматических и метаморфических горных пород. Амфиболы по цвету, облику кристаллов, твердости и плотности близки к пироксенам и визуально трудно от них отличимые. Однако существуют различия в характере блеска, форме кристаллов и спайности. В отличие от пироксенов у большинства амфиболов шелковистый блеск, вытянутые столбчатые, часто игольчатые кристаллы шестиугольного сечения, более совершенная спайность, плоскости которой пересекаются под углом $124^\circ (56^\circ)$, тогда как у пироксенов этот угол близок к прямому (87°). Их химический состав непостоянен и сложен. Большинство амфиболов относится к группе роговой обманки. К ней относится ряд важнейших порообразующих минералов, имеющих переменный химический состав.

Роговая обманка – твердый раствор, в кристаллической структуре которого в различных пропорциях могут находиться атомы разных металлов: магния, железа, алюминия, марганца, титана; атомы кальция, натрия, калия; кремний может замещаться алюминием. Состав роговой обманки может быть выражен формулой $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2 [\text{OH}]_2$. Роговая обманка имеет светло-темно-зеленый и буровато-черный цвет. От авгита отличается волокнистостью и шелковистым блеском вытянутых столбчатых кристаллов. Кроме собственно роговой обманки, у амфиболов выделяется изоморфный ряд тремолита ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$) – актинолита ($\text{Ca}_2\text{Fe}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$) и группа щелочных амфиболов (с повышенным содержанием натрия). Нетрудно заметить, что формулы актинолита и тремолита являются частными случаями формулы роговой обманки, поэтому этот изоморфный ряд многие исследователи тоже включают в группу роговой обманки.

Актинолит – лучистый амфибол светло-зеленого цвета встречается в горных породах метаморфического происхождения. Для него типична игольчатая форма кристаллов (рис. 45, *a*).

В зернистых известняках и доломите встречается тремолит (грамматит): длинные, линейковидные и лучистые агрегаты от белого до серого цвета (рис. 45, *б*).



Рис. 45. Актинолит (*a*), тремолит (*б*)

Слоистые силикаты. У слоистых силикатов кремнекислородные тетраэдры образуют бесконечные слои. Это определяет макроскопический облик минералов: они обычно имеют пластинчатое или чешуйчатое строение. Для минералов этой группы характерна весьма совершенная спайность в одном направлении и небольшая твердость.

Характерной особенностью слоистых силикатов является сочетание слоев, составленных кремнекислородными тетраэдрами с бесконечными же слоями, состоящими из октаэдров, в центре которых находится алюминий, магний или железо, а в вершинах – гидроксильные группы (рис. 46).

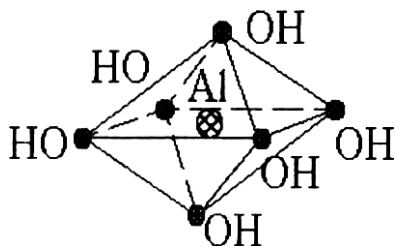


Рис. 46. Схематическое изображение алюминиевого октаэдра

Простейшая для слоистых силикатов структура отмечается для каолинита $\text{Al}_4(\text{OH})_8(\text{Si}_4\text{O}_{10})$ и его магниального аналога серпентина (змеевика) $\text{Mg}_6(\text{OH})_8(\text{Si}_4\text{O}_{10})$ (рис. 47, а, б).

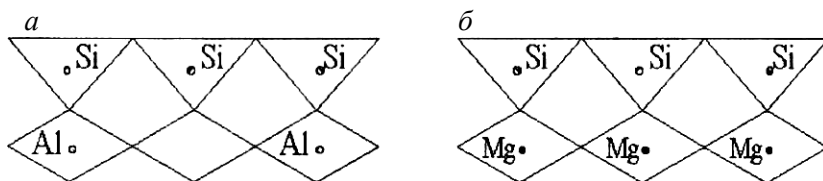


Рис. 47. Схематическое строение кристаллической решётки слоистых силикатов структуры 1:1 (проекция перпендикулярна бесконечному слою):
а – каолинит; б – серпентин

На один тетраэдрический слой приходится один октаэдрический; в этом случае говорят о структуре 1:1. В случае каолинита и серпентина заряд тетраэдров полностью компенсируется зарядом октаэдров.

Изоморфного ряда серпентин и каолинит не образуют. Однако у серпентина отмечается изоморфное замещение магния железом. Серпентин образует различные формы: массивная (лизардит), листоватая (антигорит) и волокнистая (хризотил, серпентин-асбест). Кроме того, встречается серпентин с высоким содержанием никеля (гарниерит). Горная порода, состоящая из минерала серпентина $\text{Mg}_3(\text{OH})_4[(\text{Si}_2\text{O}_5)]$ называется серпентинитом или змеевиком – по зеленой пятнистой окраске. Волокнистая разновидность серпентина – асбест. Серпентинит возникает в результате метаморфического изменения магматических, в основном оливиновых пород. Асбест

используют для изготовления огнеупорных тканей. Каолинит $\text{Al}_2(\text{OH})_4[(\text{Si}_2\text{O}_5)]$ формируется при химическом выветривании алюмосиликатов магматических пород на поверхности Земли. Он входит в состав многих глин. Землистые рыхлые массы каолинита называются каолином. Употребляется в строительном деле, керамическом производстве, бумажной промышленности и как огнеупорный материал.

У слоистых силикатов, содержащих в октаэдрических позициях двухвалентные катионы (Mg^{2+} , Fe^{2+}), все октаэдрические позиции заполнены, а у содержащих трёхвалентные катионы (Al^{3+} , Fe^{3+}) – только две из трёх, а каждый третий октаэдр пустой. Поэтому минералы с железисто-магнезиальным октаэдрическим слоем называют триоктаэдрическими (три из трёх октаэдров заполнены), а с алюминиевым – диоктаэдрическими (два из трёх октаэдров заполнены).

Более сложное строение имеют минералы со структурой 2:1. Такая структура характерна для пиррофиллита ($\text{Al}_2(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})$) и талька ($\text{Mg}_3(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})$). Схематически она представлена на рис. 48, а, б.

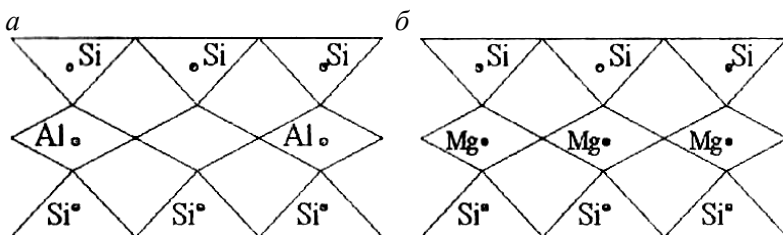


Рис. 48. Схематическое строение кристаллической решётки слоистых силикатов структуры 2:1 (проекция перпендикулярна бесконечному слою):
а – пиррофиллит; б – тальк

Такое же строение имеют слюды: мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ и биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{P})_2$. Слюды отличаются от пиррофиллита и талька тем, что в их тетраэдрах часть четырёхвалентного кремния замещена на трёхвалентный алюминий. В результате на слое образуется отрицательный заряд, который компенсируется калием, закреплённым между слоями слюды. Поскольку калий име-

ет высокую поляризующую способность, слои слюды скреплены достаточно прочно.

Тальк – магнезиальный листовый силикат (рис. 49, а). Плотная разновидность талька называется жировиком, а горная порода, состоящая из талька, – горшечным камнем или талькистом. Образуется этот минерал в верхних частях земной коры в результате действия воды и углекислоты на ультраосновные и основные породы, богатые магнием (перидотиты, амфиболиты и др.). Тальк применяется в бумажной, резиновой, парфюмерной, фармацевтической, кожаной и фарфоровой промышленности.

Слюды – листовые алюмосиликаты, входящие в состав многих магматических и метаморфических пород. Общее количество слюд в породах земной коры ≈ 4 . Мусковит и биотит относятся к важнейшим породообразующим минералам. Мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – бесцветная или слабо окрашенная желтоватая, зеленоватая прозрачная калиевая слюда. Применяется как изоляционный материал, а его порошок (скрап) служит для изготовления огнестойких строительных материалов, бумаг, красок, автомобильных шин.

Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{P})_2$ – магнезиально-железистая слюда зеленовато или коричнево-черного цвета.

Бурая магнезиальная слюда, похожая на биотит, но не ломкая, называется флогопитом. Она широко используется в электротехнике.

Также к слоистым силикатам со структурой 2:1 относятся минералы группы гидрослюд (сходны со слюдами, но калий замещён на ион H_3O^+), вермикулитов $(\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})_3 [(\text{AlSi})_4\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (рис. 49, б) и смектитов $((\text{Mg}_3, \text{Al}_2)(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$. Отличие минералов этих групп от слюд заключается в том, что у них кремний в меньшей степени замещён на алюминий в тетраэдрических позициях, и заряд на слое также меньше: уменьшение заряда на слое идёт в ряду слюды-гидрослюды-вермикулиты-смектиты. Уже гидрослюды не способны удерживать калий между слоями и гораздо менее прочны, чем слюды. У вермикулитов связь между слоями ещё более ослабевает, и межплоскостное расстояние равно не 1,0 нм, как у слюд и гидрослюд, а 1,4 нм. При нагревании вермикулиты сжимаются до 1,0 нм. В смектитах связь между слоями ещё слабее: при нагревании они сжимаются с 1,4 до 1,0 нм, а при насыщении водой или внедрении органических молекул межплоскостное расстояние увеличивается до 1,8 нм.

a



б



Рис. 49. Тальк (*a*), вермикулит (*б*)

Каждая из перечисленных групп включает множество индивидуальных минералов благодаря значительному изоморфному замещению в октаэдрических позициях. Например, в группе смектитов выделяется монтмориллонит (содержащий преимущественно алюминий и магний), бейделлит (содержащий преимущественно алюминий), нонтронит (содержащий Fe^{3+}) и др.

Распространенной группой минералов экзогенного и метаморфического происхождения являются хлориты (рис. 50). Они имеют структуру 2:2, то есть в них присутствует дополнительный слой октаэдров.



Рис. 50. Хлорит

Хлориты – водные алюмосиликаты магния и железа. Название этим минералам дано по своеобразному зеленому цвету ("хлорос" – зеленый). Минералы данной группы представляют собой изоморфный ряд соединений состава $Mg_5(OH)_8[Si_4O_{10}]$ и $Mg_4Al_2(OH)_8[Al_2Si_2O_{10}]$, в которых Mg^{2+} и Al^{3+} могут замещаться соответственно Fe^{2+} и Fe^{3+} . Благодаря сильно развитому изоморфному замещению в тетраэдрах и октаэдрах эта группа крайне разнообразна по химическому составу: в ней выделяется около двух десятков индивидуальных минералов. Хлориты развиты в основном в метаморфических породах, в которых они формируются за счет магнезиально-железистых силикатов. Некоторые из хлоритов содержат до 36 % железа и используются как железные руды (шамозит).

Глауконит $K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_{2-3}(OH)_2[AlSi_3O_{10}]_n \cdot nH_2O$ относится к группе гидрослюдов. Химический состав глауконита очень изменчивый. Он образуется в неглубоких морских бассейнах и широко распространен в песках, глинах, опоках, известняках и других оса-

дочных породах, где встречается в виде скрытокристаллических зернышек округлой формы. Используется как калийное удобрение в сельском хозяйстве и для смягчения жесткости воды.

К слоистым силикатам относят обычно и аморфные минералы аллофан и имоголит, имеющие условную формулу $mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$ и непостоянный состав. Аллофан имеет форму крохотных (размером около 5 нм) шариков, а имоголит – волокон длиной до 100 нм. Строго говоря, эти минералы должны выделяться в отдельный класс, поскольку не имеют кристаллической структуры, как слоистые силикаты, однако близки к ним по химическому составу и некоторым структурным особенностям. Аллофан полностью аморфен, а имоголит имеет зачатки структуры, напоминающей структуру каолинита. Впервые они были обнаружены как продукт изменения вулканических пеплов. Слоистые силикаты практически всегда присутствуют в значительных количествах в почвах и во многом определяют их химические свойства.

Каркасные силикаты. Минералы этого подкласса являются самыми распространёнными, составляя 65 % от массы земной коры. В их кристаллической решетке кремнекислородные тетраэдры соединены в единый каркас. Структурная ячейка каркасных силикатов имеет формулу Si_4O_8 . Эта формула соответствует и кварцу; именно поэтому его иногда причисляют к каркасным силикатам. Заряд такой элементарной ячейки равен нулю, однако во всех каркасных силикатах часть кремния замещена на алюминий, благодаря чему образуется заряд, компенсируемый другими катионами. Главными представителями этой группы являются полевые шпаты. Для них характерны довольно высокая твердость (5–6), светлая окраска и плотность 2,5–2,7 г/см³. Полевые шпаты подразделяют на группу кальциево-натриевых полевых шпатов, или плагиоклазов, и на группу калий-натриевых, или просто калиевых КППШ – (щелочные полевые шпаты).

Плагиоклазы представляют из себя изоморфный ряд от чисто натриевой разности – альбита $Na[AlSi_3O_8]$ до чисто кальциевой анортита $Ca[Al_2Si_2O_8]$. В изоморфном ряду выделяется шесть минералов по относительному содержанию альбитовой и анортитовой составляющих. Минерал, содержащий от 0 до 10 % анортита, называется альбит, от 10 до 30 % – олигоклаз, от 30 до 50 % – андезин,

от 50 до 70 % – лабрадор, от 70 до 90 % – битовнит, а от 90 до 100 % – анортит. Так как натриевые разновидности содержат кремния больше, чем кальциевые то, по аналогии с горными породами, альбит и олигоклаз называют кислыми плагиоклазами, андезин и лабрадор – средними, а битовнит и анортит – основными. По внешнему виду все разновидности плагиоклазов очень сходны друг с другом за исключением лабрадора, для которого характерна иризация (синие и зеленые переливы на плоскостях спайности). От калиевых полевых шпатов плагиоклазы отличаются белой, голубоватой или зеленовато-серой окраской, тонкой параллельной штриховкой на плоскостях спайности; последние образуют угол 67° (отсюда название: греч. "плагиоклаз" – косоколющийся).

Калиевые полевые шпаты имеют более постоянный химический состав. В них возможно только некоторое замещение калия на натрий. Калиевые полевые шпаты, имеющие формулу $K(AlSi_3O_8)$, в зависимости от незначительных колебаний в строении кристаллической решетки, называются микроклин или ортоклаз. Эти минералы имеют желтовато-розовую и мясо-красную окраску. Ортоклаз образует прямоугольные сколы по спайности в двух направлениях. С этим свойством связано и название минерала – от греческого "ортоклаз" – прямоколющийся. Калиевый полевой шпат, имеющий формулу $(Na,K)(AlSi_3O_8)$ называется анортоклазом.

Помимо полевых шпатов к подклассу каркасных силикатов относят группу фельдшпатоидов (т. е. похожих на полевые шпаты). Фельдшпатоиды по химическому составу сходны с полевыми шпатами, но беднее их кремнекислотой. Они как бы замещают полевые шпаты в некоторых магматических породах, бедных кремнекислотой, но богатых щелочами, и поэтому играют существенную роль в составе щелочных пород. Альбиту (натриевому полевому шпату) соответствует фельдшпатоид нефелин $KNa_3[AlSiO_4]$ по характерному жирному блеску называемый также элеолитом (масляным камнем). Он входит в состав бескварцевых щелочных магматических пород – нефелиновых сиенитов – и применяется в стекольной, керамической и химической промышленности, а также для производства алюминия.

Преимущественно калиевый фельдшпатоид называется лейцитом $[AlSi_2O_6]$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$. Название происходит от грече-

ского слова "лейкос" – светлый. Лейцит - породообразующий минерал в некоторых богатых щелочами и относительно бедных кремнеземом эффузивных породах (лейцитовых базальтах, фонолитах, трахитах и др.). Каркасные силикаты используют преимущественно как строительные материалы, сырьё для изготовления эмалей и керамики; некоторые полевые шпаты используются как поделочные и декоративные камни. На рис. 51 представлены наиболее распространенные каркасные силикаты.

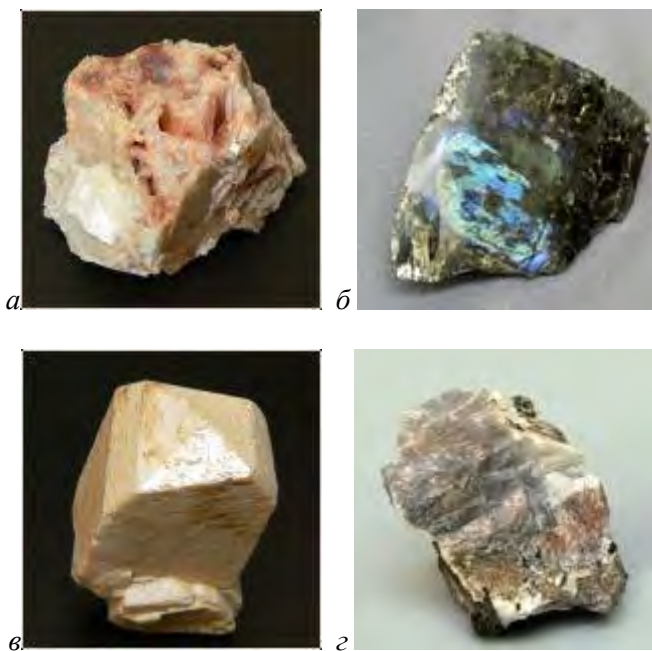


Рис. 51. Альбит (а), лабрадор (б), ортоклаз (в), нефелин (г)

Задание 2. Определение главных породообразующих и рудных минералов.

Существует много специальных методов определения минералов, применяемых в минералогии: кристаллографический, рентгенометрический, химический, микроскопический и др. В данном курсе для диагностики минералов используется макроскопический метод. Этот метод, обычно применяемый и в полевых условиях, основан на изучении внешних физических свойств минералов, видимых невооруженным глазом, а также форм их нахождения в природе.

При макроскопическом определении минералов необходимо учитывать весь комплекс их физических и химических свойств. Следует также иметь в виду, что свойства наиболее отчетливо фиксируются в крупном кристалле или зерне минерала. В мелких вкрапленниках и в мелкозернистых агрегатах точное определение ряда свойств затруднено или вообще невозможно.

Таблица 4

Простейшая схема макроскопического определения главных пороодо- и рудообразующих минералов

Твердость	Цвет	Цвет черты	Блеск	Спайность	Минерал и его формула	Дополнительные признаки
1	2	3	4	5	6	7
Очень мягкие 1,0	Серый, темно-серый	Серый	Полуметаллический	Весьма совершенная по одному направлению	Графит C	Чешуйчатые агрегаты, плотные массы, жирные на ощупь
	Бледно-зеленый	Белый	Стеклообразный	То же	Тальк $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$	То же
	Белый	Белый	Матовый	То же, визуально не различима	Каолинит $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$	Землистые, порошковатые массы, легкие, впитывают влагу
Мягкие 1,5-2,5	Желтый	Светло-желтый	Жирный, алмазный	Несовершенная	Сера S	Канифолеподобные массы, гнезда, прожилки, друзы. Плавится и загорается в пламени спички
	Бесцветный, белый	Белый	Стеклообразный	Весьма совершенная по одному направлению	Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Таблитчатые индивиды, двойники, параллельно-волокнистые агрегаты
	Белый иногда	Белый	То же	Совершенная по трем направлениям	Галит NaCl	Зернистые массы, кубические кристаллы, вкус соленый
	Красный	Белый	Стеклообразный	То же	Сильвин KCl	Горько-соленый вкус

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7
Мягкие 1,5-2,5	Бесцветный	Белый	Стеклан- ный	Весьма совершенная по одному направлению	Мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$	Листоватые агрегаты, гибкие упругие листочки
	Черный, бурый	Белый	Стеклан- ный	То же	Биотит $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$	То же
	Зеленый	Белый	Стеклан- ный	То же	Хлорит $Mg_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_4$	Листочки гибкие и не- упругие
	Зеленый	Белый	Матовый	Визуально не различима	Глауконит $K(Mg,Al,Fe)(AlSi_3O_{10})$	Округлые зерна в оса- дочных породах
	Желтовато- зеленый	Белый	Стеклан- ный	То же	Серпентин $Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$	Плотные массы, парал- лельно-волнистая разно- видность – асбест
	Серый	Серый	Металли- ческий	Совершенная по трем направлениям	Галенит PbS	Зернистые агрегаты, кубические кристаллы, высокая плотность
	Красный	Красный	То же	Несовершенная	Медь Cu	Дендриты, высокая плот- ность, ковкость, окис- ление
Сред- ней твер- дости 3-5,5	Желтый, коричн., черный	Коричне- вый	Алмазный	Совершенная по шести направлениям	Сфалерит ZnS	Зернистые агрегаты, реакция с HCl
	Латунно- желтый	Зелено- черный	Металли- ческий	Несовершенная	Халькопирит $CuFeS_2$	Сплошные выделения, побежалость, окисление
	Бесцветный, белый, желтый, розовый	Белый	Стеклан- ный	Совершенная по трем направлениям	Кальцит $Ca(CO_3)$	Зернистые агрегаты, ромбоздры, бурно реа- гируют с HCl в образце

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7
Средней твердости 3-5,5	То же	Белый	То же	То же	Доломит $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$	Реагирует с HCl в порошке
	Белый, сероватый, голубоватый, желтоватый	Белый	То же	Визуально плохо различима	Ангидрит CaSO_4	Зернистые агрегаты, переходит в гипс
	То же	Белый	То же	Несовершенная	Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Натечные агрегаты с раковистым изломом
	Зеленый, голубоватый, бесцветный	Белый	То же	Несовершенная	Апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F, Cl})$	Зернистые массы, призматические кристаллы, гексагон в поперечном сечении
Твердые 5,5-7	Светло-желтый	Черный	Металлический	Несовершенная	Пирит FeS_2	Кристаллы кубической и пентагондодекаэдрической формы, штриховка
	Черный	Черный	Полуметаллический	Несовершенная	Магнетит FeFe_2O_4	Сильномагнитен, кристаллы октаэдрической формы или зернистые массы
	Черный (у кристаллов) красный (у сплошных масс)	Красный	Полуметаллический	Несовершенная	Гематит Fe_2O_3	Таблитчатые кристаллы, натечные агрегаты, землистые массы
	Бесцветный розовый, красный	Белый	Стекланный	Совершенная по двум направлениям	Микроклин KAlSi_3O_8	Крупнозернистые агрегаты, пертитовые вроски

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7
Твердые 5,5-7	Белый	То же	То же	То же	Плагиоклаз алюмосиликат Ca и Na	Двойниковая штриховка, иризация
	Серый, зеленый, красный	То же	Жирный	Несовершенная	Нефелин $\text{Na}_3\text{K}(\text{AlSiO}_4)_4$	Ассоциация с апатитом, эвдиалитом
	Темно- зеленый, черный	То же	Стеклан- ный	Средняя по двум направлениям под углом 90°	Авгит $(\text{Ca,Mg})(\text{Al,Ti})\text{Si}_2\text{O}_6$	Зернистые агрегаты, короткостолбчатые
	То же	То же	То же	То же	Эгирин $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$	Игольчатые индивиды, радиально-лучистые агрегаты
	То же	Зеленова- тая	То же	Совершенная по двум направлениям под углом 120°	Роговая обманка Fe-амфи- бол	Шестовитые агрегаты
	Зеленый	Зеленова- тая	Стеклан- ный	Несовершенная	Оливин $(\text{Mg,Fe})_2(\text{SiO}_4)$	Зернистые агрегаты
	Бесцветный, белый, серый	–	То же	То же	Кварц SiO_2	Призматические кри- сталлы, халцедон откры- токристаллический, натечный
Очень твер- дые > 7	Разнообраз. (чаще крас- ный, зелен., коричн.)	–	То же	То же	Гранат $\text{Me}^n_3\text{Me}^{n_1}_2(\text{SiO}_4)_3$	Кристаллы ромбододе- каэдрической и тетра- гонтриоктаэдрической формы
	Разнообраз- ный (чаще черный)	–	То же	То же	Турмалин $\text{XY}_3\text{Z}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})_3(\text{OH})_4$ (X=Ca,Na; Y=Mg,Mn,Li,Al; Z=Al,Fe ³⁺)	Призматические кри- сталлы с поперечным сечением сферического треугольника

Окончание табл. 4

1	2	3	4	5	6	7
Очень твердые > 7	Зеленый разных оттенков	-	То же	То же	Берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	Призматические кристаллы гексагонального сечения
	Бесцветный (синеватый, розоватый)	-	То же	То же	Топаз $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{F}_2$	Призматические кристаллы с продольной штриховкой
	Бесцветный (серый, синеватый)	-	То же	То же	Корунд Al_2O_3	Пирамидально-призматические кристаллы с горизонтальной штриховкой

Раздел 2. ПЕТРОГРАФИЯ

Горными породами называют естественные ассоциации минералов более или менее устойчивого состава, возникшие в глубинах Земли или на ее поверхности в результате различных геологических процессов. Горные породы, содержащие полезные компоненты и отдельные минералы, извлечение которых экономически целесообразно, называют полезными ископаемыми. Каждая горная порода образует объемное геологическое тело (слой, линза, массив, покров и др.), имеет определенный вещественный состав и обладает специфическим внутренним строением.

Вещественный состав горных пород характеризуется их химическим и минеральным составом. Валовый химический состав горных пород определяется содержанием (массовых долей) оксидов Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O , H_2O и выражается в процентах. Среднее содержание каждого из указанных оксидов более 1 %. Минеральный состав, который тоже выражается в процентах, но определяется содержанием (объемных долей) главных породообразующих минералов, играет решающую роль при выявлении типа горной породы (химический состав может быть одинаковым у пород совершенно разных типов). Минералы, из которых состоит порода, делятся на главные (каждый занимает более 5 % объема породы), второстепенные (менее 5 %) и акцессорные (незначительное количество минералов в породе). Минералы классифицируются на первичные и вторичные. Первичные минералы образуются в процессе формирования горной породы. Вторичные – при последующих изменениях породы и при широком развитии могут повлиять на ее название.

Среди породообразующих минералов различают светлоцветные – сиалические, содержащие много кремния и алюминия и темноцветные – мафические, содержащие много магния и железа. К сиалическим минералам относятся плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кварц, кальцит, мусковит, фельдшпатоиды (нефелин). К группе мафических – амфиболы, пироксены, оливины, биотит, магнетит.

Если горные породы состоят из одного главного минерала, их называют мономинеральными, когда из нескольких – полиминеральными.

ральными. Кроме породообразующих и второстепенных минералов в магматических породах иногда присутствуют ксеногенные (чуждые), или случайные, минералы. Они попадают в горные породы извне и не связаны с процессом кристаллизации магматического расплава.

Все характеристики горных пород тесно связаны с их происхождением. По способу и условиям образования горные породы делятся на магматические (изверженные), осадочные и метаморфические. Внутреннее строение горных пород характеризуется их структурой и текстурой.

Структура – это совокупность признаков строения породы, обусловленных размерами, формой и взаимоотношениями ее составных частей. Под структурой понимают размеры и форму слагающих породу зерен минералов, стекла и т.д. Структура отражает строение минерального агрегата, характеризуемое: а) степенью кристалличности, б) абсолютной величиной входящих в агрегат минералов, в) относительной величиной минералов, г) формой минералов, д) степенью огранки минералов, зависящей от взаимного влияния входящих в агрегат элементов и от способности приобретать в разных условиях более или менее правильную огранку.

По степени кристалличности различают полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые структуры. Полнокристаллические структуры характерны для глубинных пород, образовавшихся при медленном охлаждении магмы, а также для большинства метаморфических пород, полукристаллические и стекловатые структуры бывают в излившихся породах.

В зависимости от размеров зерен структуры бывают: крупно- (размеры зерен более 5 мм), средне – (2–5 мм) и мелкозернистые (менее 2 мм).

При близких по размерам зернах минералов, слагающих породу, структура является равномернозернистой, в противном случае – неравномернозернистой. Типичными разновидностями неравномернозернистых являются порфиоровые структуры, характеризующиеся наличием в породе стекловатой или тонкозернистой основной массы, в которой рассеяны отдельные крупные кристаллы – вкрапленники.

Текстуру породы определяет распределение ее составных частей в пространстве, и её можно охарактеризовать как совокупность признаков строения горной породы, обусловленных ориентировкой и относительным расположением и распределением составных частей породы.

Текстура магматических пород зависит от особенностей кристаллизации, от способа заполнения пространства массой породы вследствие процессов, происходящих в расплаве до застывания или во время кристаллизации, и от формы отдельности, возникающей вследствие охлаждения застывшего расплава или под влиянием внешних воздействий во время кристаллизации и после её окончания.

В осадочных породах выделяют текстуры первичные – возникающие в период седиментации (например, слоистые) или в ещё не отвердевшем, пластичном осадке (например, подводнооползневые) и вторичные – образующиеся в стадию превращения осадка в горную породу, а также при её дальнейших изменениях (диагенез, катагенез, начальные стадии метаморфизма).

Первичные текстуры осадочных пород образуются в результате воздействия на осадки механических факторов (абиогенные текстуры). Среди первичных выделяют текстуры, приуроченные к поверхности напластования преимущественно мелкообломочных пород (знаки ряби, трещины усыхания, следы жизнедеятельности организмов).

При расположении минералов в породе без всякого порядка получается массивная текстура, встречающаяся в породах магматических, метаморфических и осадочных. Последние имеют часто слоистую текстуру.

Слоистая текстура выражается в чередовании, иногда очень тонком и резком, слоев различного состава, что характерно для осадочных пород.

Для большинства метаморфических пород свойственна сланцеватая или полосчатая текстура, обусловленная параллельным расположением минералов, в строении которых должно быть ясно выражено направление – линейность или пластичность.

Флюидальная текстура эффузивных пород, напоминающая отчасти линейную текстуру кристаллических сланцев и показывающая бывшее течение магмы, наблюдается в породах, состоящих из

призматических минералов, которые могут запечатлеть течение лавы, и не видна там, где в тех же условиях отвердевания расплавленной массы минералы имеют изометричную форму.

По способу заполнения пространства различаются плотные и пористые текстуры. При полном заполнении минералами (в том числе стеклом) породы занимаемого ею пространства получают плотные текстуры; в противном случае имеют место пористые текстуры.

Плотная – самая распространенная текстура метаморфических и интрузивных магматических пород.

Пористые текстуры более свойственны эффузивным и осадочным породам. Степень пористости или ее отсутствие у плотных пород, определяется по впитыванию воды в породу, по прилипанию к языку в случае капиллярной пористости, по весу породы (объемному весу) и рыхлости. На больших глубинах и под большим давлением пористость исчезает.

Если пустоты заполнены вторичным (чаще всего) материалом, то получают миндалекаменные текстуры.

Иногда текстурные и структурные признаки бывает трудно разграничить, например, в оолитовом известняке, где форма и размеры оолитов определяют структуру горной породы, а строение оолитов, обусловленное концентрическим расположением вокруг какого-либо ядра оболочек, состоящих из совокупности минеральных зёрен, является текстурным признаком.

В зависимости от того, видна текстура или нет невооруженным глазом, различают микро- и макротекстуры.

Термин текстура в мировой геологической литературе трактуется различно. В американской, английской и частично французской литературе понятие текстура равнозначно нашему термину структура и, наоборот, под структурой у них понимается то, что у нас называется текстурой.

Светлоцветные минералы горных пород.

Кварц может иметь белый, дымчатый и темно-серый цвет, но он никогда не бывает розовым, светло-желтым, светло-коричневым и светло-голубым. Чаще всего встречается кварц серого цвета, всегда несколько более темного, чем у полевых шпатов. Даже в выветрелых породах кварц имеет свежий вид.

Зерна кварца могут в краях просвечивать и имеют хорошо выраженный стеклянный блеск. Форма их в большинстве случаев неправильная, лишь вкрапленники в излившихся породах имеют сечения дипирамиды, края которых часто разрушены, корродированны (рис. 52, *a*).

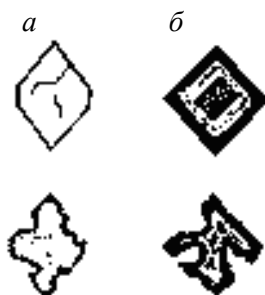


Рис. 52. Формы вкрапленников:
a – корродированное зерно кварца, кристаллографически ограниченного;
б – корродированное зерно минерала из группы содолита, кристаллографически ограниченного

Особо важным отличием кварца от полевых шпатов является отсутствие у него спайности. Поэтому его зерна никогда не имеют ровных площадок, а при попадании света на кварце не бывает отсвечивающих ровных поверхностей.

Среди полевых шпатов по внешнему виду трудно отличить калиевые (ортоклаз, микроклин) от натриево-кальциевых – плагиоклазов (альбит, андезит, анортит). Безошибочно определяется лишь ортоклаз, сдвойникованный по карловарскому (карлсбадскому) закону, который образует крупные вкрапленники в некоторых светлых породах.

Плагиоклаз, однако, можно иногда определить с помощью лупы, если на нем заметна полосчатость (тонкие частые параллельные бороздки).

Цвет полевых шпатов может быть белым, светло-серым до серого, светло-желтым, светло-розовым до светло-красного, светло-бурым или светло-голубым (изменение цвета характерно для плагиоклазов).

Калиевый полевой шпат имеет, как правило, светлую окраску, которая в породах светлее, чем у кварца. Подобную светлую окраску имеет только кислый плагиоклаз, остальные плагиоклазы серые или темно-серые.

Невыветрелые полевые шпаты имеют стеклянный, а иногда и перламутровый блеск, выветрелые зерна блеска не имеют. В излившихся породах полевые шпаты иногда имеют стеклоподобный вид и кажущуюся черной окраску.

Важным отличием полевых шпатов от кварца является их спайность. Большинство их зерен обладает ровными плоскостями спайности, которые отражают свет одновременно от целой плоскости.

В соляной кислоте полевые шпаты не разлагаются.

Нефелин является фельдшпатидом, и он не может встречаться одновременно с кварцем в породе. Это объясняется тем, что магма, из которой формировалась порода, имела малое содержание оксида кремния SiO_2 , и при ее затвердевании он был израсходован на образование силикатов, а на образование кварца ничего не осталось. В глубинных породах зерна нефелина имеют белесый и светло-серый с зеленоватым или красноватым оттенком цвет и отличаются жирным блеском. В излившихся породах вкрапленники могут быть и бесцветными, но в большинстве случаев они белые или светло-серые и образуют короткие столбики с квадратными, ромбовидными или прямоугольными сечениями.

Спайность нефелина несовершенная, на зернах не видно ровных площадок в отличие от полевых шпатов, которые находятся в породе совместно с нефелином.

В соляной кислоте нефелин разлагается без шипения с образованием геля.

Лейцит также фельдшпатид и поэтому не может встречаться в породе совместно с кварцем. Цвет его от белого до серовато-белого, изредка серо-желтый или красновато-серый. Может быть просвечивающим и даже прозрачным, но в приповерхностных условиях чаще выветрелый и непрозрачный. Блеск стеклянный, выветрелые зерна – без блеска.

Характерным признаком лейцита является изометричная форма зерен округлого сечения. Если в излившихся породах он образует вкрапленники, то они часто имеют кристаллографические ограни-

чения (в лаве Везувия они имеют форму тетрагонтриоктаэдров).

Спайность у лейцита несовершенная. В соляной кислоте разлагается с образованием геля.

Минералы группы содалита являются фельдшпатами и также не могут встречаться в породе совместно с кварцем. К этой группе относятся три минерала – содалит, нозеан и гаюин – с примерно одинаковыми внешними признаками. Цвет их белый, пепельно-серый, светло-желтый, зеленовато-серый и очень часто голубой. Образуют одинаковые по размерам зерна без заметной спайности, имеющие неровные, раковистые поверхности. Как правило, их можно встретить только в виде вкрапленников в излившихся породах, где они имеют характерный признак – темную краевую полосу и часто корродированны (см. рис. 52, б). В соляной кислоте разлагаются без шипения с образованием геля.

Вулканическое стекло, если оно не выветрелое, имеет стеклянный блеск и раковистый излом. Некоторые стекла по виду напоминают смолы. В случае, когда порода не сплошь сложена стеклом, его можно наблюдать через лупу. Стекло выполняет мелкие полости среди основной тонкозернистой массы и имеет коричневый или черно-коричневатый цвет. В большинстве случаев, однако, стекло в породе не видно, так как оно преобразуется во вторичные продукты, не имеющие внешних отличительных черт стекла.

Лабораторная работа № 2.1

ИЗУЧЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические горные породы обязаны своим происхождением затвердеванию природных, в подавляющем большинстве, силикатных расплавов как внутри Земли, так и на ее поверхности. В зависимости от условий формирования и залегания они подразделяются на:

Интрузивные. Породы полнокристаллические, с ясно видимыми кристаллами. Слагают батолиты, лакколиты, штоки, силлы, и другие интрузивные тела.

Эффузивные. Плотные или почти плотные порфиоровые. Слагают лавовые потоки, но также и субвулканические интрузии.

Жильные. Порфировидные или мелко- до микро- кристаллические. Слагают жилы, силлы, краевые части интрузий, мелкие интрузии.

Пирокластические. Вулканический туф, тефра. Слагают слои, покровы.

Среди эффузивных выделяют кайнотипные и палеотипные разновидности.

Кайнотипные породы (породы почти или совершенно свежие) содержат водянопрозрачные, стекловидные, полевошпатовые вкрапленники (основная масса неразличима), бесцветные или восково-желтые, имеют шероховатый на ощупь (вследствие мелкой пористости) излом и однородную (без пятен, потеков, ржавчины) окраску основной массы.

Палеотипные породы (породы измененные) имеют всегда плотную основную массу, часто неравномерно окрашенную, причем полевошпатовые вкрапленники здесь мутные и окрашенные.

Классификация магматических горных пород основана на установлении их минералогического и химического состава, структурных и текстурных особенностей. В табл. 5 приведено среднее содержание минералов в магматических породах по Т. Барту. Цифры таблицы представляют собой средние арифметические, рассчитанные из результатов анализов сотен пород.

Таблица 5

Средний минеральный состав магматических горных пород

Минералы	Содержание, %
Кварц	12,4
Щелочные полевые шпаты	31,0
Плагиоклаз	29,2
Оливин	2,6
Пироксен	12,0
Роговая обманка	1,7
Биотит	3,8
Мусковит	1,4
Магнетит, гематит, ильменит	4,1
Нефелин	0,3
Апатит	0,6
Сфен	0,3
Хлорит и серпентин	0,6
Сумма	100,0

Самыми распространенными минералами являются полевые шпаты, сумма которых составляет более 60 % от общего объема всех магматических пород.

Минеральный состав горных пород зависит от химического состава магмы и от условий ее кристаллизации. Условия кристаллизации определяют появление тех или иных минералов, в частности образование полиморфных разновидностей. Так, калиевый полевой шпат в эффузивных породах кристаллизуется в форме санидина, а в интрузивных породах – ортоклаза или микроклина. Роговые обманки кристаллизуются только в глубинных условиях, а при застывании лавы на земной поверхности вместо них образуются пироксены. Такой минерал, как лейцит, может образоваться лишь в эффузивных породах, а в интрузивных породах он заменяется смесью ортоклаза и нефелина.

В качестве главных классификационных признаков магматических пород используется также их химический состав. Средние содержания (массовая доля) главных породообразующих оксидов

магматических пород (по Ф. Кларку и Г.Вашингтону) представлены в табл. 6.

Таблица 6

Средние содержания породообразующих оксидов
магматических пород

Оксид	Содержание, %
SiO ₂	59,12
Al ₂ O ₃	15,34
Fe ₂ O ₃	3,08
FeO	3,80
MgO	3,49
CaO	5,08
Na ₂ O	3,82
K ₂ O	3,13
H ₂ O	1,15
Всего:	98,01

Отношение суммы щелочей K_2O+Na_2O к глинозему Al_2O_3 определяет щелочность породы: если она меньше единицы, то порода принадлежит к нормальному ряду, а если больше, то к щелочному. Породы со значительным содержанием щелочей считают щелочными. Для отнесения породы к одной из этих групп обычно не обязателен химический анализ, так как химический состав пород отражается в их минеральном составе. Чем больше в породе кварца, тем она кислее, с возрастанием количества темноцветных минералов она переходит в средние, затем основные и ультраосновные. При этом в ней увеличивается содержание железа, магния, кальция и уменьшается кремнезема. Для пород щелочного ряда характерно большое количество калиевого полевого шпата. В щелочных породах, как правило, присутствует нефелин и (или) лейцит, которые никогда не встречаются вместе с кварцем. По условиям образования магматические породы делятся на интрузивные и эффузивные. Интрузивные породы сформировались на относительно больших глубинах, эффузивные (излившиеся породы) затвердели непосредственно на дневной поверхности.

По степени вторичных изменений эффузивные породы делятся на кайнотипные – "молодые", неизменные и палеотипные – "древние", в той или иной степени измененные и перекристаллизованные главным образом под влиянием времени. Существенные вторичные изменения претерпевают полевые шпаты, биотит и амфиболы. Эти изменения устанавливаются микроскопическими исследованиями.

Визуальное определение магматических горных пород не представляет больших трудностей и осуществляется по главным отличительным признакам. По этим признакам в первую очередь следует установить, является порода интрузивной, жильной или эффузивной. Для этого прежде всего изучают их текстурные и структурные особенности.

Различаются три вида текстур, возникающих в процессе кристаллизации магмы без влияния внешних факторов: однородная, или массивная, такситовая (неоднородная, пятнистая) и шаровая.

Такситовая (неоднородная, пятнистая, или шлировая) текстура отличается неоднородным распределением составных частей пород в различных участках. Эти участки могут отличаться друг от друга как по составу (наличие скоплений мафических минералов), так и по структуре. Среди текстур, возникновение которых происходит под влиянием кристаллизации в движении или других причин, различают линейную, полосчатую, гнейсовидную, трахитоидную, флюидальную.

Линейная текстура проявляется в линейной ориентировке в пространстве призматических или столбчатых минералов.

Трахитоидная текстура связана с субпараллельным расположением в породе таблитчатых или уплощенно-призматических кристаллов полевых шпатов. Эта текстура образуется при кристаллизации расплава в движении.

Флюидальная текстура вулканитов характеризуется потокообразным расположением зерен, микролитов, кристаллитов. Породы с флюидалностью часто характеризуются тончайшим переслаиванием разноокрашенных полос вулканического стекла. Микрополосчатость вытянута в направлении движения лавы, обтекает вкрапленники, как правило, смята в мельчайшие складки. Флюидалность возникает при продвижении вязкой застывающей лавы.

Гнейсовидная текстура полнокристаллических интрузивных пород с субпараллельным расположением преимущественно мафических минералов появляется в процессе кристаллизации магмы под воздействием одностороннего давления.

Полосчатая текстура наблюдается у пород, сложенных чередующимися слоями разного состава или разной структуры. Образование такой текстуры в интрузивных породах может быть связано с гравитационной дифференциацией или с процессами ликвации (разделение магмы на фракции в жидком состоянии), предшествовавшими кристаллизации. Полосчатая текстура вулканитов представлена чередованием полос различной окраски (обычно мало-мощных – первые сантиметры, а чаще миллиметры), незначительно отличающихся друг от друга по химизму, структуре основной массы, составу стекол.

Пузыристая текстура обусловлена наличием в породе незаполненных полостей, которые ранее были заняты пузырьками газа. Они фиксируют процесс отделения от магмы летучих компонентов при ее извержении. Объем пузырей в породе, их форма и размеры связаны с составом магмы (а соответственно и флюидной фазы), а также зависят от приуроченности породы к той или другой части вулканического тела, иногда значительно отличающейся режимом охлаждения и отделения летучих компонентов.

При дальнейшем развитии пород пузырьковые полости выполняются вторичными минералами и образуется миндалекаменная текстура. Миндалины могут быть сложены одним минералом (например, хлоритом, карбонатом, кварцем) или двумя-тремя, тогда они имеют концентрически-зональное строение – стенки пустот выполнены одним минералом, а центральные части – другими.

В зависимости от степени охлаждения магм находится и степень их кристаллизации:

- 1) при кристаллизации расплавов и магм в условиях оптимума получают полнокристаллические структуры;
- 2) в наихудших условиях могут получиться совершенно или почти лишенные кристаллов стекловатые структуры;
- 3) в промежуточных условиях получают структуры неполнокристаллические.

С условиями кристаллизации магм связана величина зерна в полнокристаллических породах. Если магма отвердевает медленно,

то условия наиболее благоприятны для получения или наиболее крупных кристаллов (небольшое количество центров, достаточно быстрый рост), или, во всяком случае, кристаллов более или менее равномерных. Получаемые в результате структуры называются равномернозернистыми. При этом по величине кристаллов различают структуры:

- гигантокристаллические при величине кристалла свыше 2 см;
- крупнокристаллические при размере кристалла выше 5 мм;
- среднекристаллические с величиной кристалла от 1 до 5 мм;
- мелко- и тонкокристаллические – кристаллы видны невооруженным глазом;
- микрокристаллические – кристаллы видны в лупу или под микроскопом;
- скрытокристаллические – в породах под микроскопом обнаруживается только кристалличность, а отдельные зерна неразличимы.

При кристаллизации расплавов и, следовательно, при образовании горной породы сначала выделяется один минерал, который в дальнейшем растет, затем, при продолжающемся выделении этого минерала, начинает выделяться следующий и т.д. Кроме того, при наличии порядка кристаллизации отдельных минералов, совершенно неизбежно, что первые минералы, кристаллизуясь при более высокой температуре, находятся в более благоприятных условиях для роста, чем более поздние, выделяющиеся в более вязкой жидкости, и т.д. Наконец, может случиться и так, что часть магмы затвердевает в очень благоприятных для кристаллизации условиях на глубине, а не успевшая закристаллизоваться часть её вместе с выделившимися кристаллами изливается или в более высокие горизонты или на земную поверхность. Эти условия для кристаллизации менее благоприятны или весьма неблагоприятны как вследствие быстрого понижения температуры, так и вследствие выделения газов и паров.

Указанные обстоятельства, порознь или вместе, неизбежно влекут за собой неравномерность зерен минералов одних и тех же или разных видов в породе. Получается так называемая порфировая структура, при которой минералы породы весьма сильно отличаются друг от друга по величине.

Во всякой порфировой структуре различаются два элемента: более крупные кристаллы — порфиры или вкрапленники и мелкая

масса, стекловатая или неполнокристаллическая, служащая как бы цементом для вкрапленников — основная масса.

Выделяют, кроме нормальной порфировой структуры, еще структуру порфировидную. Под порфировидной понимают такую структуру, при которой полнокристаллическая основная масса имеет легко различимое зернистое строение. Оно по размерам может соответствовать среднезернистой породе, как, например, в порфировидных гранитах.

Связь степени кристалличности и величины кристаллов с условиями отвердевания магмы определяется скоростью процесса остывания магмы. Магма затвердевает в породе не при определенной температуре, а в некотором интервале температур.

Неполнокристаллическую породу без четко выраженных крупных вкрапленников часто называют афировой.

Структура, в которой минералы прорастают друг друга, давая более или менее правильные грани называется письменная или пегматитовая. Если же при одновременном выделении минералы не прорастают друг друга, а соприкасаются, то получается структура аплитовая, в которой все минералы более или менее идиоморфны, более или менее изометричны. Эту структуру иногда называют сахаровидной.

Кластические структуры имеют такие породы как пирокластические вулканические туфы. В неизменных или мало измененных туфах встречаются часто обломки стекла, имеющие нередко характерную форму дужек, лунок (в разрезе), совершенно неправильных тонкопористых частиц (вулканический пепел), придающих породе под микроскопом своеобразный облик.

В туфовых структурах нередко встречаются прекрасно образованные кристаллы, а также вкрапленники - капли застывшей лавы, выброшенной силой взрыва из жерла вулканов.

По структуре и текстуре породы определяют интрузивная она или эффузивная. Все интрузивные породы имеют полнокристаллическую структуру, массивную или пятнистую текстуру, а эффузивные — преимущественно стекловатую, порфировую, скрытокристаллическую структуру и массивную, шлаковую, миндалекаменную текстуры.

Задание 1. Изучение и описание отличительных признаков интрузивных пород.

Цвет. У интрузивных пород цвет самый разнообразный. Если некоторые минералы в породе образуют изолированные скопления, то окраска будет пятнистой, полосчатой и др. Породы, окрашенные в светлые тона, называются лейкократовыми (рис. 53, *а*), а темные – меланократовыми (рис. 53, *б*). Чем больше в породе темноцветных минералов, тем больше цветное число (объемная доля, % темноцветных минералов).

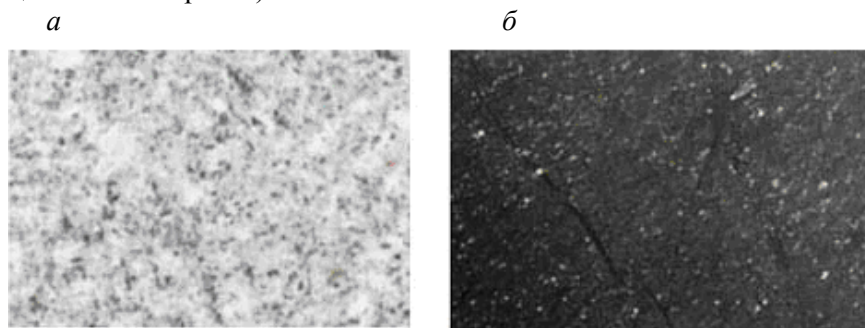


Рис. 53. Лейкократовая (*а*), меланократовая (*б*)

Текстура. Для интрузивных пород наиболее характерными являются массивная (рис. 54, *а, б*), полосчатая, пятнистая (рис. 55) и др. хорошо различимые при макроскопическом исследовании.

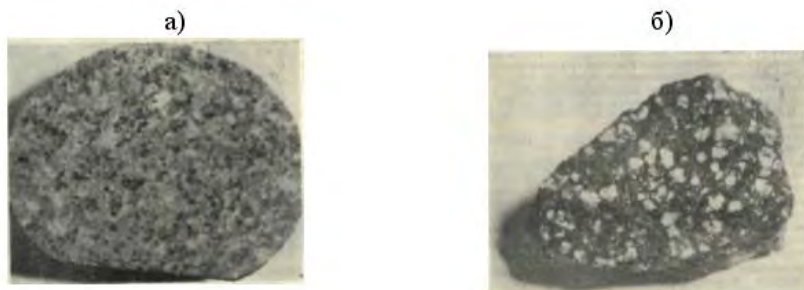


Рис. 54. Полнокристаллическая структура, массивная текстура:

а – гранит; *б* – диорит

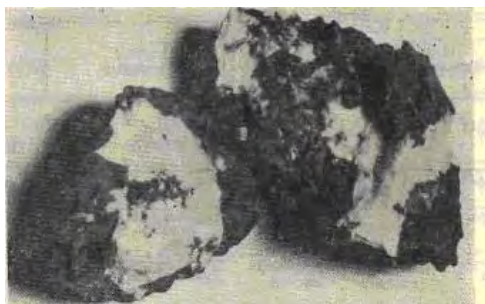


Рис. 55. Пятнистая текстура – светлые и темные минералы в породе сгруппированы отдельными пятнами. Габбро

Структура. У интрузивных пород без микроскопа хорошо различаются следующие структуры: афанитовая (отдельные зерна породы неразличимы); мелкозернистая (кристаллы видны невооруженным глазом); среднѐзернистая (от 1 до 5 мм); крупнозернистая (от 5 мм), гигантозернистая (более 2 см). Структуры могут быть равномерно-зернистыми и неравномерно-зернистыми, когда одни зерна по размерам резко отличаются от других. К последним относятся и порфиридная структура, образованная крупными кристаллическими зернами в мелкозернистом кристаллическом агрегате. Графическая структура или пегматитовая представляет собой закономерное прорастание калиевого полевого шпата кварцем. Такая структура характерна для пегматита – крупнокристаллического калиевого полевого шпата с закономерными ориентированными клиновидными вростками кварца, напоминающими древние письма (рис. 56). Вростки кварца в полевом шпате обычно клиновидные.



Рис. 56. Графическая или пегматитовая структура. Пегматит

Минеральный состав. С достаточной степенью точности объемные соотношения минералов можно определить на глаз. Акцессорными минералами часто бывают циркон, магнетит, апатит. Вторичные минералы – хлорит, серпентин и др.

Количественные соотношения главных минералов. Они выражаются в процентах по отношению ко всему объему породы.

Цветное число. Выражается в процентах.

Описание главных минералов. Это описание включает преобладающие размеры кристаллических зерен, их форму и те диагностические признаки, по которым можно безошибочно назвать минерал.

Задание 2. Изучение и описание отличительных признаков эффузивных пород.

Цвет. Описывается так же, как и при изучении интрузивных пород.

Текстура. Наиболее распространенные текстуры эффузивных пород: массивная, полосчатая, слоистая, пятнистая, пузыристая или миндалекаменная. Если пустоты, напоминающие по форме зерна миндаля, заполнены опалом, халцедоном, карбонатами, то текстура называется миндалекаменной (рис. 57).

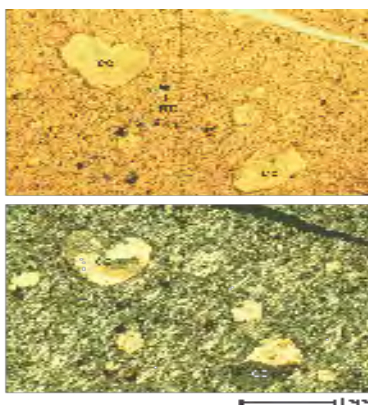


Рис. 57. Миндалекаменная текстура. Миндалекаменные базальты

В отличие от миндалекаменной пузыристая текстура характеризуется наличием пустот различной формы (рис. 58).

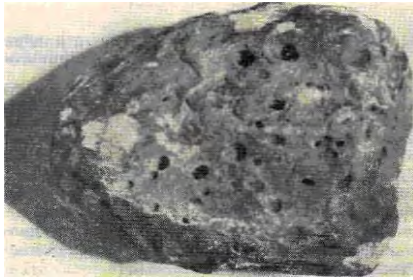


Рис. 58. Пузыристая текстура. Базальт

Если удлиненные по форме минералы ориентированы так, будто они находятся как бы в окаменевших потоках и струйках жидкой лавы или магмы, то текстура называется флюидалной, а будучи проявленной в щелочных лавах – трахитовой.

Следует быть внимательным, чтобы не принять за флюидалность тонкую слоистость осадочных пород или гнейсовидность – метаморфических: флюидалность отличается крайней невыдержанностью, отдельные "слои" здесь на небольшом расстоянии меняются по толщине, прерываются, изгибаются в различные складки.

Структура. Наиболее типичными являются порфировая структура, характеризующаяся наличием в очень мелкозернистой или скрытокристаллической основной массе отдельных, крупных кристаллов – вкрапленников (рис. 59), и афировая, свойственная порфировым породам, в которых нет вкрапленников.



Рис. 59. Порфировая структура (порфир)

Минеральный состав вкрапленников (если они есть в породе).

Характер распределения и количественные (объемные) соотношения (в %) вкрапленников друг с другом и с основной массой.

Описание вкрапленников. В описании должны быть отражены размеры вкрапленников, форма зерен и диагностические признаки минералов.

Зеленые оттенки основной массы могут указывать на интенсивные вторичные изменения (палеотипные разновидности).

Наличие стекла в основной массе, наоборот, свидетельствует о кайнотипном облике породы. Если нельзя уверенно отнести породу к кайнотипной или палеотипной, то ее следует определять как кайнотипную.

Задание 3. Описание магматических горных пород и определение их с помощью определителя.

Магматических пород насчитывается более 1000, но лишь немногие из них распространены в земной коре достаточно широко. Для интрузивных пород характерны различные формы полнокристаллических структур, эффузивные, как правило, обладают неполнокристаллическими структурами (табл. 7).

За основу большинства классификаций принято содержание оксида кремния (SiO_2), которое и служит критерием для подразделения пород на группы (табл. 8).

При макроскопической диагностике магматических пород после определения их структурных и текстурных характеристик изучается минералогический состав, который позволяет оценить содержание в породе оксида кремния.

Основные и ультраосновные породы обычно не содержат кварца (SiO_2). Цветное число основных пород достаточно велико, им свойственна окраска с преобладанием темно-серых тонов (лабрадор – полевой шпат основных пород – имеет темно-серый цвет, а ультраосновные породы обычно окрашены в цвета, близкие к черным или темно-зеленым).

У средних пород преобладает серая окраска, кварца мало или нет совсем. Средние породы распознаются по большому количеству калиевого полевого шпата.

Таблица 7

Структуры магматических горных пород

Структура				Породы
Полно-кристаллическая	Равномерно зернистая	Крупно-зернистая	более 5 мм	Интрузивные породы (глубинные, абиссальные)
		Средне-зернистая	5–3 мм	
		Мелко-зернистая	3–1 мм	
		Афанитовая (скрытокристаллическая)	менее 1 мм	
	Неравномерно зернистая	Порфиroidная		Гипабиссальные (полуглубинные)
		Пегматитовая		
Неполнокристаллическая				Эффузивные, главным образом палеотипные
Стекловатая				Эффузивные

Кислые породы светлоцветные, с большим количеством кварца. По мере увеличения кислотности пород содержания окислов железа и магния закономерно убывают.

Ультраосновные породы сложены только оливинами и пироксенами; в основных к ним присоединяется кальциевый плагиоклаз. К средним породам относятся главным образом полевошпатовые породы с небольшой примесью железомagneзиальных минералов. В кислых породах уменьшается содержание магнезиально-железистых и кальциевых силикатов и появляются щелочные полевые шпаты и кварц. В ультракислых породах доля кварца значительно возрастает.

Группы магматических горных пород

Группа пород	Содержание SiO ₂	Название пород
Ультраосновные	SiO ₂ < 40 %	Дунит, перидотит, пироксенит
Основные	SiO ₂ 40–52 %	Габбро, лабрадорит, базальт, диабаз
Средние	SiO ₂ 52–67 %	Сиенит, диорит, трахит, андезит, полевошпатовый порфир, порфирит
Кислые	SiO ₂ 67–75 %	Гранит, липарит, кварцевый порфир
Ультракислые	SiO ₂ > 75 %	Пегматит

Кислые породы.

Кислые интрузивные породы нормального рада представлены гранитами. К этому основному названию обычно добавляется определение, которое дают по преобладающему темноцветному минералу – биотитовые, роговообманковые, и др. граниты. Разновидностью биотитовых или биотит – роговообманковых гранитов являются рапакиви, в которых калиево-натриевый полевой шпат образует крупные округлые фенокристаллы (овоиды), окруженные оболочкой зеленого олигоклаза. Разновидности пироксеновых гранитов представляют собой чарнокиты – гиперстен-биотитовые граниты. С гранитами тесно связаны гранодиориты, содержащие по сравнению с гранитами меньше кварца и значительно меньше калиевого полевого шпата. Граниты и гранодиориты, а иногда и диориты объединяют в группу гранитоидов.

К эффузивным породам кислого состава относятся липариты и их палеотипные разновидности – кварцевые порфиры. Структура этих пород, как правило, порфировая, вкрапленники представлены кварцем (присутствует постоянно), калиевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом. В основной массе нередко отмечается стек-

ло. Визуальное определение степени вторичных изменений кислых эффузивов затруднено, поэтому в первом приближении можно (учитывая редкость липаритов) все кислые излившиеся породы относить к кварцевым порфирам. Стекла кислого состава – обсидианы похожи на обычное стекло, окрашенное в различные, часто очень темные (до черного) цвета. К стеклам относятся также пехштейн, имеющий жирный смоляной блеск, и пемза – легкая, очень пористая порода.

Средние породы.

Средние интрузивные породы нормального ряда – диориты в "чистом" виде встречаются редко. От гранитов отличаются отсутствием или низким (< 5 %) содержанием калиевого полевого шпата и большим (до 20) цветным числом. Кварцевые диориты, содержащие более 5 % кварца, представляют собой породы, переходные от диоритов к гранодиоритам. Средние эффузивные породы нормального ряда – андезиты и андезитовые порфириты – имеют порфировую структуру, вкрапленники в виде зерен плагиоклаза и темно-цветных минералов; косвенным признаком для отнесения породы к андезитовым порфиритам может служить зеленый оттенок основной массы. Средние интрузивные породы щелочного ряда – сиениты – содержат большое количество калиевого полевого шпата и, в отличие от гранитов, практически лишены кварца. Средние эффузивные породы щелочного ряда – трахиты и ортофиры имеют порфировую или афировую структуру и почти целиком состоят из калиевого полевого шпата.

Щелочные породы.

Щелочные интрузивные породы – нефелиновые сиениты – внешне похожи на средние, но содержат нефелин. Нефелин можно легко спутать с кварцем, поэтому следует помнить, что кварц и нефелин в породах никогда не встречаются вместе.

Основные породы.

К основным интрузивным породам относится габбро – темно-окрашенные крупнокристаллические породы, в состав которых входит плагиоклаз. Разновидностью основных интрузивных пород является лабрадорит, состоящий из темно-серых кристаллов лабрадора, которые при определенных поворотах к свету начинают иризировать – светиться синим цветом.

Эффузивные породы основного состава распространены в земной коре очень широко. Базальты – породы с четко выраженной порфировой структурой, более темные, чем андезиты; вкрапленники базальтов на почти черном фоне основной массы выделяются очень резко, будучи представлены плагиоклазом и темноцветными минералами. Палеотипные разновидности базальтов, также как и андезитов, отличаются зеленым оттенком. Если в таких породах есть вкрапленники, то это будут базальтовые порфириты; аналогичные породы без вкрапленников с очень мелкозернистым, скрытокристаллическим строением именуется диабазами.

Ультраосновные породы (гипербазиты).

Эти породы практически не содержат полевых шпатов и состоят почти нацело из пироксенов, оливина и магнетита. Представители этих пород следующие: дуниты – массивные темно-зеленые породы, состоящие из оливина; перидотиты – более темные породы, где наряду с оливином встречаются пироксен; пироксениты – темно-серые, почти черные, чисто мелкозернистые тяжелые породы, состоящие главным образом из пироксена. Разновидностью перидотитов по составу являются кимберлиты (в трубках взрыва).

Макроскопическое определение главнейших магматических пород

Граниты и сиениты различаются макроскопически только по отсутствию кварца во вторых (в гранитах кварца должно быть не менее 20 %), представляют собой породы светлоокрашенные красного, розового, буроватого, желтого, светлосерого, иногда серовато-белого, почти никогда зеленовато-белого цвета, с небольшим (не более 10 %) количеством темноцветных, мафических, минералов, очертания которых легко улавливаются невооруженным даже лупой глазом.

Гранодиориты от гранитов отличить макроскопически почти невозможно, поэтому их в полевых исследованиях часто и не разделяют, называя гранитоидами. Необходимо иметь в виду, что в гранитах темных минералов не более 5–10 %, но лучше породы светлоокрашенные с зеленовато-белыми (исключительно) полевыми шпатами и кварцем называть кварцевыми диоритами, а те, в кото-

рых наряду с этими двумя минералами встречаются кое-где и розоватые, желтоватые и красноватые полевые шпаты, относить к гранодиоритам, если в этих гранитового вида породах окрашенных минералов около или более 10 %.

Диориты содержат обычно не менее 15–20 % окрашенных минералов, в числе которых находятся зеленовато-черные призмочки роговой обманки и часто также темнобурые блестящие листочки биотита. Общая окраска породы пестрая или темная; почти всегда полевые шпаты светлые, зеленоватые. В противоположность гранодиоритам, диориты кварца не содержат (не более 5 %).

Габбро – также обычно темные породы, в которых имеются светлобурые призмы и зерна пироксенов с металловидным блеском. В то время как диориты, содержащие большей частью 15–20 % мафических минералов, по преимуществу пестрые, габбро, содержащие обычно около 50 % темноцветных компонентов, являются породами темными, буровато- или зеленовато-темносерыми или черными. В габбро очень редко присутствует легко распознаваемый биотит, и поэтому одно только присутствие его в темной породе заставляет относить ее к диоритам. Плаггиоклазы часто бывают темными, но просвечивают в краях.

Нефелиновые сиениты отличаются от сиенитов и других пород наличием нефелина. Бесполовошпатовые интрузивные породы отличаются отсутствием полевых шпатов.

Зелено-черные и бурые с металлическим блеском, более светлые, породы относятся к пироксенитам, а типичные дуниты отличаются оливково-зеленым, до черного, цветом и с выветрелой поверхности бывают покрыты желто-бурой тонкой коркой выветривания. Все интрузивные породы должны быть полнокристаллическими, часто средне- и крупнозернистыми.

Определение эффузивных пород более сложное и невозможно без изучения шлифов пород под микроскопом. Порфиновые вкрапленники здесь часто бывают так малы, что они остаются макроскопически нераспознаваемыми, так что часто бывает неизвестно, дацит, риолит или трахит находится перед исследователем. При этом породы кислые чаще всего светлоокрашены в белые, желтоватые и желтые, розовые и красные цвета, в то время как для остальных характерны серые, темносерые, шоколадные, зеленые и черные цвета. В частности, риолиты отличаются от трахитов только наличием (в

первых) вкрапленников кварца, выглядящих наподобие стекляшек на фоне основной массы.

Андезиты и базальты – породы серые, темносерые или черные, шероховатые на ощупь, причем в базальтах могут быть заметны в лупу оливковые вкрапленники, иначе эти две породы в поле отличить трудно. Андезиты с темнозеленой или шоколадно-бурой основной массой имеют зеленовато-белые или реже белые (изредка и буроватые) полевошпатовые вкрапленники наряду с темноцветными; базальты (диабазы) – мелко- иногда среднезернистые породы, в которых на темном зеленоватом фоне, большей частью не расчленимом глазом, видны белые или чаще зеленовато-белые удлиненные прямоугольнички, брусочки плагиоклазов.

Фонолиты – породы с серой или серой с буроватым оттенком основной массой, в которой можно заметить в лупу округлые или толстопрямоугольные разрезы соответственно изометричных лейцитов или толстотаблитчатых нефелинов.

Пикриты и авгититы черные или зеленовато-черные породы с большим удельным весом.

Надо сказать, что в большинстве случаев эмпирическое правило "Чем светлее, тем кислее" для эффузивных пород является главным способом предварительной диагностики.

Что касается жильных пород, то среди них легко определяются пегматиты, имеющие крупное зерно и бросающуюся в глаза письменную или пегматитовую структуру. С пегматитами часто бывают связаны полезные ископаемые (драгоценные камни, слюда, редкоземельные минералы и пр.), и поэтому необходимо следить за составом этих пород. Особенно распространены гранитные пегматиты, состоящие из кварца и калиевого полевого шпата, находящихся во взаимном прорастании. Вообще же пегматитами часто называют крупно- и гигантозернистые породы, образующие обыкновенно неправильные пятна среди своих интрузивных аналогов или пересекающие последние в виде жил, часто неправильных, например, сиенит-пегматит, габбро-пегматит и т.д.

Так же связаны со своими аналогами и аплиты, мелкозернистые сахаровидные по структуре породы, лишенные или почти лишенные вкрапленников. От своих интрузивных аналогов, пересекаемых ими в виде жил, аплиты отличаются, кроме мелкой структуры, гораздо меньшим содержанием темноцветных компонентов, так

что гранит- и сиенит-аплиты почти лишены темноцветных минералов, габбро-аплиты содержат их в два-три раза меньше, чем само габбро, и т.п. В связи с мелкозернистостью аплитов часто возникают большие затруднения при их полевом определении.

Лампрофиры представляют собой антиподы аплитов, будучи, наоборот, сильно обогащены темноцветными компонентами – биотитом, амфиболом или пироксеном, по сравнению со своими интрузивными аналогами. Породы эти, так же как аплиты, мелкозернисты, почти без вкрапленников. Это породы красно-, темно- или черно-бурые, иногда черные, часто зеленые, с различной густоты и оттенков окраской. Вследствие богатства легко разлагаемыми темноцветными компонентами лампрофиры часто вскипают с соляной кислотой.

В табл. 9 сведены классификационные характеристики и распространение магматических горных пород.

Таблица 9

Распространение магматических горных пород

Со-дер-жание SiO ₂	Группа пород	Ряд щелочности	Кол-во кварца, %	Цветное число, %	Интрузивные породы. Структуры полнокристаллические	Эффузивные породы. Структуры порфировые		Жильные породы	Главные и второстепенные (в скобках) минералы (в некоторых разностях указанные второстепен. минералы могут быть главными)
						кайнотипные (молодые)	палеотипные (древние)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
75-67	кислая	нормальный и щелочной	до 50	5	граниты	липариты, пемзы, стекла (обсидиан)	кварцевые порфиры	Жильные граниты, аплиты, пегматиты, гранит-порфиры	кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз (слюды, амфиболы)
67-52	средняя	нормальный	< 5 (до 0)	20	диориты	андезиты, пемзы, стекла (обсидиан)	адезитовые порфириты	лампрофиры, диорит-порфириты, кварц	средний плагиоклаз, роговая обманка (кварц, калиевый полевой шпат, слюды)
		щелочной	нет	20	сиениты	трахиты, стекла (обсидиан)	ортофиры		калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, слюды, амфиболы (плагиоклаз, кварц)
			нет	до 50	нефелиновые сиениты	крайне редки фонолиты финолитовые и лейцитовые порфиры		щелочные жильные породы	калиевый полевой шпат, нефелин, лейцит, кислый плагиоклаз, слюды, щелочные амфиболы и пироксены

Окончание табл. 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
52-40	основная	нормальный и щелочной	нет	до 50	габбро	базальты, стекла	базальтовые порфириты, диабазы	крайне редки	основной плагиоклаз, пироксены (слюды, амфиболы, оливин, магнетит)
менее 40	ультраосновная			до 100	<u>дуниты</u> перидотиты	крайне редки		<u>оливин</u> оливин и пироксены	
					пироксениты	пикриты	пикритовые порфириты	крайне редки	пироксены

Описание основных магматических пород

Интрузивные породы.

Гранит (лат. granum – зерно) (рис. 60).

Кислотность. SiO_2 67–75 % – кислая порода.

Химический состав. Кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, примеси слюды, реже роговой обманки, авгита. Иногда встречается эпидот, турмалин и гранаты.

Цвет. Розовый, красноватый, светло-серый, желтоватый и др.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая, средне- и крупнозернистая.

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 2,7.

Форма залегания. Залегают чаще всего в форме батолитов, штоков, реже образуют, дайки, лакколиты и жилы.

Отдельность. Характерна пластовая матрацевидная, столбчатая и параллелепипедная отдельности.

Месторождения. Россия, Украина, Беларусь (Микашевичи) и др.

Генезис. Интрузивная (плутоническая) порода.

Практическое значение. Используется для внешней облицовки зданий и сооружений, а также для скульптурных работ. С гранитными телами связаны месторождения различных ценных металлов (олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка и др.).

Разновидности. **Р а п а к и в и** (фин. – гнилой камень) – крупно-зернистые биотитороговообманковые граниты с крупными кристаллами ортоклаза (рис. 61). **Г р а н и т – п о р ф и р** – когда на фоне основной мелкозернистой массы гранита выделяются отдельные крупные кристаллы полевых шпатов. **Ч а р н о к и** – гиперстеновый гранит, часто встречается среди гранитов докембрийского возраста. **А л я с к и т** – характерно высокое содержание калиевых полевых шпатов, превышающее содержание плагиоклаза; практически отсутствуют темноцветные минералы, а если и встречается биотит, содержание его всегда ниже 5 %; кварц составляет 35–40 % объема породы. **Г р а н о д и о р и т ы** – отличаются от гранитов тем, что плагиоклаз представлен не олигоклазом, а андезином, который всегда преобладает над калиевым полевым шпатом; кварц составляет порядка 20 %; из темноцветных

минералов наряду с биотитом присутствует роговая обманка. **Т о н а л и т ы** – отличаются от гранодиоритов тем, что калиевый полевой шпат в них либо отсутствует, либо является второстепенным минералом. В их составе присутствует андезин, роговая обманка, реже биотит и кварц, составляющий 25–30 % объёма пород. **П л а г и о г р а н и т ы** – в отличие от гранита практически не содержат калиевые полевые шпаты; в их состав входит кислый плагиоклаз, кварц, роговая обманка.

Диагностика. В отличие от схожего сиенита содержит кварц.



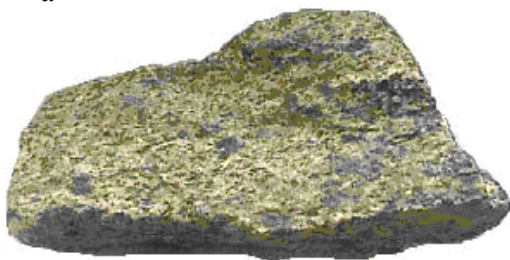
Рис. 60. Гранит



Рис. 61. Рапакиви

Сиенит (от Syene – Сиена, греческое название древнеегипетского города Сун, ныне Асуан) (рис. 62, а, б).

а



б

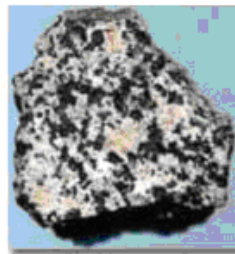


Рис. 62. Сиениты а, б

Кислотность. SiO_2 52–67 % – средняя порода.

Химический состав. Калиевый полевой шпат, плагиоклаз, с примесью цветных минералов: роговой обманки, биотита, пироксена, изредка оливина. В отличие от гранита практически не содержит кварца (менее 5 %). В зависимости от содержания цветных минералов сиениты называют роговообманковыми, слюдяными, кварцевыми и др. В химическом отношении сиениты характеризуются содержанием кремнезёма от 52 до 67 %, а по содержанию щелочей разделяются на нормальные и щелочные. В нормальных сиенитах плагиоклазы представлены олигоклазом и андезином; в щелочных присутствуют калиевые полевые шпаты, реже – альбит.

Цвет. Светлоокрашенные породы, сероватые и розоватые.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая, иногда порфириовидная, мелко- и среднезернистая.

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 2,6.

Форма залегания. Дайки, штоки.

Отдельность. Пластовая или параллелепипедальная.

Месторождения. Украина (Волинская область), Урал, Казахстан, Кавказ, Средняя Азия, США, Канада, Германия, Норвегия и др.

Генезис. Интрузивная (плутоническая) порода.

Практическое значение. Строительный материал.

Разновидности. При содержании кварца более 5% порода называется кварцевым сиенитом. Сиениты, содержащие щелочные пироксены и амфиболы, выделяются как щелочные сиениты, а фельдшпатоиды как фельдшпатоидные сиениты.

Диагностика. В отличие от гранита «не блестит», так как практически не содержит кварца.

Диорит (франц. diorite, греч. diorízo – разграничиваю, различаю) (рис. 63).

Кислотность. SiO_2 52–67 % – средняя порода.

Химический состав. Плагиоклаз (андезин или олигоклаз), роговая обманка, реже авгит и биотит, иногда присутствует кварц. Второстепенные минералы представлены титанитом, апатитом и магнетитом.

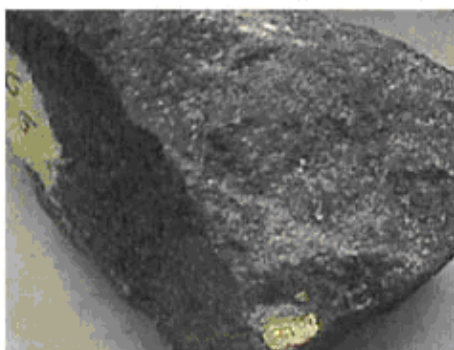
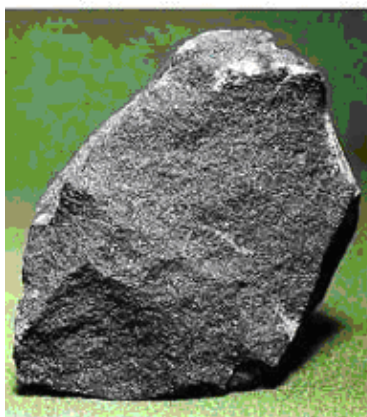
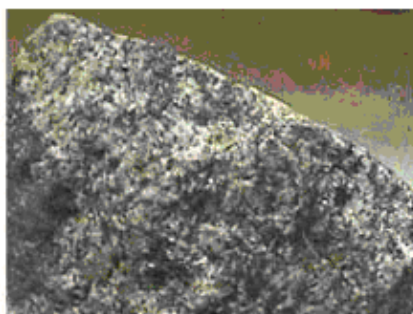
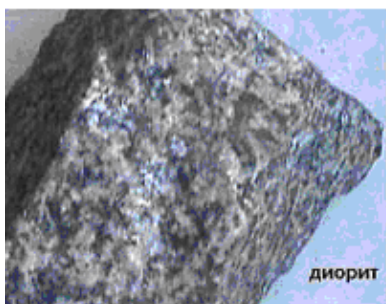


Рис. 63. Диориты

Цвет. Обычно тёмно-зелёный или коричнево-зелёный.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая, среднезернистая.

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 2,7–2,9.

Форма залегания. Штоки, жилы, лакколиты и др. интрузивные массивы.

Отдельность. Пластовая, параллелепipedальная.

Месторождения. Северная Америка (Кордильеры). Распространен в Великобритании, Центральной Азии (Казахстан), России (Урал) и других районах мира.

Генезис. Интрузивная порода.

Практическое значение. Служит строительным материалом, используется для облицовки зданий, изготовления ваз, столешниц, постаментов и т.д. В Древнем Египте и древней Месопотамии использовался и как скульптурный материал (см. рис. 54). В связи с диоритами часто развиваются золотоносные кварцевые жилы.

Разновидности. Различают разновидности: кварцевые, бескварцевые, роговообманковые, авгитовые и биотитовые.

Диагностика. Окраска диорита более светлая, чем у габбро, иногда имеют совершенно лейкократовый облик.

Габбро (итал. gabbro) (рис. 64).

Кислотность. SiO_2 45–52 % – основная порода.

Химический состав. Плагноклаз, моноклинный пироксен, а в качестве аксессуарных присутствуют апатит, ильменит, магнетит, иногда хромит.

Цвет. Чёрная, тёмно-зелёная, иногда пятнистая порода.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая, крупно- и среднезернистая.

Текстура. Массивная, иногда пятнистая, полосчатая.

Удельный вес. 2,9–3,1.

Форма залегания. Крупные лакколиты, лополиты, дайки, штоки.

Отдельность. Пластовая, параллелепipedальная.

Генезис. Интрузивная порода.

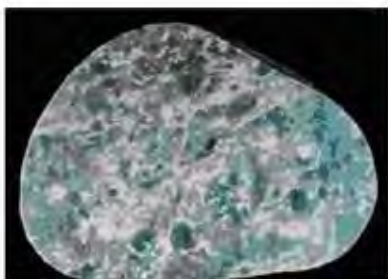


Рис. 64. Габбро

Месторождения. Распространены в различных районах Великобритании, в Северной Америке и вдоль побережья п-ова Лабрадор (Канада), в ЮАР, Франции, Шотландии (Великобритания) и др.; крупные массивы габбро известны на Урале, Украине, Кольском полуострове, в Закавказье и др.

Практическое значение. Габбро иногда содержат скопления рудных минералов и в этих случаях могут использоваться как руды меди, никеля и титана. Часто применяются в качестве строительного и облицовочного камня высокой прочности, для наружной и внутренней облицовки, преимущественно в виде полированных плит и для приготовления щебня и дорожного камня.

Разновидности. Анортозиты – лишены темноцветных минералов, нориты – состоят из плагиоклаза и ромбических пироксес-

нов, троктолиты – состоят из плагиоклаза и оливина. Если в габбро вместе с пироксеном присутствует оливин, порода носит название оливиновые габбро. Богатые плагиоклазом (85–90 %) габбро выделяются под названием плагиоклазитов.

Диагностика. Более темная порода по сравнению с диоритом.

Лабрадорит (назван по месту первой находки – на п-ове Лабрадор в Северной Америке) (рис. 65).

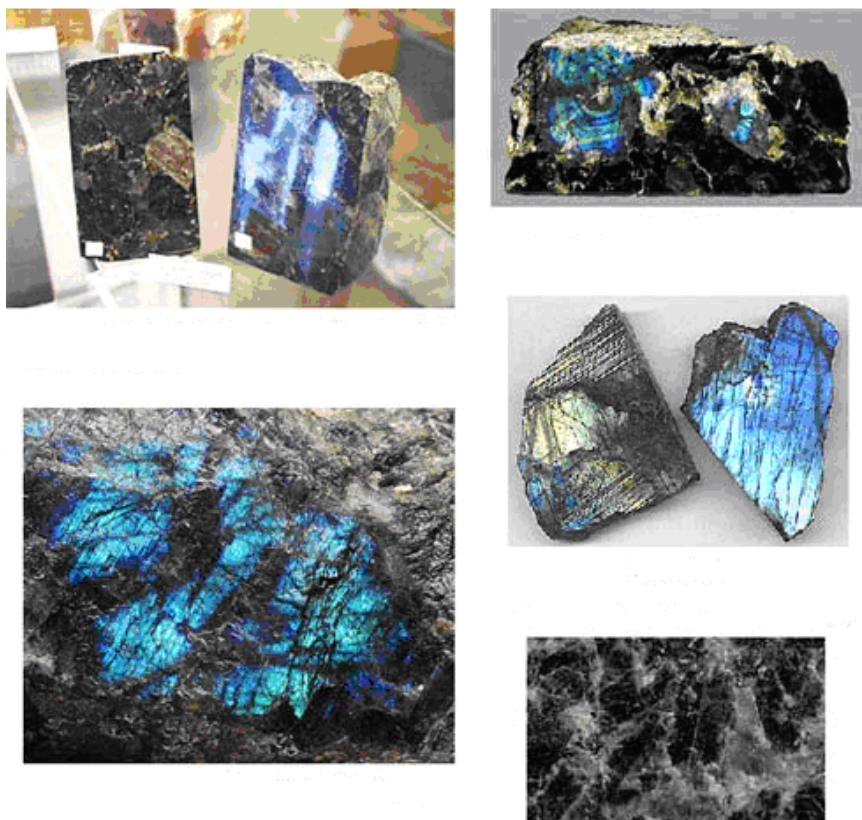


Рис. 65. Лабродориты

Кислотность. SiO_2 . 45–52 % – основная порода.

Химический состав. Состоит преимущественно из плагиоклаза – лабрадора с незначительной примесью (не более 5–7 %) пироксенов и рудных минералов.

Цвет. Обычно серый, коричневатый или почти черный. Но встречаются и светлые разновидности.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая, крупнозернистая.

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 2,7.

Форма залегания. Лакколиты, лополиты, дайки, штоки.

Отдельность. Пластовая, параллелепipedальная.

Генезис. Интрузивная порода.

Месторождения. Один из наиболее распространенных минералов группы плагиоклазов, встречается в изверженных породах основного состава (анортозитах, габбро и др.). Распространен в горах Адирондак и Уичито (США). Крупные массивы лабрадорита имеются в Канаде (п-ов Лабрадор), Финляндии, в Украине.

Практическое значение. Применяется как высококачественный облицовочный камень в основном в монументальной архитектуре, хотя некоторые образцы с яркой голубой и зеленой иризацией используются как декоративно-поделочные камни.

Разновидности. Является разновидностью габбро.

Диагностика. Синий отлив на гранях слагающих кристаллов.

Дунит (назван по имени горы Дун (Dun) в Новой Зеландии) (рис. 66).

Кислотность. $\text{SiO}_2 < 45\%$ – ультраосновная порода.

Химический состав. Почти мономинеральная оливиновая порода. В виде второстепенных примесей встречается хромит или магнетит, иногда платина. Случайные минералы – гранат, корунд. Почти всегда присутствует серпентин.

Цвет. Чёрный, тёмно- или светло-зелёный.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая, среднезернистая.

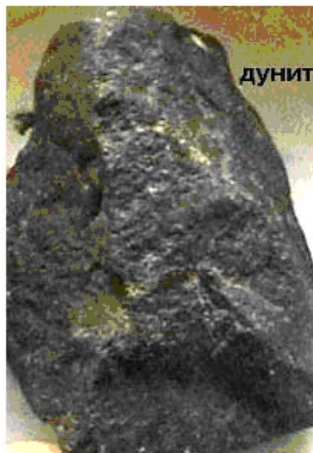
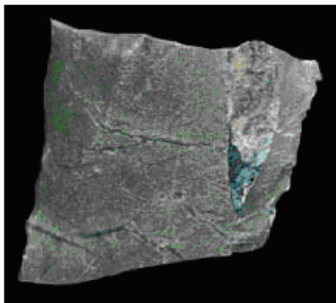


Рис. 66. Дуниты

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 3–3,25.

Форма залегания. Штоки.

Отдельность. Пластовая, параллелепipedальная.

Генезис. Интрузивная порода.

Месторождения. Урал, Кавказ, Англия, Южная Африка и др.

Практическое значение. Иногда содержат хромит и платину в промышленных масштабах.

Разновидности. Хромитовые дуниты – богатые хромитом дуниты. Сидеронитовый дунит – дунит с магнетитом.

Диагностика. Тёмно-зелёная окраска, связанная с большим количеством оливина.

Перидотит (от франц. péridot – перидот, или оливин) (рис. 67).

Кислотность. $\text{SiO}_2 < 45\%$ – ультраосновная порода.

Химический состав. Состоит главным образом из оливина (70–30 %) и пироксенов (30–70 %), иногда с роговой обманкой. В виде второстепенных минералов встречаются: магнетит, ильменит, пирротин, хромит, шпинель, гранат и др.; иногда перидотиты содержат платину и некоторые никелевые минералы.



Рис. 67. Перидотит

Цвет. Порода тёмной окраски, чаще всего зелёного или зеленовато-серого цвета.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая.

Текстура. Массивная, часто афанитовая (плотная).

Удельный вес – 3,2.

Форма залегания. Штоки.

Отдельность. Пластовая, параллелепидальная.

Генезис. Интрузивная порода.

Месторождения. Северная Шотландия и др.

Практическое значение. Перидотит в ассоциации с другими ультраосновными и основными породами образуют протяженные пояса и зоны, к которым приурочены месторождения хромита, платиновых и силикатных никелевых руд, хризотил-асбеста, талька и др. полезных ископаемых.

Разновидности. Перидотит с ромбическим пироксеном называется гарцбургитом (саксонитом), с моноклинным – верлитом; с моноклинным и ромбическим одновременно вебстеритом (лерцолитом).

Диагностика. Темно-зеленая окраска.

Пироксенит (от франц. péridot – перидот, или оливин) (рис. 68).

Кислотность. $\text{SiO}_2 < 45\%$ – ультраосновная порода.

Химический состав. Пироксен, роговая обманка, из аксессуарных минералов присутствует оливин, биотит, магнетит, ильменит, иногда хромит.

Цвет. Тёмные, зеленовато-серые, иногда с буроватым оттенком, черные.

Структура. Полнокристаллическая, равномерно кристаллическая, средне- и крупнозернистая.

Текстура. Массивная, часто афанитовая (плотная), иногда порфировидная.

Удельный вес – 3,1–3,25.

Форма залегания. Небольшие массивы.

Отдельность. Пластовая, параллелепipedальная.

Генезис. Интрузивная порода.

Месторождения. Шотландия.

Практическое значение. К пироксенитам приурочены месторождения сульфидных руд, никеля.

Разновидности. К о с ь в и т ы – пироксениты, состоящие из моноклинного пироксена со значительной примесью магнетита.

Диагностика. По сравнению с перидотитами и дунитами более тёмно окрашены (почти чёрные), имеют более крупнокристаллическое строение.

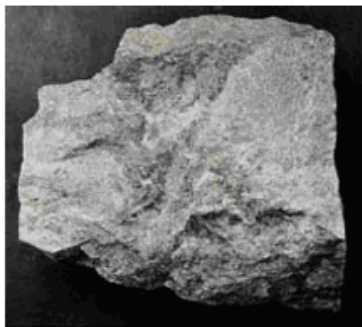


Рис. 68. Пироксенит



Рис. 69. Пироксенит

Эффузивные породы.

Кайнотипные (неизменённые).

Липарит (итал. Lipari – Липарские острова, где он впервые был обнаружен) (рис. 70).

Кислотность. SiO_2 67–75 % – кислая порода.

Химический состав. Вулканическое стекло, полевые шпаты. Кварц встречается и реже и практически незаметен. Из темноцветных минералов встречаются блестящие листочки биотита, реже удлинённые или игольчатые кристаллы роговой обманки. Тонкозернистый аналог гранита.

Цвет. Светлые, почти белые.

Структура. Порфировая или стекловатая.

Текстура. Стекловатая или порфировая.

Удельный вес – 2,3–2,4.

Форма залегания. Встречается в виде лавовых потоков, вулканических куполов, пепловых накоплений.

Отдельность.

Генезис. Эффузивный аналог гранита. Кайнотипная порода.

Месторождения. Во всех вулканических областях мира.

Практическое значение. Используется для покрытия дорог и для строительных целей.

Разновидности. Р и о л и т ы (греч. $\rho\eta\upsilon\alpha\chi$ – поток, лава и lithos – камень), кайнотипная эффузивная горная порода, богатая кремнезёмом (68–77 %); обладает порфировой структурой, содержит вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже биотита или пироксена, погруженные в стекловатую основную массу обычно флюидальной текстуры (рис. 71). О б с и д и а н – стекловатая (почти без вкрапленников) разновидность липарита (рис. 72). Они часто темного, бурого, коричневого и черного цвета. П е р л и т ы – скорлуповатые разновидности обсидианов. П е м з ы – светлые, очень пористые, легкие кислые излившиеся породы (рис. 73). Пемзы – продукт подводных излияний. П е х ш т е й н ы – чёрные, красные, бурые, зеленоватые, иногда желтоватые, реже белые вулканические стёкла со смоляным блеском.

Диагностика. Неровный, шероховатый излом.



Рис. 70. Липарит



Рис. 71. Риолит



Рис. 72. Обсидиан



Рис. 73. Пемза

Трахит (греч. trachys шероховатый, неровный) (рис. 74, 75).

Кислотность. SiO_2 52–65 % – средняя порода.

Химический состав. Главным компонентом является калиевый полевой шпат, преобладающий над кислым плагиоклазом; из темноцветных минералов присутствуют в небольшом количестве биотит, а также амфибол и пироксен. Вкрапленники представлены стекловидным санидином, менее кислым плагиоклазом, из темноцветных – биотитом и амфиболом.

Цвет. Серовато-белый, серый, розоватый, желтоватый или коричневатый.

Структура. Порфировая, скрытокристаллическая.

Текстура. Полосчатая, пористая, флюидальная

Удельный вес. 2,5.

Форма залегания. Потoki, купола, щитовидные вулканы, небольшие гипабиссальные интрузии и дайки.

Отдельность. Столбчатая.

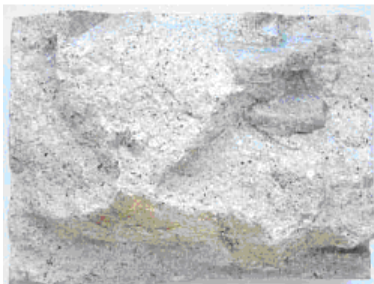


Рис. 74. Трахит

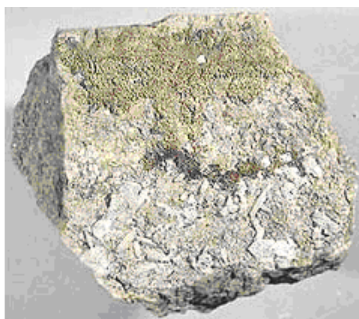


Рис. 75. Золото по трещине
в кварцевом трахите
в виде веточек (Румыния)

Генезис. Эффузивный аналог сиенита. Неизменённая (кайнотипная) порода.

Месторождения. Беларусь, Чехия, Франция, Северная Италия, Армения, Кавказ и др.

Практическое значение. Красиво окрашенный трахит является декоративным и поделочным камнем.

Разновидности. Породы, переходные между липаритами и трахитами называются **т р а х и л и п а р и т а м и**.

Диагностика. Макроскопически очень похожи на липариты, но отличаются от них по отсутствию порфириновых выделений кварца. Имеют шероховатый излом.

Андезит (от названия горной системы Анды Andes в Южной Америке) (рис. 76, 77, 78).

Кислотность. SiO_2 52–65 % – средняя порода.

Химический состав. Плагноклаз, крапленники полевых шпатов, роговой обманки, биотита

Цвет. Тёмно-серый или почти чёрный.

Структура. Неполнокристаллическая (порфирировая), мелкозернистая.

Текстура. Плотная или пористая, флюидальная.

Удельный вес – 2,5.

Форма залегания. Потоки, купола.

Отдельность. Столбчатая.



Рис. 76. Андезит

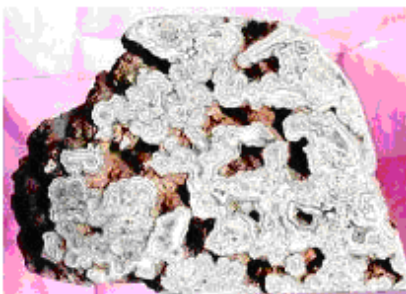


Рис. 77. Гидротермально измененный андезит из зоны брекчии с новообразованиями халцедона и хлорита

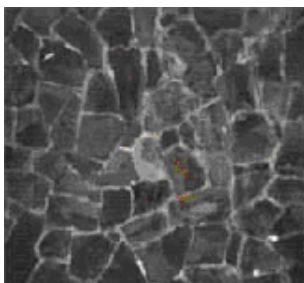


Рис. 78. Андезит природный осколочный

Генезис. Эффузивный аналог диорита. Кайнотипная (неизменённая) порода.

Месторождения. Кавказ (Армения), Камчатка, Курильские острова, Украина, Грузия, Средняя Азия, и др.

Практическое значение. Строительный и кислотоупорный материал.

Разновидности. По составу темноцветных минералов во вкрапленниках различают авгитовые, гиперстеновые, роговообманковые и биотитовые андезиты.

Диагностика. В свежем изломе андезиты менее шероховаты, чем трахиты и обладают занозистой поверхностью.

Базальт (лат. basaltus, basanites, от греч. basanos – пробный камень; по другой версии, – от эфиоп. basal – железосодержащий камень) (рис. 79–82).



Рис. 79. Базальт

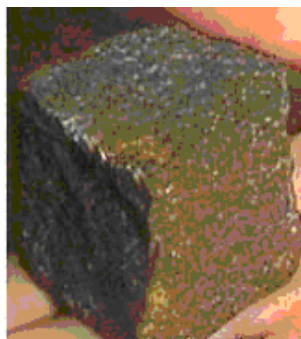


Рис. 80. Базальт



Рис. 81. Выходы базальта в Бушмипсе
(Северная Ирландия)



Рис. 82. Базальт. Канатная лава.
Неоген (плиоцен).
Побережье Татарского пролива

Кислотность. SiO_2 45–52 % – основная порода.

Химический состав. Представляет собой смесь плагиоклаза (лабрадор, битовнит), пироксена и железисто-магнезиальных минералов (главным образом авгита). Иногда присутствует оливин в значительном количестве. Базальты часто пористые; поры заполнены халцедоном, агатом, хлоритом, кальцитом и особенно цеолитами.

Цвет. Чёрный, тёмно-серый.

Структура. Порфировая или афировая.

Текстура. Флюидальная, пузыристая, пористая, миндалекаменная.

Удельный вес – 2,7–2,8.

Форма залегания. Покровы, потоки, некки, дайки, силлы, купола, траппы и др.

Отдельность. Пластовая, столбчатая, шаровая, призматическая.

Генезис. Эффузивная, кайнотипная порода.

Месторождения. Западная Шотландия, Исландия, Ирландия, Гренландия, Камчатка, Курилы, Сицилия и др.

Практическое значение. С базальтами связан исландский шпат – ценное оптическое сырьё, месторождения меди, никеля, платины. Высокая прочность базальта позволяет использовать его как строительный и облицовочный материал; в качестве сырья для каменного (базальтового) литья, в виде щебня – как железнодорожный балласт, в виде щебня и брусчатки – в дорожном строительстве. Базальтовые столбы находят применение в портовых сооружениях.

Разновидности. Д о л е р и т ы (греч. «долерос» – обманчивый) – базальты с долеритовой (полнокристаллической) структурой. Г и а л о б а з а л ь т ы – разновидности базальтов с большим количеством вулканического стекла в основной массе. По минеральному и химическому составу среди базальтов различают о л и в и н о в ы е – обогащены вкрапленниками оливина (до 40 % массы пород) и недонасыщенные кремнекислотой и т о л е и т о в ы е (греч. «толос» – ил, грязь) базальты, отличающиеся повышенным содержанием кремнекислоты. Характерной особенностью толеитовых базальтов является наличие кварца и часто щелочного полевого шпата; во вкрапленниках содержат оливины.

Диагностика. Цвет, вещественный состав вкрапленников, шероховатый излом, иногда видны поры.

Палеотипные (изменённые).

Кварцевый порфир (порфир – от греч. porphýteos – пурпурный, называется по цвету одной из разновидностей порфира) (рис. 83–85).

Кислотность. SiO_2 65–75 % – кислая порода.

Химический состав. Полевошпатово-кварцевая основная масса, частично замещённая вторичными минералами, и порфиоровыми включениями (в основном кварца, ортоклаза, часто с примесями плагиоклаза, биотита, роговой обманки, авгита).

Цвет. Розово- или красно-серый до тёмно-серого, иногда с зеленоватым оттенком.



Рис. 83. Порфи́ровая ваза. Летний сад

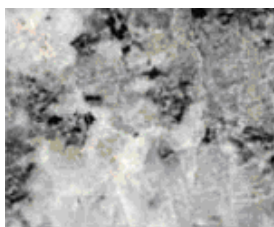


Рис. 84. Кварцевый порфир

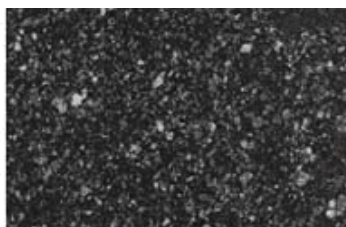


Рис. 85. Кварцевый порфир

Структура. Порфи́ровая.

Текстура. Массивная или флюидальная.

Удельный вес – 2,3–2,4.

Форма залегания. Потоки, покровы, купола, реже дайки и лакколиты, жилы и небольшие штоки. Иногда выполняют кальдеры или образуют лавовые озёра.

Отдельность. Столбчатая.

Генезис. Эффузивная, палеотипная (изменённая).

Месторождения. Чехия, Новая Зеландия, Северная Америка, Япония, Казахстан, Средняя Азия, Алтай и др.

Практическое значение. Строительный материал. Туфы, обсидианы и пемзы липаритового состава употребляются как гидравлические добавки к цементу.

Разновидности. **Фельзиты** – без вкрапленников, с афировой структурой. **Кварцевые альбитофиры** – породы, содержащие исключительно альбит. Встречаются туфы, обсидианы и пемзы липаритового состава.

Диагностика. В отличие от липаритов значительно выветрены, они более плотные, обладают матовым изломом.

Полевошпатовый порфир (порфир – от греч. porphýteos – пурпурный, называется по цвету одной из разновидностей порфира) (рис. 86).

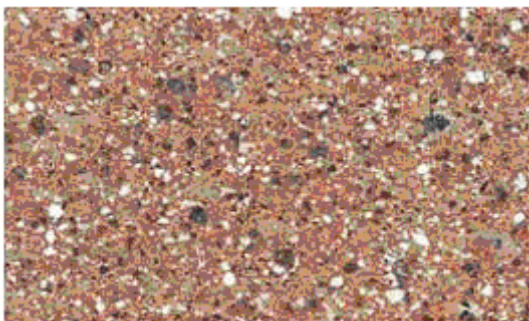


Рис. 86. Полевошпатовый порфир

Кислотность. SiO_2 52–65 % – средняя порода.

Химический состав. Полевой шпат; стекло не содержится, или содержится в ничтожном количестве; биотит, амфибол, пироксен, каолинит, серицит и др.

Цвет. Тёмный, буроватый, светло-серый.

Структура. Порфировая.

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 2,5–2,6.

Форма залегания. Купола, потоки.

Отдельность. Столбчатая.

Генезис. Эффузивная, палеотипная (изменённая).

Месторождения. Сибирь, Восточная Фергана, Алдан, Кавказ, Урал, Казахстан, Алтай и др.

Практическое значение. Строительный материал.

Разновидности. О р т о ф и р ы – матовые, желтоватые или красноватые; вкрапленники состоят из мутного ортоклаза; тёмные минералы в значительной степени разрушены.

Диагностика. В отличие от трахитов значительно выветрены.

Порфирит (порфир – от греч. πορφύρεος – пурпурный, называется по цвету одной из разновидностей порфира) (рис. 87–89).

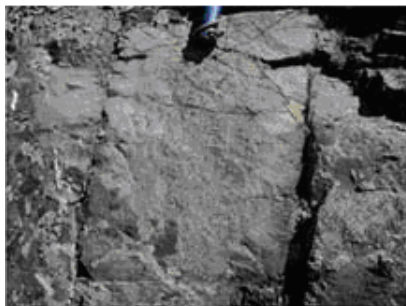


Рис. 87. Дайки низкотитанистых порфиритов

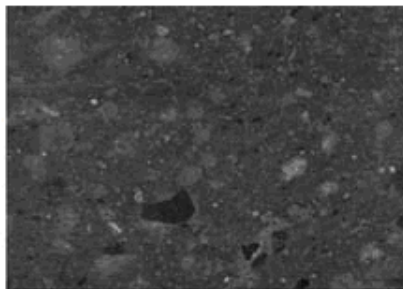


Рис. 88. Порфирит



Рис. 89. Порфирит

Кислотность. SiO_2 52–65 % – средняя порода.

Химический состав. Плаггиоклаз, вкрапленники полевого шпата; биотит, роговая обманка, пироксен; изредка встречаются вкрапленники оливина. По составу подразделяются на три семейства: диоритовые, диабазовые и габбропорфириты.

Цвет. В зависимости от степени изменения основной массы бывают серовато-зелёного и темноокрашенные порфириды, обычно тёмно-бурого цвета.

Структура. Порфировая.

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 2,5–2,6.

Форма залегания. Купола, потоки.

Отдельность. Столбчатая, плитчатая.

Генезис. Эффузивная, палеотипная (изменённая).

Месторождения. Сибирь, Восточная Фергана, Алдан, Кавказ, Урал, Казахстан, Алтай и др.

Практическое значение. Строительный материал.

Разновидности. Ортофидры – матовые, желтоватые или красноватые; вкрапленники состоят из мутного ортоклаза; тёмные минералы в значительной степени разрушены.

Диагностика. В отличие от трахитов значительно выветрены.

Диабаз (франц. diabase) (рис. 90–93).

Кислотность. SiO_2 45–52 % – основная порода.

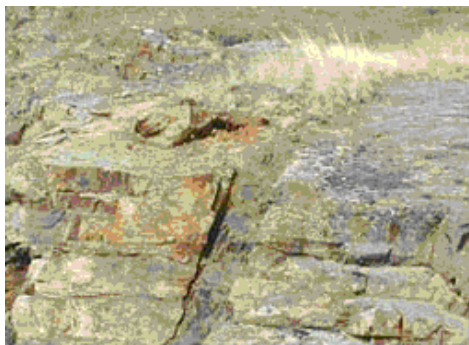


Рис. 90. Дайковый комплекс диабазов и риолитов в баймак-бурибайской свите

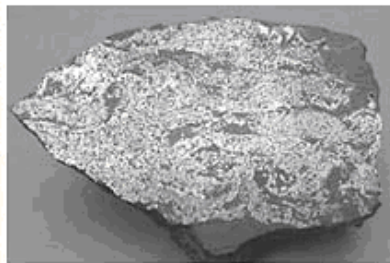


Рис. 91. Железо в диабазе



Рис. 92. Диабазы. Кавказ



Рис. 93. Шлиф диабазы.
Южная Калифорния

Химический состав. Плагноклаз (чаще всего лабрадор), пироксен, оливин. Аксессуарные минералы – магнетит, ильменит, апатит, иногда биотит и роговые обманки. Иногда присутствует кварц

Цвет. Тёмно-зелёный, зеленовато-серый

Структура. Скрытокристаллическая, мелко- и среднезернистая

Текстура. Массивная, плотная.

Удельный вес – 2,7.

Форма залегания. Жилы, дайки, покровы, силлы.

Отдельность. Столбчатая, шаровая.

Генезис. Эффузивная, палеотипная (изменённая).

Месторождения. Распространены очень широко. Кавказ, Армения, Карелия, Закавказье, Украина, Урал и др.

Практическое значение. Строительный материал.

Разновидности. Спилиты – образуются в результате подводных морских излияний. Конгадиабаз (кварцевый диабаз) – диабаз с кварцем. Долериты – диабазы, в которых присутствуют продукты разрушения. Пикрит – базальты (океаниты) – оливиновые базальты и переходные к перидотитам породы. При наличии вкрапленников диабазы называются диабазовыми порфиритами.

Диагностика. Цвет, структура.

Гипабиссальные (жильные) породы.

Пегматит (еврейский камень, письменный гранит) (греч. *régmatos* – скрепление, связь) (рис. 94–98).

Кислотность. $\text{SiO}_2 > 75\%$ – ультракислая порода.

Химический состав. Полевые шпаты, чаще всего калиевые, кварц, слюда. Характерно присутствие берилла, турмалина.

Цвет. Розовый, красноватый, светло-серый, желтоватый и др.

Структура. Полнокристаллическая, крупнозернистая. В пегматитах часто развиваются своеобразные структуры закономерного прорастания полевого шпата правильно ориентированными зернами кварца – пегматитовая (графическая) структура.

Текстура. Массивная.

Удельный вес – 2,5–2,7.

Форма залегания. Жилы, штоки, линзы. Размеры пегматитовых жил сильно варьируют и могут достигать нескольких километров в длину при нескольких метрах по мощности.

Отдельность. Пластовая.

Генезис. Гипабиссальные, преимущественно жильные породы.



Рис. 94. Пегматит



Рис. 95. Пегматит



Рис. 96. Пегматит



Рис. 97. Мусковит в пегматитах

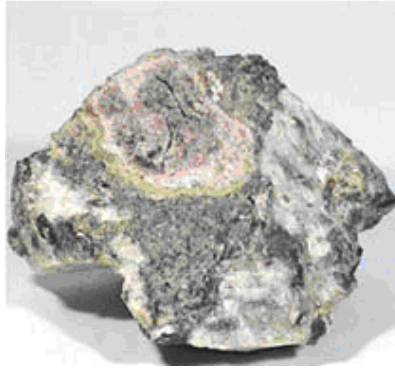


Рис. 98. Пегматитовая порода с включениями ловозерита и эвдиолита

Месторождения. Бразилия (Минас-Жерайс), Норвегия (Гитерё близ Арендала, Крагерё в Телемарке), Швеция (Иттерби). Карелия и др.

Практическое значение. Пегматиты являются основным источником полевых шпатов для керамической и стекольной промышленности, слюды и пьезокварца – для электротехнической промышленности, а также драгоценных камней. В них содержатся редкометалльные и редкоземельные минералы (сподумен, берилл, колумбит, танталит, лепидолит, касситерит, и др.).

Разновидности. Гранит – пегматиты – связаны с гранитной магмой.

Диагностика. Цвет, структура.

Применение таблиц – определителей.

Для определения магматических пород часто применяются таблицы – определители (табл. 10).

В качестве примера использования такой таблицы рассмотрим определение образца серой породы с крупными светлыми коричнево-желтыми пятнами.

В породе ясно различимы кристаллические зерна размером в поперечнике в среднем до 3 мм и более крупные, длиной до 1,5 см. Из этого следует, что структура породы полнокристаллическая среднезернистая порфиرويدная, текстура массивная, а порода яв-

ляется интрузивной (если бы кристаллических зерен не было видно, а структура была порфировой или афировой, то породу следовало отнести к эффузивной или жильной).

Серый цвет обусловлен развитием серых зерен плагиоклаза и кварца, составляющих примерно до 30 % объема породы. Крупные светлые коричневато-желтые зерна, количество которых также достаточно велико ($\approx 30\%$), представлены калиевым полевым шпатом. В породе присутствует немного мелких чешуйчатых зерен черного биотита и очень мелких изометричных или неправильной формы зерен магнетита; по их количеству можно установить, что цветное число породы около 5.

Наличия кварца дает возможность отнести породу к кислой или в крайнем случае средней группе по содержанию кремнезема. Так как количество кварца велико и в породе содержится калиевый полевой шпат, она попадает в группу кислых и однозначно определяется как биотитовый гранит.

Другой пример: темно-серая с зеленым оттенком, однородная без видимой общей зернистости порода с отдельными вкраплениями крупных темно-серых и черных кристаллических зерен. Структура ее порфировая, текстура – массивная; на этом основании порода может быть отнесена к эффузивной (или жильной).

Отсутствие кварца и калиевого полевого шпата во вкрапленниках исключает кислый состав породы. Он может быть средний (но не щелочной, так как порода не содержит калиевого полевого шпата) или основной. Большое цветное число (во вкрапленниках пироксен составляет около 20% объема породы, и кроме того, он несомненно, содержится в темноокрашенной основной массе) и темно-серый, по-видимому, основной плагиоклаз вкрапленников позволяет считать породу основной.

Таким образом, учитывая зеленый оттенок основной массы (признак развития вторичных минералов), породу следует назвать базальтовым порфиритом.

Таблица 10

Определитель магматических горных пород

№ пп	Цвет	Кол-во темно-цветн. минералов, %	Химический состав	Структура	Текстура	Минеральный состав	Плотность	Название породы и хозяйственное использование
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. Интрузивные								
1	серый, розовый, красный	5	кислый	от мелко- до гигантокристаллической	массивная	кварц, полевой шпат, роговая обманка, слюды	2,5-2,7	гранит – строительство, облицовочный материал
2	белый, светло-серый, розовый, зеленоватый	менее 5	кислый	от средне- до гигантокристаллической	пегматитовая, массивная	кварц, полевой шпат, слюды	2,3-2,5	пегматит – содержит берилл, изумруд, золото, топаз и др.
3	розовый, серый	20	средний	мелко- и среднекристаллическая	массивная	полевой шпат, роговая обманка, слюды	2,6-2,8	сиенит – строительство
4	серый, зеленовато-серый	до 50	средний	среднекристаллическая	массивная	полевой шпат, авгит, биотит	2,7-2,9	диорит – строительство
5	серый, зеленовато-серый	до 50	средний	средне-крупнокристаллическая	массивная	полевой шпат, кварц, авгит, биотит	2,6-2,8	диорит кварцевый (гранодиорит) – строительство

Продолжение табл. 10

1	2	3	4	5	6	7	8	9
6	темно-серый, черный	более 50	основной	крупнокристаллическая	массивная	полевой шпат, роговая обманка, пироксен, авгит	2,7-3,2	габбро – облицовочный материал
7	темно-серый, синевато-серый		основной	крупно-гигантокристаллическая	массивная	лабрадор	2,7-3,2	лабрадорит – облицовочный материал
8	зеленочерный, черный, оливково-серый		основной	мелкокристаллическая	массивная	оливин, хромит, магнетит	3,2	дунит – строительство
9	черный		ультраоснов	средне-крупнокристаллическая	массивная	пироксен	3,1-3,3	пироксенит – строительство
10	зеленовато-черный		ультраоснов	среднекристаллическая	массивная	оливин, пироксен	3,0-3,2	перидотит – строительство
2. Эффузивные								
11	белый, светло-серый	5	кислый	порфировая	пятнистая, пористая	кварц, полевые шпаты, роговая обманка, слюды	2,3-2,7	липарит – абразив, бутовый камень
12	розовый, красный	менее 10	кислый	порфировая	пятнистая, пористая	кварц, полевые шпаты, роговая обманка, слюды	2,5-2,7	кварцевый порфир – строительство
13	светлосерый, зеленовато-серый	до 15	средний	порфировая	пятнистая, пористая	полевые шпаты, роговая обманка, слюды	2,4-2,7	трахит – для изготовления жерновов
14	серый, розовый	до 50	средний	порфировая	полосчатая, пятнист.	полевой шпат, авгит, биотит	2,6-2,8	андезит – абразив, кислотоустойчивый материал

Окончание табл. 10

1	2	3	4	5	6	7	8	9
15	темно-серый, бурый	до 50	средний	порфировая	пятнист. полосчатая	полевой шпат, кварц, авгит, биотит	2,6-2,7	андезитовый порфирит
16	темно-серый, черный	более 50	основной	афировая	массивная, порист.	полевые шпаты, роговая обманка, пироксен, авгит	2,6-3,1	базальт – строительство, каменное литье
17	темно-серый, темно-зеленый		основной	порфировая	массивная, пятнистая	полевые шпаты, роговая обманка, пироксен, авгит	3,0	диабаз – строительство
18	непостоянный			стекловидная	пузыристая	непостоянный	0,3-0,4	пемза – абразив, производство пемзобетона
19	непостоянный			стекловидная	пузыристая	непостоянный	1,4-2,5	вулканический туф – строительство
20	непостоянный			стекловидная	массивная, флюидальная	непостоянный	2,2-2,4	обсидиан – поделочный камень

Лабораторная работа № 2.2

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные горные породы образуются в результате осаждения минеральных веществ в водной или воздушной среде в ходе экзогенных процессов. По способу образования минерального вещества осадочные породы делятся на

- обломочные – состоящие из обломков минералов и горных пород;
- органогенные – в основе которых находятся твердые части организмов и продуктов их жизнедеятельности;
- хемогенные – представленные минералами, сформировавшимися химическим путем.

Между этими группами осадочных пород нет четких границ, поэтому часто встречаются породы смешанного происхождения. Особенно часто это наблюдается среди органогенных и хемогенных (группа хемогенно-органогенные породы).

Задание 1. Изучение диагностических признаков осадочных горных пород.

Главными признаками, определяющими осадочные породы, являются состав осадка, степень диагенеза, цвет, текстура, структура, пористость и плотность. Состав осадка зависит от способа его образования: это могут быть обломки горных пород и минералов, органогенное вещество или продукты химических реакций. В соответствии с этим породу относят к обломочной, органогенной, хемогенной или смешанного состава.

Степень диагенеза – признак, который показывает, какие изменения произошли в осадке после его образования в процессе превращения в горную породу. Иногда видимых признаков диагенеза нет: например, встречаются пески, которые, образовавшись миллионы лет назад, не преобразовались в литифицированную породу, а так и остались песками. В таких случаях осадок считается горной породой, если он перекрыт более молодыми отложениями. Оставаясь на поверхности, он сохраняет название осадка, даже если окружающие условия изменились, например, морские условия смени-

лись континентальными. Диагенез связан с обезвоживанием (дегидратацией) осадка, перекристаллизацией, старением коллоидов и др. Образование цемента в обломочных породах – один из мощных факторов диагенеза. Чаще всего цемент бывает глинистый, кремнистый или железистый, состоящий из оксида железа.

Цвет породы не относится к главным диагностическим признакам, но часто может способствовать ее определению. Окраска осадочных пород включает все известные цвета и оттенки. Ее появление зависит от многих причин, главными из которых является окраска обломков и минералов, слагающих породу, а также цвет цемента. Так, белыми или светлоокрашенными бывают породы, содержащие карбонаты, сульфаты, галоиды, кремнистое вещество или кварц; железистый цемент придает породе различные оттенки коричневого цвета; зеленый цвет связан с окраской зерен глауконита, хлоритов и т.п.

Текстура осадочных пород – расположение зерен в породе – полнее всего изучается в обнажении, менее полно – в керне буровых скважин и в образцах. Текстура определяет многие физические свойства породы – проницаемость, крепость, раскалываемость и т.д.

Текстуры осадочных и вулканических пород подразделяются на поверхностные, присущие поверхностям напластования и объемные, слагающие весь объем породы.

Для учебных целей важнее изучение именно объемных текстур, которые можно наблюдать в камеральных условиях в отдельных образцах.

В земной коре наиболее часто встречаются слоистые текстуры, когда в породе четко различаются слои: полосчатые, когда слои различаются и по цвету; массивные, когда нельзя установить закономерности в положении составных частей; пятнистые, когда отдельные составные части породы образуют обособления в виде пятен.

На рис. 99 показано типичное залегание осадочных пород.

Структура во многом зависит от принадлежности породы к той или иной генетической группе. Так, структуры обломочных пород – обломочные, различаются по форме и размерам обломков – частиц размером более 0,01 мм, прежде существовавших пород.



Рис. 99. Типичное залегание

Тонкообломочные – пелитовые структуры характерны для глинистых или пелитовых пород (греч. пелёс – глина), состоящих из частиц размером менее 0,01 мм (глина, мергель).

Хемогенные породы часто имеют кристаллические разномасштабные структуры. Кристаллы минералов могут визуальнo наблюдатьcя в породе (каменная соль, гипс). При скрытокристаллической структуре – афонитовой кристаллы минералов в породе просматриваются только под микроскопом (мел).

Некоторые породы (кремень) имеют аморфную структуру.

В органогенных породах – либо органогенные структуры, если порода состоит из целых раковин или других остатков скелетов, либо детритусовые (лат. детритус – перетертый), когда остатки организмов оказываются перетертыми или раздробленными.

Пористость является характерным признаком для многих осадочных пород. Она оценивается по размеру пор, их количеству и способу образования.

Плотность. Определение плотности, даже сделанное приблизительно, может облегчить диагностику: например, внешне похожие гипс и ангидрит легко различить по этому признаку; плотность этих минералов соответственно 2400 и 2900 кг/м³.

Слоистость свойственна большинству осадочных пород. Она чрезвычайно разнообразна. Для диагностики осадочных горных пород слоистость малоприменима, так как тип слоистости практически не связан с составом породы.

Задание 2. Изучение обломочных, горных пород и их классификация.

Обломочные или классические (греч. кластес – обломок) породы образуются из обломков минералов и горных пород; чаще всего они накапливаются как морские осадки. Классификация обломочных пород основана на величине обломков, степени их окатанности и наличии или отсутствии цемента. Определяя внешний вид пород, эти признаки отражают и их происхождение (табл. 11).

Таблица 11

Обломочные горные породы

Группа пород	Размеры обломков, мм	Рыхлые породы		Сцементированные породы	
		окатанные	неокатанные	окатанные обломки	неокатанные обломки
Грубообломочные (псефиты)	> 200	валуны	глыбы	Конгломераты: валунные галечные гравийные	глыбовые брекчии
	200–10	галька, галечник	щебень		брекчии
	10–2	гравий	дресва		
Песчаные (псаммиты)	2–1 1–0,5 0,5–0,25 0,25–0,1	Пески: грубозернистые крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые		Песчаники: грубозернистые крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	
Алевриты Пелиты*	0,1–0,01 0,01	Алевриты Глины		Алевролиты Аргиллиты	

*Пелиты рассматриваются как обломочные породы условно, так как в их образовании главенствующими процессами являются химические. Иногда они выделяются в отдельную генетическую группу – глинистые.

Грубообломочные породы или псефиты (греч. псефос – камешек) состоят из обломков, которые по форме и размерам делятся на

окатанные и неокатанные, крупные, средние и мелкие. К окатанным относятся обломки, имеющие округленные или сглаженные ребра – валуны, галечник, гравий; неокатанные обломки всегда остроугольны – глыбы, щебень, дресва. Псефиты с окатанными обломками, скрепленными цементом, называются конгломератами, а состоящие из неокатанных сцементированных обломков – брекчиями. Сцементированные обломочные породы образовались путем цементации рыхлых пород разнообразными химическими веществами. Наиболее прочным является кремнеземистый цемент (вторичный кварц, опал, халцедон), менее прочны железистый (лимонит), карбонатный (кальцит) и малой цементирующей способностью отличается глинистый цемент.

Брекчии представляют собой компактные породы, состоящие из угловатых обломков дресвы или щебня, сцементированных каким-либо цементом. Петрографический состав этих обломков отличается однородностью. Угловатая форма обломков обеспечивает хорошее сцепление их с природными цементами, поэтому брекчии при некоторых видах цементов имеют достаточно высокую прочность и используются как отделочные камни. Брекчии имеют ограниченное распространение.

Конгломераты – сцементированные природным цементом скопления гальки, гравия, мелких валунов и др., отличающиеся от брекчий пестротой петрографического состава, широким диапазоном прочности от 5 до 160 МПа и изменением средней плотности в интервале 1500 ... 2900 кг/м³. По сравнению с брекчиями конгломераты отличаются меньшей прочностью, так как окатанный обломочный материал довольно слабо связывается с цементом. Практическое значение этих пород невелико. Слабо сцементированные их разновидности используются для получения балласта, а красивые – как отделочные декоративные камни. Мощные отложения конгломератов известны в Крыму и Средней Азии.

При описании псефитов следует указывать состав, величину и степень окатанности обломков, степень диагенеза, состав и окраску цемента, количественные соотношения (обычно, в процентах по объему) обломков и цемента; если обломки имеют разный состав, то отражаются их количественные соотношения, так же, как и количественные соотношения обломков разных размеров.

Пример описания конгломерата: конгломерат гравийный, плотно сцементированный, коричневый, пятнистый, с серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми пятнами. Обломки имеют размеры в поперечнике от 5 до 20 мм; преобладает гравий; мелкой округло-уплощенной гальки, главным образом из песчаников, не более 15 %. Среди обломков, кроме песчаников, встречается кварц и хлоритовые сланцы. Цемент бурый, коричневый, железистопесчанистый, заполняет участки между прилегающими друг к другу гравием и мелкой галькой. Содержание в породе цемента около 20 %.

В группу псаммитов – песчаных пород (греч. псаммос – песок) входят породы с размером обломков от 0,1 до 2 мм. Их принято разделять по крупности зерен на

грубозернистые с диаметром частиц от 1 до 2 мм;

крупнозернистые – от 1 до 0,5 мм;

среднезернистые – от 0,5 до 0,25 мм;

мелкозернистые – от 0,25 до 0,1 мм.

Рыхлые разновидности псаммитов называют песками, а сцементированные – песчаниками (см. табл. 9). Пески состоят преимущественно из кварца, наиболее устойчивого к химическому выветриванию минерала. Псаммиты, состоящие из зерен одного минерала, называют олигомиктовыми (греч. олигос – немногий, миктос – смешанный), а состоящие из нескольких минералов – полимиктовыми. По минеральному составу различают следующие главные группы песчаных пород.

Чистые кварцевые пески и песчаники (олигомиктовые) светлой окраски, содержащие в виде примесей полевые шпаты, слюды и др.

Смешанные (полимиктовые) пески, состоящие из смеси минералов, в которой преимущественно находятся полевые шпаты, слюды, амфиболы и др. Среди этих пород наибольшее распространение имеют аркозовые пески красного или серого цвета, преимущественно кислого полевошпатового состава, с небольшой примесью кварца и других минералов.

Песчаники образуются путем цементации зерен песка при просачивании через них разнообразных минеральных растворов. В зависимости от разновидности цементов различают кремнистые, известковые, железистые, гипсовые, глинистые, фосфоритовые, битум-

минозные и другие виды песчаников. Их прочность определяется видом природного цемента, характером его сцепления с зернами песка, плотностью породы. Она колеблется в широких пределах от 1 до 150 МПа и выше, а средняя плотность – от 1900 до 2800 кг/м³. Наиболее прочными (100... 150 МПа и более) являются кремнистые песчаники со средней плотностью до 2800 кг/м³. Малой прочностью отличаются глинистые песчаники, легко разрушающиеся при насыщении водой или циклическом замораживании и оттаивании. Известковые песчаники неводостойкие.

В битуминозных песчаниках битум, пропитывающий толщину пород, составляет до 20 % их массы.

Окраска песчаников зависит от цемента: кремнистые и известковые имеют белые и светлые тона, железистые – желтые и красноватые и т. д.

Песчаники широко распространены в Карелии, Украине, и др. Они используются для получения стенового камня, бута, щебня, а также декоративного отделочного материала. Их разновидности, содержащие не менее 97 % кремнезема, идут на изготовление кислотоупорных материалов и сырья, для получения огнеупоров, абразивов и др.

Железистые пески и песчаники обычно представляют собой кварцевые пески и песчаники, зерна которых покрыты коркой бурых железистых минералов; цемент песчаников также железистый, поэтому цвет пород коричневый – от лилово-бурого до ржаво-коричневого.

Магнетитовые и гранатовые пески и песчаники встречаются редко.

Кварц глауконитовые пески и песчаники состоят из зерен кварца (20–40 %) и глауконита (60–80 %) с небольшой примесью слюды и других минералов; в зависимости от количества глауконита пески имеют более или менее выраженную зеленую окраску. При выветривании, которое сопровождается разложением глауконита и образованием оксидов железа, цвет их становится ржаво-бурый.

Аркозовые пески и песчаники образуются при разрушении гранитоидов, поэтому в их состав входят кварц, полевые шпаты и небольшое количество темноцветных минералов, биотита, роговой обманки, пироксена; состав цемента песчаников разнообразен.

Глаувакки – темно-серые, зеленовато-бурые или зеленовато-коричневые, часто плотно сцементированные псаммиты, сложенные главным образом зернами темноцветных минералов – амфиболов, пироксенов и др.

При описании псаммитов следует указывать размеры зерен, минеральный состав и окраску. Степень окатанности зерен для диагностики большого значения не имеет, но если она визуальна различима, то приводится в описании. Для сцементированных пород по возможности в описании приводится состав цемента и его особенности. Для полимиктовых пород необходимо определить количественные соотношения зерен различных минералов и степень сортировки.

Пример описания песчаника: плотная зеленовато-серая порода, состоящая из зерен кварца размером в поперечнике 0,3–0,5 мм (20 %), глауконита до 3 мм (60 %), придающего зеленый оттенок породе, и зеленовато-серого цемента (≈ 20 %), вскипающего при воздействии разбавленной соляной кислотой. Порода определяется как песчаник известковистый, полимиктовый (кварц – глауконитовый), среднезернистый.

Наибольшей чистотой и однородностью зерен отличаются морские и эоловые отложения. Морские и речные пески имеют окатанную форму зерен, а ледниковые – угловатую форму, наиболее благоприятную для строительных целей. Вредной примесью песков являются глинистые и пылеватые фракции (0,05...0,005 мм). При оценке качества песка как строительного материала учитывают его минеральный и гранулометрический составы, форму зерен, пористость, коэффициент фильтрации и др. Средняя плотность песков – 1800 кг/м³.

Пески являются главным сырьем для получения керамики, дианаса, стекол, бетонов и растворов, кирпича; используются для дорожных покрытий, в абразивном производстве. Распространены повсеместно.

Алевриты (рыхлые) и алевролиты (плотные) породы отличающиеся от песчаных содержанием более мелких частиц. Они сложены пылеватыми частицами минералов размером от 0,1 до 0,01 мм.

К алевритам относятся лессы (лёсс – светлоокрашенная пористая порода, содержащая кварц, полевые шпаты, до 30 % кальцита и до 50 % глинистых минералов), супеси (алевроитовый материал с песком), суглинки (алевроитовый материал с глиной) и некоторые другие породы. Средняя плотность лессов– 1200...1800 кг/м³. Они отличаются просадочностью, легко размокают в воде.

Используются в цементной промышленности как добавка в бетоны, в производстве кирпича, черепицы и др. Распространены в Беларуси, европейской части России, на юге Украины, в Средней Азии, южной Сибири.

Пелиты, или глины (греч. пелес – глины), группа тонкообломочных пород, состоящих более чем наполовину из мельчайших (менее 0,01...0,001 мм) чешуеобразных частиц глинистых минералов, среди которых не менее 25 % имеют размеры менее 0,001 мм. По основным свойствам пелиты отличаются от обломочных пород, имея малые размеры, частицы пелитов не оседают на дно под действием силы тяжести, а образуют суспензии.

Глины – породы, образующие с водой пластичную массу, твердеющую при высыхании, а при обжиге приобретающую твердость камня. В сухом состоянии глины бывают землистые, рыхлые или очень плотные. Твердость их равна 1, они легко царапаются ногтем, если потереть поверхность плотной глины, на ней остается блестящая полоска. Глины липнут к языку и, в отличие от алевролитов, не скрипят на зубах. Насыщаясь, эта порода разбухает и превращается в пластичную массу, которая при дальнейшем добавлении воды приобретает способность течь. За счет гигроскопичности она способна поглощать до 70 % (по объему) воды, а после полного насыщения водой становится водоупорной и не пропускает воду. Чистые глины называются жирными; с примесью песка – тощими.

В зависимости от содержания в породе песка различают песчанистые глины или глинистые пески; глины с примесью карбоната кальция называются известковыми.

Глины образуются при выветривании полевошпатовых и некоторых других силикатных пород и состоят преимущественно из глинистых минералов типа каолинита, монтмориллонита и гидрослюды с примесью кварца, слюды, вторичного кальцита, опала и др.

Большинство глин являются полиминеральными, однако среди них имеются наиболее ценные мономинеральные: каолиновые и монтмориллонитовые разновидности.

Главным фактором при применении глин в строительстве и производстве строительных материалов является их минеральный состав. Полиминеральные глины являются сырьем для производства кирпично-черепичных изделий, грубой керамики, глинозема, огнеупоров и т. д.

Каолины – белые глины, сложены в основном каолинитом и сравнительно свободны от примесей оксидов железа. Они представляют собой белые тонкозернистые, жирные на ощупь малопластичные породы, являющиеся продуктами разложения (гидролиза) алюмосиликатов диссоциированной водой, содержащей свободные ионы водорода и растворенную CO_2 . Они образуются при выветривании полевошпатовых пород. В коре выветривания каолины содержат примеси зерен кварца, чешуек слюды и других, устойчивых к выветриванию минералов, входящих в состав исходной породы. Наиболее чистые каолины возникают при размыве коры выветривания и переотложения ее продуктов.

Каолины используются в производстве фарфоро-фаянсовых изделий, цемента, шамота.

Месторождения каолиновых глин находятся в Украине, Сибири, на Урале и др. Каолиновые глины являются континентальными отложениями и образуются в условиях кислой среды.

Монтмориллонитовые глины появляются при разложении вулканических пеплов в щелочной среде. Среди них выделяются сильно набухающие в воде натровые глины с преобладанием катиона Na над катионами Ca, Mg и неразбухающие кальциевые – с преобладанием Ca над катионами Na и Mg. К первым относятся бентониты и флоридины, породы белой, серовато-белой, розоватой и другой окраски, характерной особенностью которых является сильное набухание при увлажнении с увеличением объема примерно в 16 раз и более и высокая адсорбционная способность. Большинство этих глин обладает резко выраженной пластичностью. С увеличением в глинах механических примесей пластичность их быстро снижается. Монтмориллонитовые глины применяются в качестве адсорбентов, так как обладают высокой поглотительной способно-

стью. Их месторождения встречаются в Грузии, Крыму, Приднестровье, Закарпатье, Средней Азии.

В описании глин указывают следующие признаки: цвет, степень влажности и кислотности, примеси, часто обуславливающие окраску породы (углистые глины темные, почти черные; битуминозные – темно-коричневые или почти черные, имеющие запах битума во влажном состоянии, оставляющие жирное пятно на бумаге); текстуру (листовая, плейчатая и др.); наличие растительных остатков окаменелостей и др.

Аргиллиты – это плотные, твердые (твердость до 3) породы, образующиеся в результате диагенеза глин, которые при этом утрачивают пластичность и водопоглощаемость.

В коре выветривания пород, содержащих алюмосиликаты – гранитоидов и др., нередко встречаются специфические породы – бокситы. Это плотные породы, окрашенные в красные, реже в серые тона, состоящие главным образом из оксидов алюминия, часто с примесью оксидов железа, имеющие обломочную или солитовую структуру. Главными минералами бокситов являются диаспор и гидрагиллит, сырье для производства алюминия.

Задание 3. Описание и определение органогенных и хемогенных горных пород.

Породы этих групп образуются как в водной среде, так и на поверхности суши в результате жизнедеятельности животных и растительных организмов или химических процессов, а часто тех и других процессов вместе. В связи с этим органогенные и хемогенные породы рассматриваются вместе и классифицируются по химическому составу, в соответствии с которым выделяют карбонатные, кремнистые, серноокислые, галогенные, фосфатные и углеродистые.

Карбонатные породы

Известняки – образования, состоящие из кальцита, часто с примесью глины и песка. По содержанию глинистых примесей разли-

чают глинистые известняки (глины < 20 %), известковистые мергели (> 20 %), мергели (30–50 %) и известковистые глины (глины > 50 %). При увеличении количества песка в известняках их называют песчанистыми известняками или известковистыми песчаниками.

При определении известняков используются реакции с разбавленной соляной кислотой (10 %), при воздействии которой они бурно вскипают, но при этом на поверхности образца не образуется, в отличие от мергелей, грязное пятно.

По структуре среди известняков различают крупно- средне- и мелкозернистые, равномерно- и неравномерно-зернистые, землистые, солитовые, кристаллически-зернистые, детритусовые (лат. детритус – перетертый), афанитовые (греч. афанэс – неясный), плотные и др. Они также весьма различны по текстуре, окраске и другим признакам.

По происхождению известняки разделяются на органогенные и хемогенные. Органогенные известняки бывают как плотными, так и пористыми и даже кавернозными. Органогенное происхождение известняков часто легко определяется: во многих случаях они состоят из хорошо различимых раковин моллюсков, члеников морских лилий, раковин, скелетных частей – зоогенные известняки или из скелетных образований водорослей – фитогенные известняки.

В зависимости от того, скелетные образования, каких организмов слагают породу, различают известняки коралловые, фузулиновые, нуммулитовые.

Известняки, которые состоят из почти полностью сохранившихся створок раковин пластинчато-жаберных моллюсков, называют ракушечниками. Чистые известняки белые, но примеси окрашивают их в самые разные цвета.

Биохимические известняки состоят из мельчайших зерен кальцита, выделенных бактериями, и в них не наблюдается каких-либо признаков органогенной структуры. Эти известняки образуют переходы к известнякам химического происхождения.

Многие известняки имеют смешанный органогенно-хемогенный генезис, например, писчий мел (60–70 % остатки планктонных организмов, а остальная масса – порошкообразный кальций химического происхождения).

Хомогенные известняки встречаются часто. Среди них различают: микрозернистые известняки, состоящие из мельчайших зерен кальцита; оолитовые известняки, образованные шаровидными известковыми зернами, по форме и размерам напоминающие просяное зерно («икряной камень»); известковые туфы – пористые породы, формирование которых связано с отложением кальцита водами источников, богатыми двууглекислой известью. Эти породы часто содержат отпечатки растительных и животных организмов. Хомогенные известняки часто образуют натечные формы, примерами которых служат сталактиты и сталагмиты в известковых пещерах.

Мергели – широко распространенные карбонатные породы, имеющие большое практическое значение как сырье для цементной промышленности. Имеют высокую плотность, раковистый или неровный скол, белые или светлоокрашенные, бурно реагируют с разбавленной соляной кислотой, причем на поверхности породы остается грязное пятно.

Среди известняков и мергелей иногда встречаются кремнистые разновидности. У них большая твердость и не очень интенсивная реакция с разбавленной соляной кислотой.

Доломиты – породы, содержащие не менее 95 % минерала доломита. Чистые доломиты встречаются очень редко, в основном наблюдаются различные переходы от известняков к доломитам. Известковистые доломиты содержат более 50 % доломита, а доломитовые известняки менее 50 %. Макроскопическим способом отличить доломиты от известняков обычно нельзя. Диагностическим признаком является реакция с разбавленной соляной кислотой; доломиты вскипают только будучи растертыми в порошок. Для доломитов характерен (но не обязателен) шершавый, как бы тонкопесчанистый излом.

Кремнистые породы

Породы, состоящие преимущественно из кремнезема, могут иметь как органическое, так и химическое происхождение.

Диатомиты – скопления микроскопических скелетов диатомовых водорослей, состоящих из опала. Диатомиты – белые или светло-желтые породы, мягкие, легкие, рыхлые, часто похожие на пис-

чий мел, но в отличие от последнего не реагируют с соляной кислотой. Диатомит легко растирается, руками в тончайшую пудру, жадно впитывает влагу и прилипает к языку.

Трепелы – внешне не отличимы от диатомитов, но имеют коллоидально-химическое происхождение. Они состоят из мельчайших зернышек опала, видимых лишь под микроскопом. Диатомиты и трепелы применяются в строительстве, химической (поглотители) и др. отраслях промышленности.

Опоки – пористые породы от серого до черного цвета. Состоят из опала и примеси кремнистых остатков мельчайших организмов (радиолярий, панцирей диатомей и др.). Они твердые и легкие, при ударе раскалываются на мелкие остроугольные обломки с раковистым изломом.

Яшмы – плотные и твердые породы, сложенные скрытокристаллическим кварцем или халцедоном. Часто содержат остатки радиолярий. Образуются в результате накопления кремнистого вещества вулканического происхождения (из гидротерм на дне водоемов).

Кремнистые конкреции нередко присутствуют в самых различных осадочных породах. Представляют собой желваки с плотным кремнистым ядром и концентрически-зональной текстурой образования, если они имеют внутри пустоты, то называются жеодами.

Сернокислые и галогенные породы

Сернокислые и галогенные породы различаются по химическому составу, но близки по условиям формирования. Среди этих пород распространены мономинеральные разности: каменная соль, гипс и ангидрит, которые образуются в соленосных водных бассейнах.

Каменная соль (галит) – зернисто-кристаллическая масса от светлой до черной окраски. Диагностические признаки: соленый вкус, легкая растворимость в воде. Каменная соль встречается как в сплошных массивах, так и в виде примесей в обломочных породах и глинах. При выветривании на поверхности таких пород возникают белые налеты ("выпоты") соли.

Гипс образуется в виде зернисто-кристаллических масс. Чистый гипс – снежно-белый, желтый или розовый. В зависимости от примесей окраска может быть разнообразной. Легко распознается по

небольшой твердости, и малой плотности, не превышающей, 2400 кг/м^3 . Часто гипс встречается в различных осадочных породах в виде мелких зерен или друз.

Ангидрит – серая или голубовато-серая плотная порода с плотностью до 3100 кг/м^3 и твердостью до 3,5, что резко отличает его от гипса. Ангидрит встречается на глубинах более 70 м, а на поверхности он вследствие гидратации переходит в гипс, увеличиваясь при этом в объеме, и приобретает гофрированную текстуру.

Железистые породы

Оолитовые железные руды – скопления оолитов лимонита размером в поперечнике от 0,2 до 15 мм. Эти руды часто обогащены псиломеланом – марганцевой рудой. Образуются они при выпадании гидроксидов железа в осадок из морской или пресной воды.

Сидерит – встречается в виде минеральных включений в осадочных породах или, реже, образует небольшие пласты и линзы. Используется в качестве руды редко.

Пирит и марказит также слагают иногда пласты и линзы, но большого промышленного значения не имеют.

Фосфатные породы

Фосфориты – породы, богатые фосфатами кальция. В зависимости от состава и количества примесей внешний вид изменяется в широких пределах. Одни фосфориты имеют облик песчаников, другие – афанитовую структуру и гладкий, ровный излом. Окраска в основном темная, но встречаются и светлые разновидности, твердость до 5. Для фосфоритов характерен чесночный запах, который они издают при ударе или трении. Обычно встречаются в виде конкреций различной формы, реже слагают пласты. Иногда наблюдаются слои обломочного материала с фосфатным цементом. Фосфориты содержат большое количество оксида фосфата, являются ценной рудой и используются как в химической промышленности, так и в сельском хозяйстве для производства удобрений.

Углеводородные соединения и углеродистые породы

К классу углеводородных соединений относится большое количество сравнительно слабо изученных соединений, представляющих из себя преимущественно битумы, воска и соли органических кислот.

Примером битума является парафин (C_nH_{2n+2}), который выпадает в осадок при движении нефти по трещинам; разновидность парафина носит название озокерит (горный воск).

Примером смолы является янтарь ($C_4OH_64O_4$). Соли органических кислот в природе многочисленны, но описано как минералы всего несколько, например, соли шавелевой кислоты ведделлит ($CaC_2O_4 \cdot 2H_2O$) и вевеллит ($CaC_2O_4 \cdot H_2O$), кристаллики которых образуются в клетках растений, углях и сланцах, или оксалит ($FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$), образующийся в бурых углях.

Практически все углеводородные соединения имеют экзогенное (обычно биогенное) происхождение. Некоторые, как янтарь и парафин, применяются как отдельные минералы, большинство же является компонентами нефти и углей. В группу углеродистых входят как органогенные, так и хемогенные породы.

Из них широко распространены торфы, ископаемые угли, горючие сланцы, битуминозные породы и нефть.

Торф – порода, состоящая из неполностью разложившихся растительных остатков и гумифицированного вещества, обогащенного органическими кислотами.

Ископаемые угли образовались из остатков растительности, накопившейся в мелководных водоемах и болотах в процессе углефикации, в результате которого органическое вещество теряло кислород и водород и обогащалось углеродом по следующей схеме: древесина (50 % C), бурый уголь (≈ 70 % C), каменный уголь (82 % C), антрацит (95 % C).

Бурый уголь – плотная темно-бурая или черная порода с матовым или реже стекляннным блеском, раковистым изломом и бурой чертой.

Каменный уголь – черный, с жирным блеском и черной матовой или блестящей чертой, хрупок, пачкает руки, излом раковистый. Обладает хорошо выраженной слоистостью.

Антрацит – отличается от каменного угля большей твердостью, ярким полуметаллическим блеском, неровным изломом и тем, что он не пачкает рук.

Горючие сланцы – сланцеватые темно-серые, бурые или коричневые породы, горящие коптящим пламенем с выделением густого дыма и запаха битума. Образуются они при накоплении битумов одновременно с отложением тонких илов.

Битумы представляют собой нефти и летучие горючие вещества. Битуминозные породы пропитаны или содержат рассеянные включения нефти. Это темные породы, издающие запах битума при ударе. Битумы в породе обнаруживаются по реакции с хлороформом; на бумаге после испарения капли хлороформа с порошком породы, содержащей битумы, остается масляное пятно.

Нефти представляют собой жидкости от светло-желтого (легкие разновидности) до коричневатого-черного (тяжелые разновидности) цвета со специфическим запахом битума и масляным блеском, капля нефти на воде образует, радужную пленку.

При определении осадочных горных пород описывают текстуру и структуру породы, характер слоистости (в случае ее отсутствия это должно быть специально оговорено). Указывается окраска, твердость (для монолитных мономинеральных пород), излом, плотность, состав породы, а также все виды включений.

Лабораторная работа № 2.3

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфические горные породы возникают в результате преобразования осадочных, магматических, а также ранее существовавших метаморфических пород, происходящего в земной коре под воздействием эндогенных процессов. Эти преобразования протекают в твердом состоянии и выражаются в изменении минерального, а иногда и химического состава, структуры и текстуры пород. Реже минеральный состав сохраняется. Метаморфизм происходит под воздействием высокой температуры и давления, а также вследствие привноса и выноса вещества высокотемпературными растворами и газами.

Одна из современных классификаций метаморфизма, которая основана на факторах, определяющих процесс, приведена в табл. 12.

Таблица 12

Классификация процессов метаморфизма

Тип метаморфизма	Факторы метаморфизма
Метаморфизм погружения	Увеличение давления, циркуляция водных растворов
Метаморфизм нагревания	Рост температуры
Метаморфизм гидратации	Взаимодействие горных пород с водными растворами
Дислокационный метаморфизм	Тектонические деформации
Импактный (ударный) метаморфизм	Падение крупных метеоритов, мощные эндогенные взрывы

Большое значение для процессов метаморфизма имеет состав исходных пород. Главнейшее отличие метаморфических пород от магматических и осадочных заключается в их минеральном составе,

а также структурных и текстурных особенностях. Метаморфические породы состоят лишь из минералов, устойчивых в условиях высоких температур и давления. Такими минералами являются: кварц; альбит и другие плагиоклазы; калиевый полевой шпат (микроклин); слюды (мусковит и биотит); роговая обманка; пироксен (авгит); магнетит; гематит, то есть, большинство минералов магматических пород, а также характерный минерал осадочных пород - кальцит. Кроме того в метаморфических породах распространены минералы, типичные только для этого типа пород – серицит, хлорит, актинолит, тальк, серпентин, гранат, графит.

Формы залегания метаморфических пород

Поскольку исходным материалом метаморфических горных пород являются осадочные и магматические породы, их формы залегания должны совпадать с формами залегания этих пород. Так на основе осадочных пород сохраняется пластовая форма залегания, а на основе магматических – форма интрузий или покровов. Этим иногда пользуются, чтобы определить их происхождение. Так если метаморфическая порода происходит от осадочной, ей дают приставку пара- (например, парагнейсы), а если она образовалась за счёт магматической породы, то приставку орто- (например, ортогнейсы).

Состав метаморфических пород

Химический состав метаморфических горных пород разнообразен и зависит в первую очередь от состава пород, из которых они образовались. Однако состав может и отличаться от состава исходных пород, так как в процессе метаморфизма происходят изменения под влиянием привносимых водными растворами веществ и метасоматических процессов (процессов замещения).

Минеральный состав метаморфических пород также разнообразен. Они могут состоять из одного минерала (мономинеральные), например кварца (кварцит) или кальцита (мрамор). Полиминеральные породы состоят из многих сложных силикатов. Главные породообразующие минералы представлены кварцем, полевыми шпата-

ми, слюдами, пироксенами и амфиболами. Наряду с ними присутствуют типично метаморфические минералы гранаты, андалузит, дистен, силлиманит, кордиерит, и некоторые другие. Для слабометаморфизованных пород особенно характерны, такие минералы метаморфического происхождения как тальк, хлориты, актинолит, эпидот, карбонаты.

Физико-химические условия образования метаморфических пород, определённые методами геобаротермометрии весьма высокие. Они колеблются от 100–300 °С до 1000–1500 °С и от первых десятков баров до 20–30 кбаров.

Все метаморфические породы обладают полнокристаллическими структурами, так как ни в одной из них не может сохраниться вулканическое стекло.

Структуры метаморфических пород возникают в процессе перекристаллизации в твёрдом состоянии, так что ни в один момент метаморфизации порода не приходит ни в состояние плавления, ни в состояние растворения. Такой процесс называется кристалло-бластез (blastano – расти), а образующиеся структуры – кристаллобластовыми.

По форме зёрен выделяются следующие структуры:

- гранобластовая (агрегат изометрических зёрен);
- лепидобластовая (агрегат листоватых или чешуйчатых кристаллов);
- нематобластовая (агрегат игольчатых или длиннопризматических кристаллов);
- фибробластовая (агрегат волокнистых кристаллов).

По относительным размерам:

- гомеобластовая (агрегат зёрен одинакового размера);
- гетеробластовая (агрегат зёрен разных размеров);
- порфиробластовая;
- пойкилобластовая (наличие мелких вростков минералов в основной ткани породы);
- ситовидная (обилие мелких вростков одного минерала в крупных кристаллах другого минерала)

По величине зерен различают крупнокристаллическую структуру (диаметр частиц 1 мм), средние (0,25–1мм) и мелкокристаллическую ($< 0,25$ мм).

Весьма важна для распознавания материнской породы, из которой произошла данная метаморфическая, так называемая реликтовая (латинское *relictus* – оставленный, остаточный) структура, т.е. остающаяся в небольших участках метаморфической породы структура первоначальной породы. Обычно реликтовые структуры сохраняются в породах, подвергавшихся лишь низким ступеням метаморфизма.

В метамагматических породах часто обнаруживаются следы таких структур магматических пород, как сферолитовая и др. В метаосадочных породах выделяются бластопсаммитовая, бластоалевролитовая и т.п. структуры.

В некоторых случаях остаточные структуры сохраняются и в породах средних ступеней метаморфизма. Встречаются также слабометаморфизированные скрытокристаллические и переходные разновидности, содержащие участки первичных пород некристаллического строения.

Существует еще одна группа структур метаморфических пород – катакластические, которые формируются в результате первоначальной деструктуризации а затем перекристаллизации первичной породы.

Текстура пород, как пространственная характеристика свойств породы, отражает способ заполнения пространства. По взаимному расположению и типам зерен выделяют следующие текстуры метаморфических пород:

– сланцевая – с параллельным расположением чешуйчатых или таблитчатых минералов;

– гнейсовая – с параллельным расположением таблитчатых минералов при малом содержании чешуйчатых частиц;

– полосчатая – с чередованием полос различной толщины и различного минерального состава;

– волокнистая – с вытянутыми примерно в одном направлении волокнистыми и игольчатыми минералами;

– очковая – с рассеянными в породе более крупными овальными зернами или агрегатами, обычно выделяющимися по цвету;

– плейчатая – в случае присутствия в породе очень мелких складок;

– беспорядочная – с неориентированным расположением зерен обычно округло-неправильной формы;

– массивная – в случае прочного сложения породы при плотном, связанном соединении минеральных зерен.

Сланцеватая текстура, свойственная огромному большинству метаморфических пород – кристаллическим сланцам. Сланцеватость характеризуется тем, что породы распадаются на тонкие плитки и пластинки благодаря тому, что в метаморфических породах получили широкое распространение листоватые, чешуйчатые и пластинчатые минералы, которые формируются при кристаллизации в условиях высоких давлений.

Сланцеватость выражается в параллельном расположении минералов породы: биотиты, вообще слюды и хлориты располагаются так, что явно лежат в параллельных плоскостях, призмочки роговой обманки все удлинены в одном и том же направлении и т.п. Сланцеватость объясняется тем, что минералы в сланцах развиваются и растут в наиболее благоприятном для роста направлении, т.е. в направлении, перпендикулярном к давлению. При этом сланцеватость обуславливается или прежними плоскостями наложения осадочной породы, или вновь образующимися, под влиянием спрессовывания, поверхностями отдельности, скольжения или кливажа.

Развитию сланцеватой текстуры способствует стресс. Различают сланцеватость, возникающую при механических деформациях, и кристаллизационную сланцеватость, которая связана с явлениями перекристаллизации. Сланцеватость может осложняться мелкими складками, тогда образуется плейчатость. Существует также линзовидная сланцеватость – очковая текстура, когда на фоне основной массы могут выделяться отдельные порфиробласты или линзовидные агрегаты кристаллов (полевых шпатов, кварца), облекаемые сланцеватостью.

Полосчатая текстура, характеризующаяся чередованием отличающихся по минеральному составу параллельно расположенных слоев, может образоваться по исходным полосчатым породам. Возникают такие текстуры и за счет метаморфической дифференциации вследствие перераспределения вещества.

Пятнистые текстуры формируются при неправильном пятнистом распределении минералов в породах. Они встречаются в метаморфизованных обломочных породах, в том числе туфах, а также появляются за счет стяжения в процессе метаморфизма первично равномерно распределенного в породе тонкодисперсного вещества. Например, пятнистые текстуры отмечаются при стяжении углистых частичек, тончайших чешуек хлорита и серицита в экзоконтактных зонах интрузий.

Массивная текстура характеризуется отсутствием ориентировки породообразующих минералов.

Среди реликтовых текстур метаморфических пород хорошо различается миндалекаменная, которая обнаруживается в метамагматических породах низких ступеней метаморфизма, и иногда в амфиболитах. Миндалекаменная текстура представлена более или менее округлыми или овальными агрегатами среди сланцеватой массы породы.

Флюидальные текстуры, обычные для вулканических пород кислого состава, также изредка сохраняются в метаморфических породах низких ступеней метаморфизма.

В метаосадочных породах нередко отмечаются реликты слоистой текстуры, иногда устанавливается первичная ритмичная или косая слоистость. Метаморфическая сланцеватость и полосчатость развиваются параллельно первичной полосчатости (что бывает чаще) или секут ее под некоторым углом (рис. 100).



Рис. 100. Метаморфическая горная порода, расслоившаяся по двум перпендикулярным направлениям (Долина Смерти, США)

Задание 1. Изучение метаморфических горных пород в зависимости от условия их происхождения.

Породы регионального метаморфизма образуются под действием высокого неравномерного давления и высокой температуры на больших пространствах. Особенно значительные изменения испытывают глинистые породы. В процессе диагенеза глины уплотняются и обезвоживаются и превращаются в аргиллиты. На начальной стадии метаморфизма в условиях низких температур под действием тектонического давления аргиллиты претерпевают расслаивание и превращаются в аргиллитовые сланцы, имеющие тонкосланцеватые текстуры. При возрастании в породе кристаллических частиц порода твердеет, превращаясь в кровельные или аспидные сланцы.

Дальнейшее усиление метаморфизма, связанное с повышением температуры, приводит к полной перекристаллизации глинистого вещества с образованием филлитов -- микрозернистых полнокристаллических пород с тонкосланцеватой текстурой. Внешне они сходны с аргиллитовыми сланцами, но имеют шелковистый блеск. Состоят из тончешуйчатой массы серицита, хлорита и кварца. При повышении температуры и дальнейшем увеличении давления филлиты переходят в кристаллические сланцы, (сланцеватые, хлоритовые или хлоритсланцеватые). Они отличаются сильным шелковистым блеском и наличием хорошо различимых чешуек минералов. Структура средне, реже крупнокристаллическая. Текстура сланцеватая или плейчатая. В состав входят кварц и слюды или хлорит. Кристаллические сланцы часто содержат гранаты, графит и др. Цвет обусловлен окраской господствующих минералов.

На самой высокой стадии метаморфизма глинистые породы превращаются в гнейсы. Эти породы обладают массивной гнейсовой, реже сланцеватой или очковой текстурой. Структура их зернисто-кристаллическая, средне- или крупнозернистая. Вместо хлорита и слюды, которая сохраняется в небольшом количестве, в гнейсах преобладают полевые шпаты – микроклин и плагиоклаз, широко развит кварц, присутствует биотит и мусковит, иногда амфиболы, пироксены, гранаты. По минеральному составу гнейсы близки к гранитам, от которых отличаются ориентированной гнейсовой текстурой.

Существенно иные породы формируются при метаморфизме песчаников. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом превращаются в кварциты – крепкие массивные породы, состоящие целиком из неправильных зерен кварца, которые иногда почти неразличимы. Текстура сланцеватая.

Кварцевые песчаники с глинистым цементом преобразуются в слюдяно-кварцитовые сланцы с тонкими прослойками слюды по сланцеватости.

Аркозовые песчаники, богатые зернами полевого шпата, переходят сначала в кварцитовые песчаники, а при высокой степени метаморфизма – в гнейсы, отличающиеся более равномерной зернистостью и повышенным содержанием кварца.

Гнейсы и сланцы, образующиеся при метаморфизме осадочных пород (глин и песчаников), называются парагнейсами к парасланцами.

Известняки при перекристаллизации переходят в мраморы. Последние состоят из кальцита, имеют зернисто-кристаллическую структуру и обычно массивную, иногда неясную полосчатую текстуру, реже наблюдается сланцеватость. Для породы характерна белая или светло-серая окраска.

Кремнистые породы – опоки, яшмы – преобразуются в мелкозернистые кварциты, отличающиеся весьма равномерной, слабо различимой зернистостью.

В результате метаморфизма кислых и средних магматических пород – гранитов, диоритов и других – формируются гнейсы и слюдяные сланцы. В отличие от аналогичных пород, возникающих при метаморфизме осадочных образований, они носят название ортогнейсов и ортосланцев.

Продуктами изменения габбро и базальтов на низшей стадии метаморфизма являются зеленые сланцы, сложенные хлоритом, эпидотом, актинолитом и альбитом. На более высокой степени метаморфизма зеленые сланцы переходят в амфиболиты – массивные крепкие породы со сланцевой или волокнистой текстурой, темно-серого (до черного) цвета, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза. На высшей ступени метаморфизма амфиболиты переходят в гранатовые амфиболы и эклогиты. Главные минералы последних – гранат и пироксен.

Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты) превращаются в змеевики (серпентиниты) и тальковые сланцы. Змеевики состоят из серпентина и присутствующих в виде примеси магнетита и хлорита, слагающих микрочешуйчатую темно-зеленую массу с пестрыми пятнами.

Породы регионального метаморфизма.

Здесь приведены горные породы, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма (от менее к более метаморфизованным).

Глинистые сланцы – представляют начальную стадию метаморфизма глинистых пород. Состоят преимущественно из гидрослюд, хлорита, иногда каолинита, реликтов других глинистых минералов (монтмориллонита), кварца, полевых шпатов и других неглинистых минералов. В них хорошо выражена сланцеватость. Они легко раскалываются на плитки. Цвет сланцев: зелёный, серый, бурый до чёрного. Содержат углистое вещество, новообразования карбонатов и сульфидов железа.

Филлиты [греч. филлитес — листоватый] — плотная темная с шелковистым блеском сланцеватая порода, состоящая из кварца, серицита, иногда с примесью хлорита, биотита и альбита. По степени метаморфизма переходная порода от глинистых к слюдяным сланцам.

Хлоритовые сланцы – представляют собой сланцеватые или чешуйчатые породы, состоящие преимущественно из хлорита, а также актинолита, талька, слюды, эпидота, кварца и других минералов. Цвет их зелёный, на ощупь жирные, твердость небольшая. Часто содержат магнетит в виде хорошо образованных кристаллов (октаэдров).

Тальковые сланцы – агрегат листочков и чешуек талька сланцеватого строения, зеленоватого или белого цвета, мягок, обладает жирным блеском. Встречается изредка среди хлоритовых сланцев и филлитов в верхнеархейских (гуронских) образованиях, но иногда является результатом метаморфизации и более молодых осадочных и изверженных (оливиновых) горных пород. Как примесь присутствуют магнетит, хромит, актинолит, апатит, турмалин. Часто к

тальку в большом количестве примешиваются листочки и чешуйки хлорита, обуславливающие переход в тальково-хлористовый сланец.

Кристаллические сланцы – общее название обширной группы метаморфических пород, характеризующиеся средней (частично сильной) степенью метаморфизма. В отличие от гнейсов в кристаллических сланцах количественные взаимоотношения между кварцем, полевыми шпатами и тёмноцветными минералами могут быть разными (рис. 101).



Рис. 101. Аспидный (кристаллический) сланец

Амфиболиты – метаморфическая горная порода, состоящая из амфибола, плагиоклаза и минералов примесей (рис. 102). Роговая обманка, содержащаяся в амфиболитах, отличается от амфиболов сложным составом и высоким содержанием глинозёма. В противоположность большинству метаморфических пород высоких ступеней регионального метаморфизма амфиболиты не всегда обладают хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Структура амфиболитов гранобластовая (при склонности роговой обманки к образованию удлинённых по сланцеватости кристаллов), нематобластовая и даже фибробластовая. Амфиболиты могут образовываться как за счёт основных изверженных пород – габбро, диабазов, базальтов, туфов и др., так и за счёт осадочных пород мергелистого состава. Переходные разновидности к габбро называются габбро-амфиболитами и характеризуются реликтовыми (остаточными) габбровыми структурами. Амфиболиты, возникающие за счёт ультраосновных горных

пород обычно состоят практически целиком из роговой обманки, богатой магнием (антофиллит, жедрит).

Различают следующие виды амфиболитов: биотитовые, гранатовые, кварцевые, кианитовые, эпидотовые и др.



Рис. 102. Шкатулка из амфиболита

Кварциты – зернистая горная порода, состоящая из зерен кварца, сцементированных более мелким кварцевым материалом (рис. 103, *а, б*). Образуется при метаморфизме кварцевых песчаников, порфи-ров. Встречаются в корах выветривания, образуясь при метасоматозе (гипергенные кварциты) с окислением медноколчеданных месторождений. Они служат поисковым признаком на медноколчеданные руды. Микрокварциты образуются из подводных гидротерм, выносящих в морскую воду кремнезём, при отсутствии других компонентов (железо, магний и др.).



Рис. 103. Кварциты *а, б*

Гнейсы – метаморфическая горная порода, характеризующаяся более или менее отчётливо выраженной параллельно-сланцеватой, часто тонкополосчатой текстурой с преобладающими гранобластовыми и порфиробластовыми структурами и состоящая из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклазов и цветных минералов (рис. 104). Выделяют: биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, амфиболовые, пироксеновые и др. гнейсы.



Рис. 104. Гнейс

Породы динамометаморфизма.

Это породы, возникающие под действием динамометаморфизма и тектонических нарушений в зоне дробления. Дроблению и деформации подвергается не только сама порода, но и составляющие её минералы. Породы формируются под воздействием давления в условиях невысоких температур в результате интенсивного дробления горных пород и минеральных зерен без существенной их перекристаллизации. К таким породам относятся тектонические брекчии и милониты.

Тектонические брекчии, образованы угловатыми, или линзовидными обломками раздробленных первичных пород самой различной величины, сцементированными мелкораздробленным материалом тех же пород. Для них характерно отсутствие слоистости и однообразие состава обломков.

Милониты представляют собой тонкоперетёртые горные породы с отчётливо выраженной сланцеватой текстурой. Образуются в зо-

нах дробления, особенно по плоскостям надвигов и сбросов. Разорванные блоки горных пород, перемещаясь, дробят, перетирают и одновременно сдавливают породы, вследствие чего она становится компактной и однородной. Для милонитов характерны текстуры: сланцеватая, тонкополосчатая, нередко очковая и расслоённость.

Породы контактового метаморфизма.

Возникают под действием высокой температуры, паров и растворов, связанных с внедрением магматических расплавов. Контактный метаморфизм проявляется вдоль границ магматических тел и имеет местное значение в преобразовании вмещающих пород. Он выражается преимущественно, в перекристаллизации пород, протекающей под действием высокой температуры без заметного участия давления. Поэтому для возникающих в ходе этого процесса пород – роговиков; типично отсутствие ориентированных текстур.

Роговики – очень крепкие мелкозернистые породы массивной текстуры, в которых иногда встречаются крупные кристаллы отдельных минералов (рис. 105).



Рис. 105. Роговик

Песчано-глинистые породы переходят в биотитовые роговики, состоящие из кварца и биотита с примесью полевого шпата, магнетита, граната.

Основные и средние породы преобразуются в амфиболовые роговики, сложенные амфиболом и плагиоклазом.

Фация ультраосновных пироксеновых роговиков формируется при наиболее высоких температурах метаморфизма: $> 700\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Карбонатные породы превращаются, в известково-силикатные роговики, а иногда в мраморы. Цвет роговиков обычно серый, черный или темно-зеленый.

Породы пневматолитового и гидротермального метаморфизма.

При этом типе метаморфизма формируются скарны и грейзены.

Скарны возникают на контакте карбонатных и интрузивных пород в результате контактово-метасоматических процессов, протекающих при воздействии постмагматических растворов. Эти породы имеют важное практическое значение, так как к ним приурочены месторождения многих полезных ископаемых – меди, железа, полиметаллов, молибдена, вольфрама, олова. Главные породообразующие минералы скарнов – пироксены, плагиоклазы и гранаты (рис. 106).

Грейзены образуются за счет гранитов или песчано-глинистых пород. Они состоят из кварца и светлой слюды, имеют крупнокристаллическую структуру.



Рис. 106. Датолитовый скарн. Дальнегорск. Приморье

Задание 2. Описание и определение метаморфических горных пород.

Определение метаморфических горных пород начинается с установления их минерального состава. Вторым важным признаком является текстура. Имеют значение также структура и цвет. Для определения этих пород можно пользоваться табл. 13, в которой представлены основные характеристики важнейших метаморфических пород. При исследовании метаморфических пород важно установить, что представляла собой порода до метаморфизма и какие явления обусловили метаморфизм. Для этого необходимо изучить породы в естественной обстановке, а также детально исследовать их под микроскопом. Существенным является и макроскопическое определение. Описание метаморфических пород проводится по такому же плану, что и магматических: 1) название; 2) цвет; 3) структура и текстура; 4) минеральный состав; 5) жилы и прожилки минералов, встречающиеся в породе; 6) посторонние включения и вкрапления. Дополнительно указывают тип метаморфизма и название исходной породы.

Основные особенности важнейших метаморфических пород

Минеральный состав	Текстура	Строение и внешний вид	Название, хозяйственное использование
1	2	3	4
Сарицит, хлорит, кварц	Сланцеватая, иногда плейчатая	Зеленая, светло- или темносерая микрочешуйчатая порода, кварц заметен плохо, слабый шелковистый блеск	Филлит Строительство
Биотит, мусковит, кварц, иногда гранит, графит	Сланцеватая, иногда плейчатая	Средне- или крупночешуйчатая порода с очень большим количеством слюды, кварц заметен плохо	Слюдяной сланец Электроника
Кварц и слюда (биотит, мусковит)	Сланцеватая, иногда плейчатая	Светлоокрашенная крепкая порода с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, нередко плитчатая	Слюдяно-кварцевый сланец
Хлорит, кварц, примесь слюды	Сланцеватая, иногда плейчатая	Чешуйчатая или листовая порода зеленого цвета, кварц заметен плохо	Хлоритовый сланец
Хлорит, актинолит, альбит, эпидот	Сланцеватая, иногда плейчатая	Мелкозернистая зеленая, довольно массивная порода с шелковистым блеском	Зеленый сланец
Тальк	Сланцеватая, иногда плейчатая	Чешуйчатая масса талька	Тальковый сланец Хим. пр-сть, медицина

1	2	3	4
Серпентин, магнетит	Массивная или сланцеватая	Тонкочешуйчатая серо-зеленая порода с пятнами темно-зеленого, белого, черного цвета и гладкими зеркально-эмалевыми поверхностями	Змеевик (серпентин) Жилы асбеста
Роговая обманка, плагиоклаз	Массивная или сланцеватая	Зернисто-кристаллич. темно-зеленая или черная порода, иногда тонкополосчатая, нередко заметен белый плагиоклаз	Амфиболит Строительство
Кварц, микроклин, иногда роговая обманка, пироксен, гранат	Массивная, гнейсовая	Зернисто-кристаллическая серая или желтоватая порода, иногда с полосчатой, очковой или сланцеватой текстурой	Микроклиновый гнейс Бутовый камень
Плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, пироксен	Массивная, гнейсовая	То же, что и микроклинового гнейса, но цвет чаще серый, более темный	Плагиоклазовый гнейс
Кварц	Массивная	Мелкозернистая (отд. зерна трудно различить) белая, желтая, красноватая порода, блестящая на изломе, иногда сланцеватая, плитч.	Кварцит Строительство, огнеупор
Кальцит, реже доломит, иногда примесь графита и др.	Массивная	Зернисто-кристаллическая белая, светло-серая, реже красноватая или желто-бурая порода, изредка со сланцеватой или неясноволокнисто-полосчатой текстурой	Мрамор Строительство, искусство

1	2	3	4
Кварц, биотит, магнетит, иногда полевой шпат, гранат	Массивная, беспоря- дочная	Мелкозернистая крепкая серая, буровато-серая, иногда розовато-серая порода	Биотитовый роговик
Плагиоклаз, амфибол, пироксен	Массивная, беспоря- дочная	Мелкозернистая, очень крепкая темно-серая, темно-зеленая или черная порода	Амфиболовый роговик
Гранат, пироксен, плагиоклаз, эпидот, рудные минералы, актинолит	Массивная, беспоря- дочная	Внешний вид очень разнообразный. Структура от мелко- до крупнокристаллической, часто неравномерно-зернистая	Скарн
Кварц, светлая слюда, иногда турмалин	Массивная, беспоря- дочная	Крупнокристаллическая белая или светло-серая порода	Грейзен

Литература

1. Бетехтин, А. Г. Курс минералогии : учебное пособие. – М. : КДУ, 2007. – 721 с.
2. Шаскольская, М. П. Кристаллография : учебное пособие для вузов / М. П. Шаскольская. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Высшая школа, 1984. – 376 с., ил.
3. Экспериментальная и техническая петрология / Е. Н. Граменицкий [и др.]. – М. : Научный мир, 2000. – 416 с.
4. Якушова, А. Ф. Общая геология / А. Ф. Якушова, В. Е. Хаин, В. И. Славин ; под ред. В. Е. Хаина. – М. : Изд-во МГУ, 1988. – 448 с.
5. Петрографический словарь. – М. : Недра, 1981. – 496 с.
6. Ларионов, А. К. Основы минералогии, петрографии и геологии : учебник / А. К. Ларионов, В. П. Ананьев. – М. : Высшая школа, 1969. – 462 с.
7. Петрология. I. Основы кристаллооптики и породообразующие минералы / А. А. Маракушев [и др.]. – М. : Научный мир, 2000. – 316 с.
8. Ковриго В. П. Почвоведение с основами геологии / В. П. Ковриго, И. С. Кауричев, Л. М. Бурлакова. – М. : Изд-во «Колос», 2000. – 416 с.
9. Годовиков, А. А. Формы нахождения минералов / А. А. Годовиков, В. И. Степанов. – М. : Ассоциация ЭкоСт, 2002. – 64 с.
10. Геовикипедия wiki.web.ru
11. <http://www.geolib.net/>
12. <http://ru.wikipedia.org>

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел 1. Минералогия	3
Лабораторная работа № 1.1	
Основы геометрической кристаллографии.	5
Лабораторная работа № 1.2	
Изучение физических и химических свойств минералов.	45
Лабораторная работа № 1.3	
Описание и определение минералов.	53
Раздел 2. Петрография	86
Лабораторная работа № 2.1	
Изучение магматических горных пород.	93
Лабораторная работа № 2.2	
Осадочные горные породы.	142
Лабораторная работа № 2.3	
Метаморфические горные породы.	159
Литература.	177

Учебное издание

ПОЛИКАРПОВА Наталья Нестеровна

**ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Пособие по лабораторным работам
для студентов специальности
1-51 02 01 «Разработка месторождений
полезных ископаемых»

В 2 частях

Ча с т ь 1. ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

Технический редактор *О. В. Песенько*

Подписано в печать 28.12.2012. Формат 60×84 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Ризография.
Усл. печ. л. 10,40. Уч.-изд. л. 8,14. Тираж 100. Заказ 419.

Издатель и полиграфическое исполнение: Белорусский национальный технический университет. ЛИ № 02330/0494349 от 16.03.2009. Пр. Независимости, 65. 220013, г. Минск.